

Földtani Közlöny



156/2

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2026

Felelős kiadó

M. TÓTH Tivadar, az MFT elnöke

Főszerkesztő

SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztőkBABINSZKI Edit
KOVÁCS Zoltán
BARTHA István Róbert**Nyelvi lektor**

LUKOCZKI Georgina

Szerkesztőbizottság

FODOR László, FÖZY István, LUKÁCS Réka, PÓSFAL Mihály, SZANYI János, TÖRÖK Ákos

TámogatókMagyar Tudományos Akadémia,
ANZO Perlit Kft., Biocentrum Kft.,
Colas Északkő Kft., Geo-Log Kft.,
Geoproduct Kft., Geoteam Lambda
Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding
Kft., OMYA Hungária Kft., O&G
Development Kft., Perlit-92 Kft.,
TerraPeuta Kft.**A kéziratokat az alábbi felületen kérjük benyújtani**

www.foldtanikozlony.hu

Responsible publisherTivadar M. TÓTH,
President of the Hungarian Geological
Society**Editor-in-chief**

Orsolya SZTANÓ

Technical editorsEdit BABINSZKI
Zoltán KOVÁCS
István Róbert BARTHA**Language editor**

Georgina LUKOCZKI

Editorial boardLászló FODOR, István FÖZY, Réka
LUKÁCS, Mihály PÓSFAL, János SZANYI,
Ákos TÖRÖK**Sponsors**Hungarian Academy of Sciences,
ANZO Perlit Kft., Biocentrum Kft.,
Colas Északkő Kft., Geo-Log Kft.,
Geoproduct Kft., Geoteam Lambda
Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding
Kft., OMYA Hungária Kft., O&G
Development Kft., Perlit-92 Kft.,
TerraPeuta 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)

**Tartalom — Contents**

- TOPA, Boglárka Anna, LESKÓ, Máté Zsigmond, ARADI, László; SEGUI FÁBIÁN, Diego; KAZUP, Ágota, KRISTÁLY, Ferenc, BULÁTKÓ-DEBUS, Délia, WEISZBURG, Tamás, ZAJZON, Norbert: Manganese oxide mineralisation hosted in Upper Triassic dolostone near Királyszentistván, Hungary. – *Mangán-oxidok ásványtársulása a Királyszentistván környéki felső triász dolomitban.* 99
- BALASSA Csilla, NÉMETH Norbert, KRISTÁLY Ferenc, SZAKÁLL Sándor, BULÁTKÓ-DEBUS Délia, SZABÓ Dávid: Eszkinit-, euxenit- és samarszkitcsoportba tartozó ásványok Lillafüred környékéről. – *Aeschynite, euxenite and samarskite group minerals from the vicinity of Lillafüred, Bükk Mts., Hungary.* 115
- HALÁSZ, Noémi, PEKKER, Péter, PÓSFAL, Mihály, GUZMICS, Tibor, BERKESI, Márta, †MILKE, Ralf, M. TÓTH, Tivadar: Zirconolite-bearing symplectites in micro-ijolites: implications for subsolidus processes during ongoing magmatism at Oldoinyo Lengai, Tanzania. – *Cirkonolit-tartalmú szimplektit mikro-ijolitokban: jelentőségük a szubsolidus folyamatok értelmezésében az Oldoinyo Lengai (Tanzánia) területén zajló magmatizmus során.* 137
- MINDSZENTY Andrea: A sekélytengeri karbonátrétegsorokban megjelenő paleotalajok sajtós jellegei és értelmezésük problémái – áttekintés. – *The controversial nature of paleosols related to shallow marine carbonate depositional sequences – A review.* 155
- BÉKÉSI Eszter, TARI Gábor, BERKESI Márta, GELENCSÉR Orsolya, HORVÁTH Laura, KOVÁCS Gábor, MAYER Zoltán, PORKOLÁB Kristóf, SPRÁNTZ Tamás, SZÁRNYA Csilla, SZTANÓ Orsolya: A természetes hidrogén mint potenciális jövőbeli energiaforrás földtani háttere és kutatásának lehetőségei. – *Geological characteristics and exploration methods of natural hydrogen.* 175
- PAZONYI Piroska, HÍR János, LEÉL-ÖSSY Szabolcs, GÁSPÁR Anita: In memoriam Dr. KORDOS László. 187
- Hírek, ismertetések** (összeállította: PIROS Olga) 211

Első borító: Romanècheit, dolomit, goethit Királyszentistvánról, a példány mérete: 52x34x18mm (KUPI László felvétele)

Hátsó borító: Rudapithecus hungaricus koponyája Rudabányáról (†Ifj. KOLLÁNYI Ágoston felvétele).

Budapest, 2026

ISSN 0015-542X

Rövidített útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

Kérjük olvassa el részletes útmutatónkat, melyet a www.foldtanikozsoly.hu Információ Szerzőknek weboldalról tölthet le.

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 benyújtani, a szöveg mögé sorrendben elhelyezett számozott ábraanyaggal. A fájl neve a szerző nevéből és a cikk témáját lefedő néhány szóból álljon (pl. *szujo_et al_villanyi kavicsok*). Kéziratok a fenti honlapon keresztül küldhetők be. Bármilyen technikai probléma esetén forduljon a technikai szerkesztőhöz (mazsola.babinszki@gmail.com) 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. Vitairat 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 törd, utal a fő mondandóra.

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 tézisszerű, rövid ismertetése az eredmények és a diskusszió ismételése 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 tipográfiával 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 egyedi kiadványok esetén a mű címét kérjük dőlt betűvel szedni. Magyar szerzők idegen nyelvű publikációi esetén a vezetéknev 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 kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. — PhD értekezés, ELTE Kőzettan–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 beilleszthetően. 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 szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif vagy jpg kiterjesztéssel kérjük beküldeni. A színes illusztrációkat a megfelelő nyomdai minőség érdekében CMYK színprofillal kérjük előállítani, ezért az online megjelenő pdf esetében előfordulhat némi színváltozás.

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 lektorai 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.

Manganese oxide mineralisation hosted in Upper Triassic dolostone near Királyszentistván, Hungary

TOPA, Boglárka Anna^{1,2*}, LESKÓ, Máté Zsigmond², ARADI, László³; SEGUI-FÁBIÁN, Diego³; KAZUP, Ágota⁴, KRISTÁLY, Ferenc², BULÁTKÓ-DEBUS, Délia², WEISZBURG, Tamás⁵, ZAJZON, Norbert²

¹Doctoral School of Environmental Sciences, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary; ²Institute of Exploration Geosciences, University of Miskolc; ³Archaeometry Laboratory, National Archaeological Institute, Hungarian National Museum Public Collection Centre (HNMPCC), Budapest, Hungary; ⁴Institute of Physical Metallurgy, Metal Forming and Nanotechnology, University of Miskolc;

⁵Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

*topabogi@gmail.com

ORCID: Topa Boglárka: <https://orcid.org/0000-0003-1996-2261>; Leskó Máté: <https://orcid.org/0000-0003-1948-2380>; Aradi László: <https://orcid.org/0000-0003-0276-3119>; Kazup Ágota: <https://orcid.org/0009-0001-0193-1777>; Kristály Ferenc: <https://orcid.org/0000-0002-0075-5994>; Weiszbürg Tamás: <https://orcid.org/0000-0001-8183-4434>; Zajzon Norbert: <https://orcid.org/0000-0003-4664-8091>

Mangán-oxidos ásványtársulás a Királyszentistván környéki felső triász dolomitban

Összefoglalás

A Királyszentistván környéki felső triász dolomitban megjelenő mangándús ásványtársulás különleges, fekete, ágas-bogas (dendrites) kifejlődésű mangán-oxidjairól vált ismertté, melyeket gyakran sárgásbarna goethitbevonatok tesznek még látványosabbá. Ezek a jellegzetes példányok erősen töredezett és porló dolomittal kitöltött üregekben fordulnak elő, de a mangán- és vasásványok repedések menti bevonatok vagy masszív bekérgezések formájában is jelen vannak a lelőhelyen. A minták ásványos összetételének, valamint szöveti viszonyainak elemzése röntgen-pordiffrakció, pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok (SEM-BSE felvételek, SEM-EDX pontanalízis és elemtérképezés), mikro-XRF elemtérképezés, Raman-spektroszkópia és komputertomográfia segítségével történt. A vizsgált paragenézist főként csatornaszerkezetű mangán-oxidok (romanèchit, todorokit és a coronaditcsoport ásványai) alkotják, hozzájuk goethit társul. A minták szöveti jellemzése az ásványok szoros, mikroléptékű összenövéseit és jelentős kémiai heterogenitását mutatja, ami a folyamatosan változó redox- és pH-viszonyokat tükröző, többlépcsős ásványkiválásra utal. Az eredmények alapján a komplex ásványtani vizsgálatok – különösen a nagy felbontású szöveti elemzésekkel kiegészítve – alapvető információkat szolgáltathatnak a dolomitrepedésekben zajló fluidum–kőzet kölcsönhatások és a képződési környezetek fejlődésének értelmezéséhez. A királyszentistváni előfordulás ezáltal túlmutat az ásványtani érdekességeken, és jól szemlélteti, hogy a látszólag gyakori ásványtársulások részletes ásványtani vizsgálata hozzájárulhat a helyi földtani és geokémiai fejlődéstörténet pontosabb megismeréséhez.

Tárgyszavak: dolomit, mangán-oxidok, romanèchit, goethit, dendritik

Abstract

A manganese- and iron-bearing mineral assemblage occurring in Upper Triassic dolostone near Királyszentistván (Transdanubian Range, Hungary) was investigated in order to characterise the mineralogical composition and to reveal the textural relations on the micrometre scale, thereby contributing to a better understanding of the geological processes yielding these manganese oxides, partially covered by yellowish-brown goethite, occurring within vugs and cavities containing strongly brecciated and pulverulent dolomite. To analyse the detailed mineralogical and textural features of the samples X-ray powder diffraction, scanning electron microscopy (SEM-BSE imaging, SEM-EDX point analysis and elemental mapping), micro-XRF elemental mapping, Raman spectroscopy and computed tomography were applied. The investigated assemblage consists mainly of tunnel-structured manganese oxides, including romanèchite, todorokite and coronadite-group minerals, associated with goethite. Micrometre-scale observations reveal intimate intergrowths of mineral phases and heterogeneous element distributions, indicating multiple stages of mineral precipitation under changing redox and pH conditions. The results demonstrate that integrated mineralogical investigations, particularly high-resolution textural analyses, provide essential constraints on fluid–rock interaction processes and the evolution of mineralising environments. The Királyszentistván occurrence highlights the geological significance of detailed mineralogical studies of seemingly common mineral assemblages in reconstructing local geological and geochemical processes.

Keywords: dolostone, dolomite, manganese oxides, romanèchite, goethite, dendrites

Introduction

A rather usual mineral assemblage with a very unusual appearance was revealed by collectors in 2019 (MOZGAI 2023). Specimens from the dolostone¹ quarry, Királyszentistván (Transdanubia, Hungary), widely referred to as ‘romanèchite and goethite’, rapidly gained recognition due to their distinctive and highly aesthetic appearance (*Fig. 1*). The black dendritic, coral-shaped branches, covered partially by brownish coating and further enhanced by the light tone of the host rock made the locality famous worldwide. Even in the mindat.org database (RALPH et al. 2025), the page dedicated for romanèchite (<https://www.mindat.org/min-3441.html>) contains photos of six different specimens from Királyszentistván uploaded by people from all over the world. Thanks to the dedication and enthusiasm of the collectors, the initial identification was performed by various instrumental analytical technics (KUPI 2021a) and these preliminary investigations revealed that detailed characterization of the samples could be of interest not just from the mineralogical, but also from the geological point of view.

Typical dendritic manganese coatings, common in carbonate rocks, is widespread in the quarry on the dolostone surface, and further unique manganese oxide appearance types can be distinguished, too. According to KUPI (2021a, b) the most common forms are tree- or coral-like, black, lustrous aggregates with botryoidal iron oxide(-hydroxide)s developed on them (*Fig. 1*). These specimens are typically 8–10 cm in size. The largest recovered specimen exceeded 60 cm. Manganese oxides are also present as massive thick black coatings covering the walls of cavities.

The arborescent habit of manganese oxides is very common, and the dendrites are most frequently described as manganese oxide formations, although iron oxide and oxyhydroxide varieties are just as common (SWARTZLOW 1934). POTTER & ROSSMANN (1979) simply defines manganese dendrites as manganese oxide accumulations exhibiting dendritic pattern. These blackish, tree-like branching motifs usually occur along geological discontinuities, such as bedding planes, joints and fracture surfaces, and they can be found on the surface of rocks and minerals or even within them (LIU et al. 2023, HOU et al. 2025). Manganese dendrites typically appear as quasi-two-dimensional patterns, but rarely three-dimensional structures can also be found (HOU et al. 2025). Based on previous studies (POTTER & ROSSMANN 1979, NG & TEH 2009, XU et al. 2010, HOU et al. 2025) manganese dendrites are mostly characterised by tunnel-structured manganese oxide minerals (*Table 1*), although HOU et al. (2023) identify a layer-structured manganese oxide (birnessite: $(\text{Na,Ca,K})_{0.6}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_2\text{O}_4 \cdot 1.5\text{H}_2\text{O}$, monoclinic/triclinic) as the main component of their investigated three-dimensional dendritic samples. The main building blocks of these structures are MnO_6 octahedra (*Table 1*) linked by edge- and corner-sharing configurations forming the layer and tunnel structures (NAMGUNG & LEE 2025).

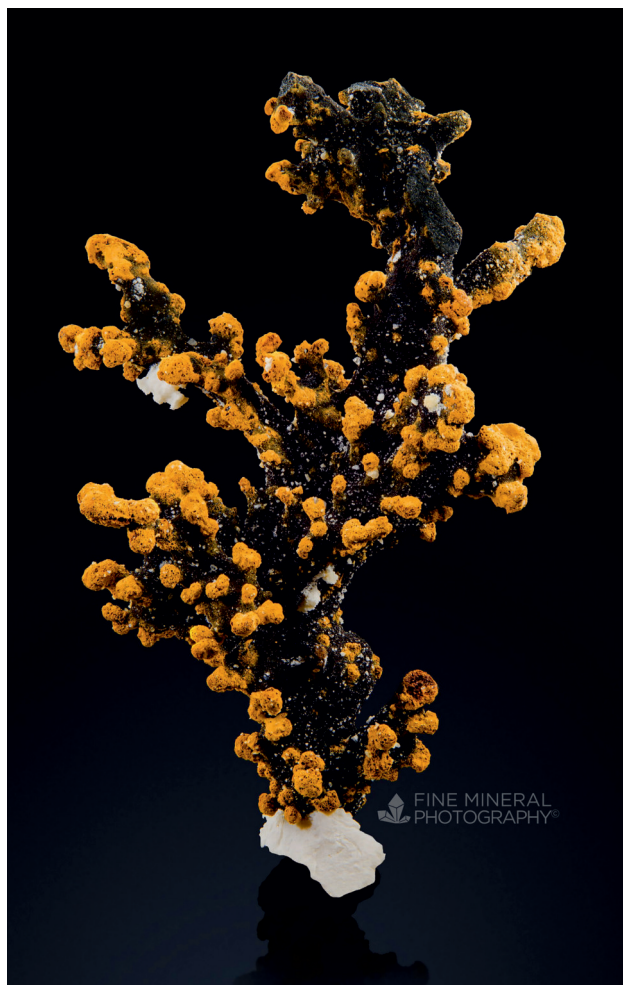


Figure 1. Black branching manganese-oxide specimen from Királyszentistván, partially coated by yellowish goethite. Approximate size: 5×3×2 cm. Collection and photo: László KUPI (SZAKÁLL & FEHÉR 2025)

1. ábra. Fekete, dendrites megjelenésű mangán-oxid, részben sárgás goethittel bevonva, Királyszentistvánról. A példány mérete kb. 5×3×2 cm. Gyűjtemény és foto: KUPI László (SZAKÁLL & FEHÉR 2025)

Manganese, characterized by multiple oxidation states (Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{4+}), readily responds to environmental changes and therefore precipitates rapidly as micrometre- to submicrometre-scale crystals. This extremely fine grain size already poses difficulties for mineral characterization. Moreover, the precipitates often do not form a single, well-defined distinct mineral, but commonly consist of oriented nanoscale intergrowths and/or mixtures of structurally similar phases – usually with mixed valence features (NAMGUNG & LEE 2025), which are difficult to separate or distinguish from one another. Coherent intergrowth can even occur on the atomic level (TURNER & BUSECK 1979). The identification is further complicated by the fact that the different tunnel structures can incorporate various cations and water to compensate charge imbalance originating from the mixed valence state of manganese (POST 1999, NAMGUNG & LEE 2025), so chemical analysis without structure-related data is insufficient in most cases.

¹ In this study, the Upper Triassic dolomite host rock is referred to as dolostone to distinguish it from the mineral dolomite.

Table I. Structural units and formulae of various relevant manganese oxides with tunnel structures after TURNER & BUSECK (1981). The numbers indicate the widths of the manganese oxide octahedral chains constraining the tunnels

I. táblázat. Csatornaszerkezetű mangán-oxidok (coronadit, kriptomelán, hollandit, manjiroit, stronciomelán, romanèchit és todorokit) képlete és építőegységeik TURNER & BUSECK (1981) alapján. A számok a csatornákat létrehozó mangán-oxid oktaéder-láncok szélességét mutatják

Structure	Mineral species / abbr. (WARR 2021)	Mineral formula (IMA)	Structure name (WANG et al. 2024)
A (2 x 2)	Coronadite / Cor	$\text{Pb}(\text{Mn}^{4+}_6\text{Mn}^{3+}_2)\text{O}_{16}$, monoclinic	$\alpha\text{-MnO}_2$
	Cryptomelane / Cml	$\text{K}(\text{Mn}^{4+}_7\text{Mn}^{3+})\text{O}_{16}$, monoclinic	
	Hollandite / Hol	$\text{Ba}(\text{Mn}^{4+}_6\text{Mn}^{3+}_2)\text{O}_{16}$, monoclinic	
	Manjiroite / Mji	$\text{Na}(\text{Mn}^{4+}_7\text{Mn}^{3+})\text{O}_{16}$, tetragonal	
	Strontiomelane / Sml	$\text{Sr}(\text{Mn}^{4+}_6\text{Mn}^{3+}_2)\text{O}_{16}$, monoclinic	
B (2 x 3)	Romanèchite / Rmn	$(\text{Ba},\text{H}_2\text{O})_2(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{3+})_5\text{O}_{10}$, monoclinic	OMS-6-MnO ₂
C (3 x 3)	Todorokite / Tdr	$(\text{Na},\text{Ca},\text{K},\text{Ba},\text{Sr})_{1-x}(\text{Mn},\text{Mg},\text{Al})_6\text{O}_{12}\cdot 3\text{-}4\text{H}_2\text{O}$, monoclinic	Todorokite-MnO ₂ / OMS-1-MnO ₂

Geological setting

The Királyszentistván manganese oxide locality (Fig. 2) is in the central part of the Transdanubian Range, on the SE margin of the Bakony Hills, on the southern limb of the axial syncline, in a position where the Litér thrust repeats the Middle to Upper Triassic sequence (BUDAI et al. 1999). Important tectonic lines are in the vicinity of the site. The Litér thrust runs only few hundred metres WNW from the site and the Herend–Márkó line is to the north (HAAS et al. 2010, HÉJA et al. 2024) (Fig. 2).

The Királyszentistván Quarry #1 is located between Királyszentistván and Litér, ca. 10 km east from Veszprém and 5 km north of Lake Balaton. Dolostone and quartz sand were formerly mined in the quarry. The quarry is divided into a WNW part and an ESE part by a steep E–SE dipping fault. The NW half of the quarry reveals the Lower Carnian Kádárta Dolomite Member of the Gémhegy Dolomite Formation (BUDAI & VÖRÖS 2006, BABINSZKI et al. 2023a) with a partially tectonic, partially erosional surface on which Upper Miocene (Pannonian) limnic sand (BABINSZKI et al. 2023b) was deposited covering the ESE part of the quarry. The dolostone has a platform carbonate origin (Cassian Dolomite) (BABINSZKI et al. 2023a). The rock is strongly altered on the southern part of the outcrop. Here not only the NNE–SSW main fault is visible but also a very steep NW–SE structural line crosscutting it at ca. 45°. Along these faults – and especially around their junction – the dolostone is intensely brecciated, weathered, and locally pulverulent

occurring as mixed patches and blocks. This zone is a few metres wide. In the joints of tectonic planes and in their surrounding dolostone, the cliffs host vugs and holes from few decimetres to meter-size, partially filled and covered by black and yellowish-brown to brown manganese- and iron-bearing mineral assemblages.

Materials and methods

Samples

Specimens representing different morphological and textural appearances were selected for detailed analysis. Fragments from the selected samples were embedded in a two-component Araldite epoxy resin and polished to obtain flat, even surfaces for further analysis. For bulk mineral identification (X-ray powder diffraction), samples were ground in an agate mortar. Table II summarizes the samples with their characteristic features.

Analytical methods

To identify the minerals, characterize the samples in detail, and reveal the detailed micrometre-scale fine textural relations a complex analytical approach was applied.

As a first step, for bulk mineral identification X-ray powder diffraction (XRD) measurements were carried out with a Bruker D8 Discover diffractometer using Cu K α radiation

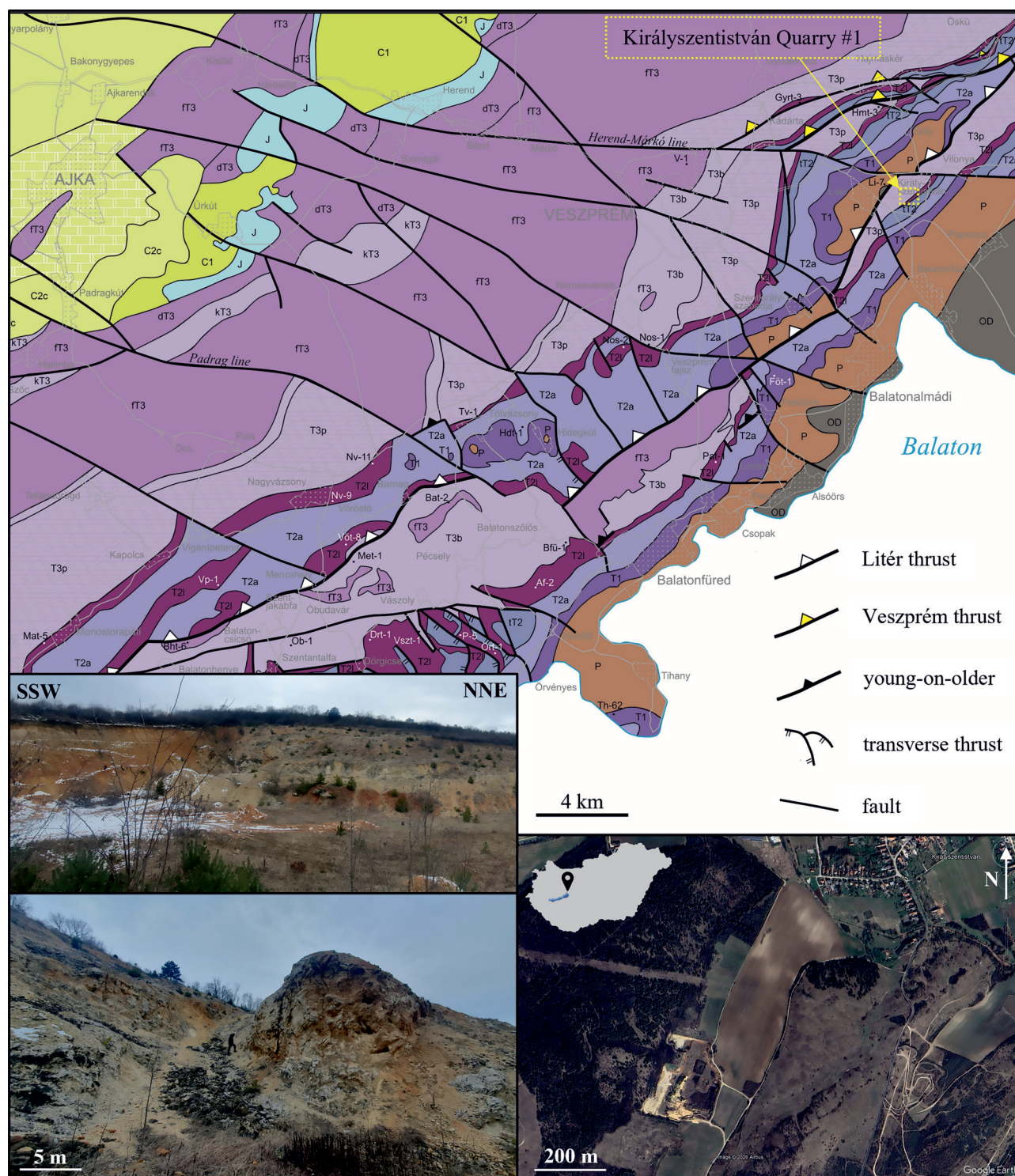


Figure 2. Location of the Királyszentistván Quarry #1 shown in the pre-Cenozoic geological map of the area (after HÉJA et al. 2024) and images of dolomite outcrops in the quarry

2. ábra. A Királyszentistván I. bányá elhelyezkedése, a környék prekainozoos földtani térképe HÉJA et al. (2024) nyomán, és a bányában feltáródó dolomit

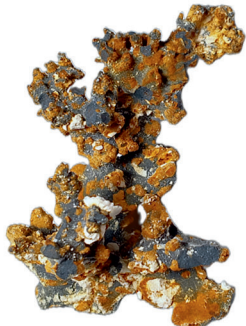
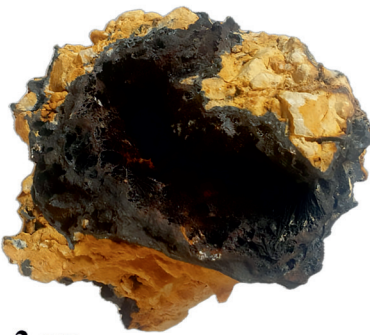
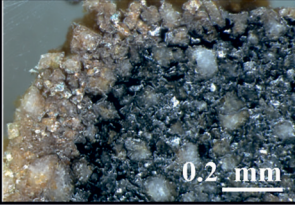
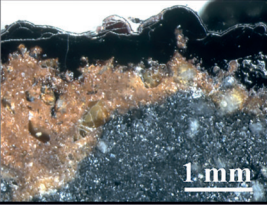
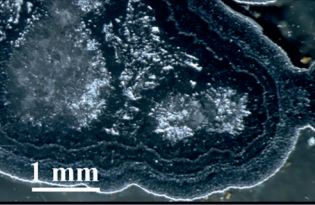
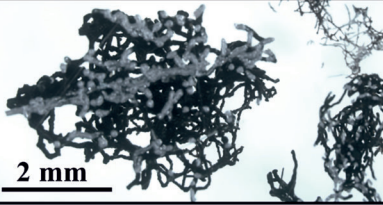
(40 kV and 40 mA), in the 2–70° 2 θ range, with 0.009° step size and measuring time of 103.2 s.

To explore the micrometre-scale textural features and characterize the chemical composition scanning electron microscopic (SEM) observations (secondary electron (SE) and backscattered electron (BSE) images) and electron beam induced X-ray microanalysis (EDX) (point measurements

and mapping) were performed on a Thermo-Fisher Scientific Helios G4 PFIB SEM device, with 15–20 kV accelerating voltage and 13–26 nA probe current.

Texture-related element distributions were further analysed by X-ray fluorescent (XRF) elemental mapping on a Bruker M4 Tornado Plus AMICS 36S micro-XRF device equipped with a rhodium X-ray tube operating at 50 kV ac-

Table II. Sampled specimens and their characteristics with stereomicroscopic images of prepared polished surfaces highlighting some textural features
II. táblázat. A megmintázott példányok és jellemzőik. Az alsó sor sztereomikroszkópos felvételei a polírozott felszínű minták egyes kiemelt részleteit mutatják

#1: three-dimensional morphology, branches partially covered with yellowish-brownish coating and dolomite grains	#2: three-dimensional thick dendritic morphology among bigger dolomite clasts	#3: black and brown / yellowish-brownish thick, layered coatings on the wall of veins and cavities	#4: black and brown thick, layered coating, blade- and sponge-like covering on the wall of veins and cavities
			
			

celeration voltage and 600 μA current. Mapping was done with a resolution of 5 and 15 μm beam diameter at 2 mbar pressure.

“In-situ” phase determination was done with Raman spectroscopic measurements on a Renishaw inVia Qontor Raman microspectrometer. The samples were illuminated with a diode-pumped solid-state laser. The excitation wavelength was 532 nm (green) with 0.5 mW power on the surface. To focus the laser on the sample a Leica 100 $\times$ (N.A. = 0.85) objective was used. The optical grating was 1200 grooves/mm. Measurements were performed using variable exposure times to obtain the best possible signal-to-noise ratio. To identify phases based on their Raman spectra the RRUFF database (LAFUENTE et al. 2016) and publications of JULIEN et al. (2004), BERNARDINI et al. (2019, 2020, 2024, 2025), POST et al. (2020, 2021), VERMEERSCH et al. (2023) and a reference sample set (TOPA et al. 2018) were used.

3D textural relations were analysed by computed tomography (CT). The measurements were carried out with a YXLON FF35 micro-CT system. Imaging was performed at 155 kV and 455 μA . The reconstructed 3D volumes have a spatial resolution of 14.2 μm in all three dimensions, with a magnification of 18.66 $\times$. Data visualization and evaluation were done with the VGStudio MAX 3.3 software.

XRD, SEM and CT analyses were performed in the 3DLAB at University of Miskolc. XRF mapping and Raman spectroscopy were carried out in the Archaeometry Laboratory of the HNMPCC National Archaeological Institute.

Characterization of the samples

Mineralogical features

Bulk analysis of the samples by XRD revealed the presence of dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, trigonal), quartz (SiO_2 , trigonal), goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$, orthorhombic) and different manganese oxides with minor amount of amorphous or poorly crystalline phases (Fig. 3). Romanèchite, todorokite and minerals of the coronadite group can be identified in the diffraction patterns although according to Post (1999) species-level identification of many manganese oxides with XRD only is hindered by their structural similarities causing overlaps of the peaks.

SEM-BSE imaging revealed strong contrast variations among manganese-bearing mineral phases, reflecting substantial chemical heterogeneity among them (Figs 4, 6, 8). SEM-EDX point analyses, elemental mapping and XRF mapping indicate that barium (Ba) is the dominant cation incorporated into the manganese oxide structures (Figs 4–6), occurring with highly varying concentrations (from ~8 to ~17 wt%). In addition to Ba, sodium (Na), magnesium (Mg) aluminium (Al), silicon (Si), potassium (K), calcium (Ca), iron (Fe), cobalt (Co) and vanadium (V) are also detected in variable amounts. Ba-poor oxide phases exhibit elevated levels of Na, K, Mg, Ca (Fig. 6) and occasionally lead (Pb) or strontium (Sr), whereas Ba-rich phases consistently contain vanadium (V). Goethite is characterised by no

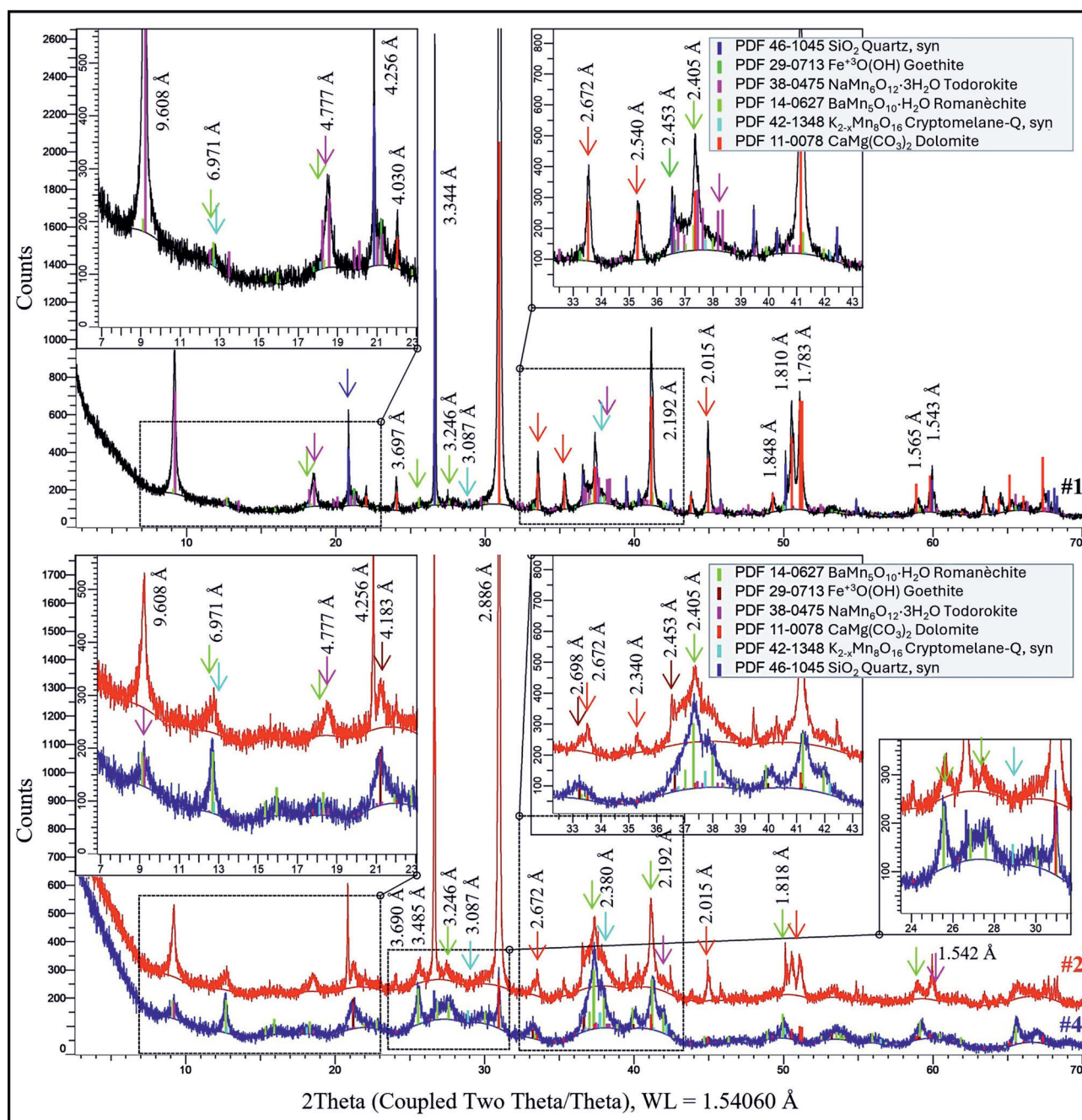


Figure 3. Representative X-ray powder diffraction patterns from samples #1, #2, #4 with the d-values of the main peaks

3. ábra. Az #1, #2 és #4 minták reprezentatív röntgen-pordiffraktogramjai a fő csúcsokhoz tartozó d-értékekkel

traceable presence of Ba and K while Co (Fig. 4) and Si (Figs 4, 6, 8) show elevated concentrations occasionally together with chlorine (Cl) and copper (Cu).

Raman spectroscopic measurements show the presence of romanèchite, todorokite and coronadite-group minerals (Fig. 7). However, the intimate micrometre-scale intergrowth of the phases resulted in mixed Raman spectra showing characteristic bands for several mineral species in most cases (Fig. 8). The intensity of certain peaks shows orientation-dependent variations among the spectra. On Fig. 7 Raman bands occurring around 150 and 208 cm^{-1} correspond to romanèchite, meanwhile in the region between them around

180 cm^{-1} peaks of coronadite group minerals are present. Peaks around (and below) 130 cm^{-1} belong to todorokite. The region marked by light blue colour around the peak at 291 cm^{-1} is characteristic for both romanèchite and todorokite. The region marked around 512 cm^{-1} usually occurs in the coronadite group, todorokite and subordinately in romanèchite and seems to be highly influenced by orientation. Green highlighted Raman bands around 585 cm^{-1} also belong to all three structures but highly vary in intensity according to changes in orientation. In the region characterised by the dashed lines at 629 cm^{-1} and 739 cm^{-1} the bands show variations both in intensity and position de-

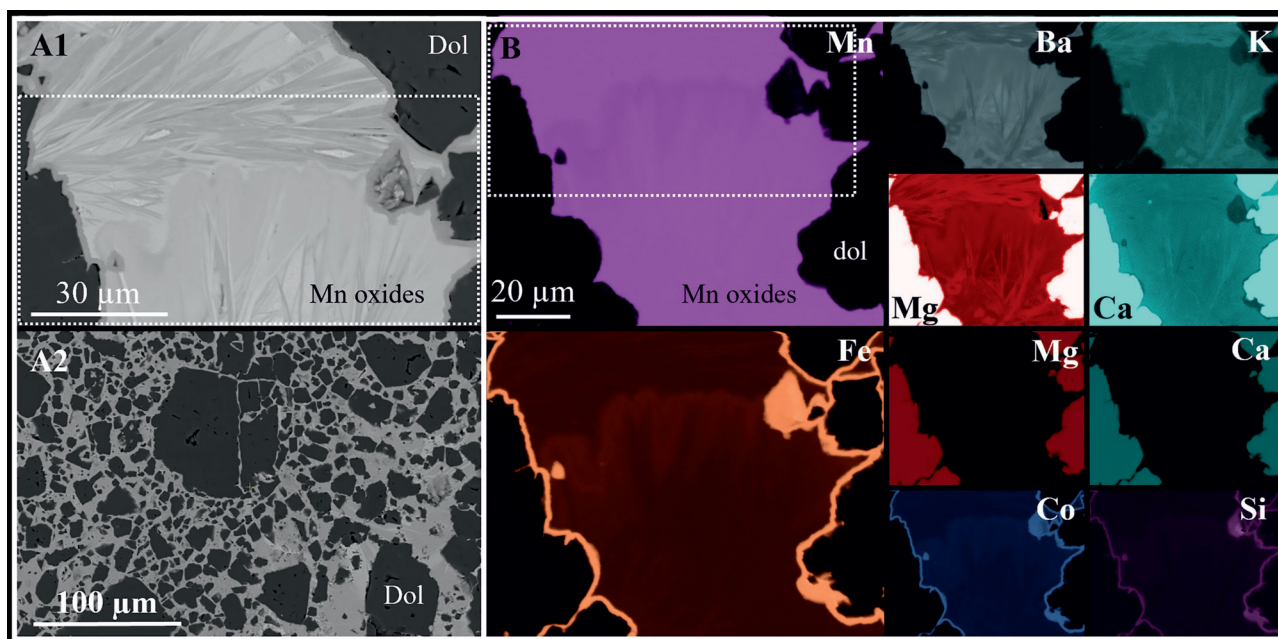


Figure 4. Selected area of sample #2 showing manganese oxides and goethite textural relations among dolomite grains on (A1, A2) SEM-BSE images (enlarged, overview) and (B) SEM-EDX elemental maps. White dashed rectangles show the same area. White letters in the top right corners indicate the mapped elements. Within each map, brighter shade indicates higher concentration. Black letters in bottom left corners indicate enhanced Mg and Ca maps to counterbalance the effect caused by the presence of dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) grains. Brecciated dolomite grains of 5–100 µm are coated by a ca. 3 µm goethite rim (concentrating Co and Si). The rest of the intergranular space is filled by manganese oxides (concentrating Ba and K, too) and goethite.

4. ábra. Mangán-oxidos és goethites mátrix a dolomitszemcsék között a #2 mintában. (A1, A2) nagyított és áttekintő SEM-BSE-felvételek, (B) SEM-EDX-elem térképek. A fehér szaggatott téglalapok az azonos területeket jelölik. A fehér betűk a jobb felső sarkokban az elemeket jelzik. Egy térképen belül a világosabb árnyalat nagyobb koncentrációt mutat. A bal alsó sarkokban fekete betűk jelölik az eredeti Mg- és Ca-térképek felerősített változatait, melyek a dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) szemcsék hatását ellensúlyozzák. A ~5–100 µm-es töredezett dolomitszemcséket körülvevő ~3 µm-es goethitszegélyben Co és Si dúsul. A szemcsék közötti teret Ba- és K-tartalmú mangán-oxid ásványok keveréke és goethit tölti ki.

pending on the presence of romanèchite, todorokite and the coronadite-group minerals in the analysed points since all structures have lattice vibrations in those regions.

Textural features

Dolomite grains ranging from a few micrometres up to a few hundred micrometres can occur both on the surface of the samples and included within the oxides. Textural observations show that the dolomite fragments are surrounded by manganese oxides. (Figs 4, 9). The grain fragments are usually angular. The cracks along these dolomite fragments are sometimes also filled by manganese oxides. In some parts of the samples, individual dolomite grains are coated by an approximately 3 µm thick rim of goethite (Figs 9–10). The distribution of the goethite-encrusted and non-coated dolomite grains shows heterogeneity within the sample (Fig. 9).

Based on computed tomography, the distribution of the dolomite grains within the manganese oxide matrix is even in all directions of the studied specimens (Fig. 11). CT analysis also allowed to follow the changes of textural relations through a solid dolostone sample surrounded and infiltrated by manganese mineralisation. Manganese oxides partially filled the cracks and fissures, precipitated on the surfaces and in suitable voids they grew dendritic 3D structures embedding the dolomite grains (Fig. 11).

Manganese oxides occur in at least three different textural position. In the branchlike “three-dimensional” dendritic forms, according to higher resolution SEM imaging and SEM-EDX mapping the manganese-bearing phases surrounding the dolomite grains show a finely interwoven texture on the micrometre scale (Fig. 4).

Samples from the massive, manganese-bearing coatings, which macroscopically appear homogenous, generally do not contain dolomite grains. On the micrometre scale these Mn-rich coatings exhibit heterogeneous textural and mineralogical features (Figure 5). Manganese oxides occur in void-filling positions, too.

The intimate intergrowth of the different manganese oxide minerals (romanèchite, hollandite and todorokite) commonly alternates with goethite, even on the micrometre-scale (Fig. 6).

Goethite can also be characterised by different morphological and textural features in the mineral assemblages. Besides the macroscopically well-discernible yellowish-brown coating on the surface of the dendritic manganese oxides, goethite and iron oxyhydroxides with different level of crystallinity also occur in the form of velvety black thin layers on manganese oxide surfaces, or even with a sponge-like, filamentous interwoven texture (Table II). Sometimes the voids among these nets of delicate fragile threads are also filled by manganese oxides (Fig. 6). Colloform and botryoidal goethite encrustations

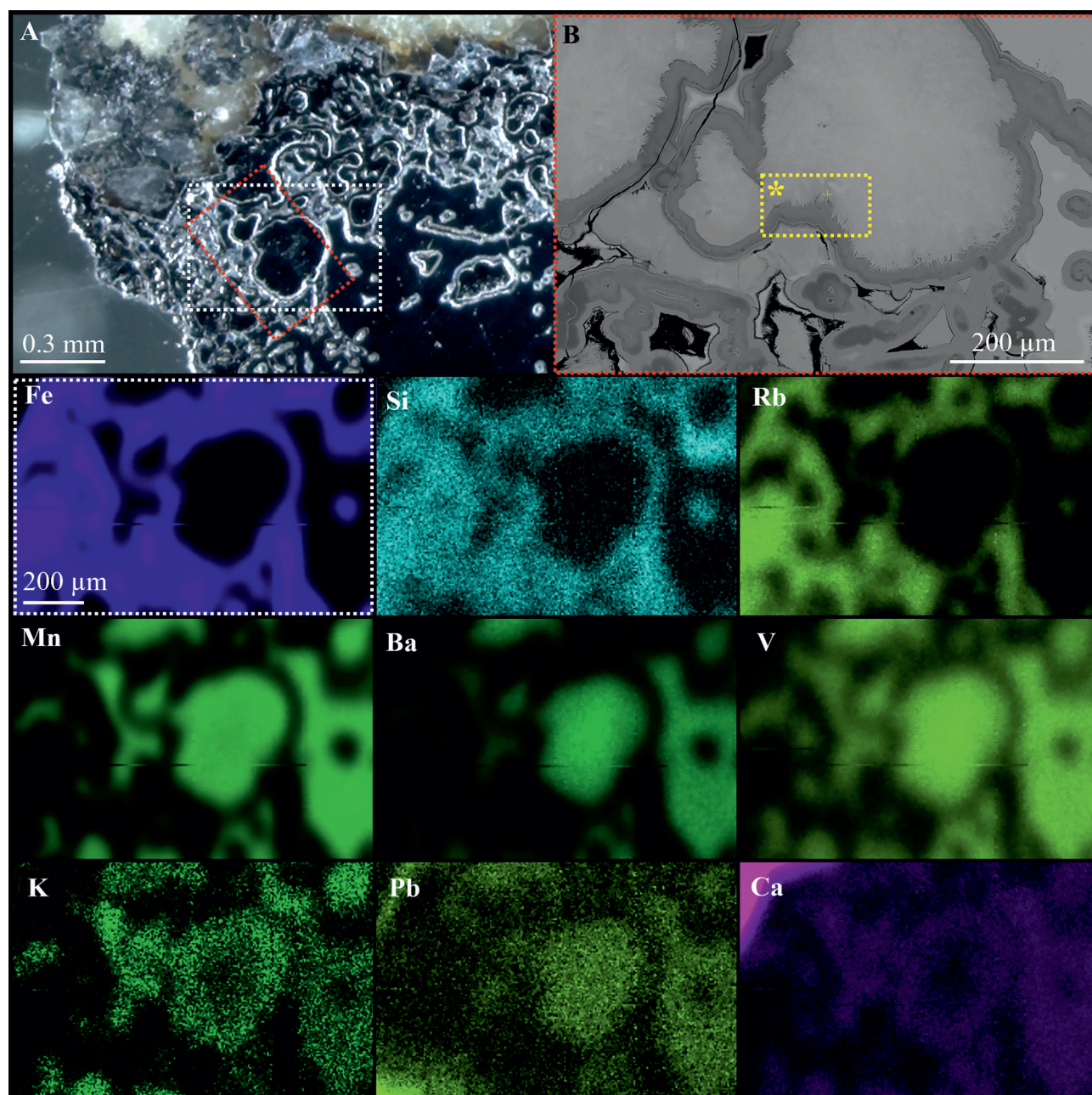


Figure 5. Dolomite-free, manganese oxides and goethite-bearing area of sample #4. (A) Stereomicroscopic and (B) SEM-BSE images (enlarged into the area marked by red dashed rectangle) with micro-XRF elemental maps (enlarged into the area marked by white dashed rectangle). White letters indicate the mapped elements. Within each map brighter shade indicates higher concentration. The white rectangle with the asterisk (*) marks the area shown in Fig. 8. Si and Rb occur within goethite, while Ba, V, K Pb and Ca are present in the manganese-oxides

5. ábra. A #4 minta egy dolomitmentes, mangán-oxidos és goethites területe (A) sztereomikroszkópos és (B) SEM-BSE-felvételeken mikro-XRF-elemtérképekkel. A fehér betűk a bal felső sarkokban az elemeket jelzik. Egy térképen belül a világosabb árnyalat nagyobb koncentrációt mutat. A csillaggal (*) jelölt téglalap a 8. ábra helyét jelöli. A Si és Rb a goethitben dúsul, míg a Ba, V, K, Pb és Ca a mangán-oxid-fázisokban jelenik meg

are also characterised by rhythmic morphological and chemical zonation (Figs 6, 8).

Discussion

The observations indicate that specimens from Királyszentistván contain a wider range of minerals in the assemblage than it seemed at first glance. The appearance of the

black dendritic romanèchite is aesthetically amplified by the presence of a yellowish-brown goethite coating. Furthermore, besides this surface coating, goethite is also present intermixed with other phases, which can only be recognized by microscopic methods. In addition, romanèchite is accompanied by other tunnel-structured manganese oxides of elevated Ba content, like todorokite and members of the coronadite group (most probably hollandite). Although the complex analytical approach revealed the presence of dif-

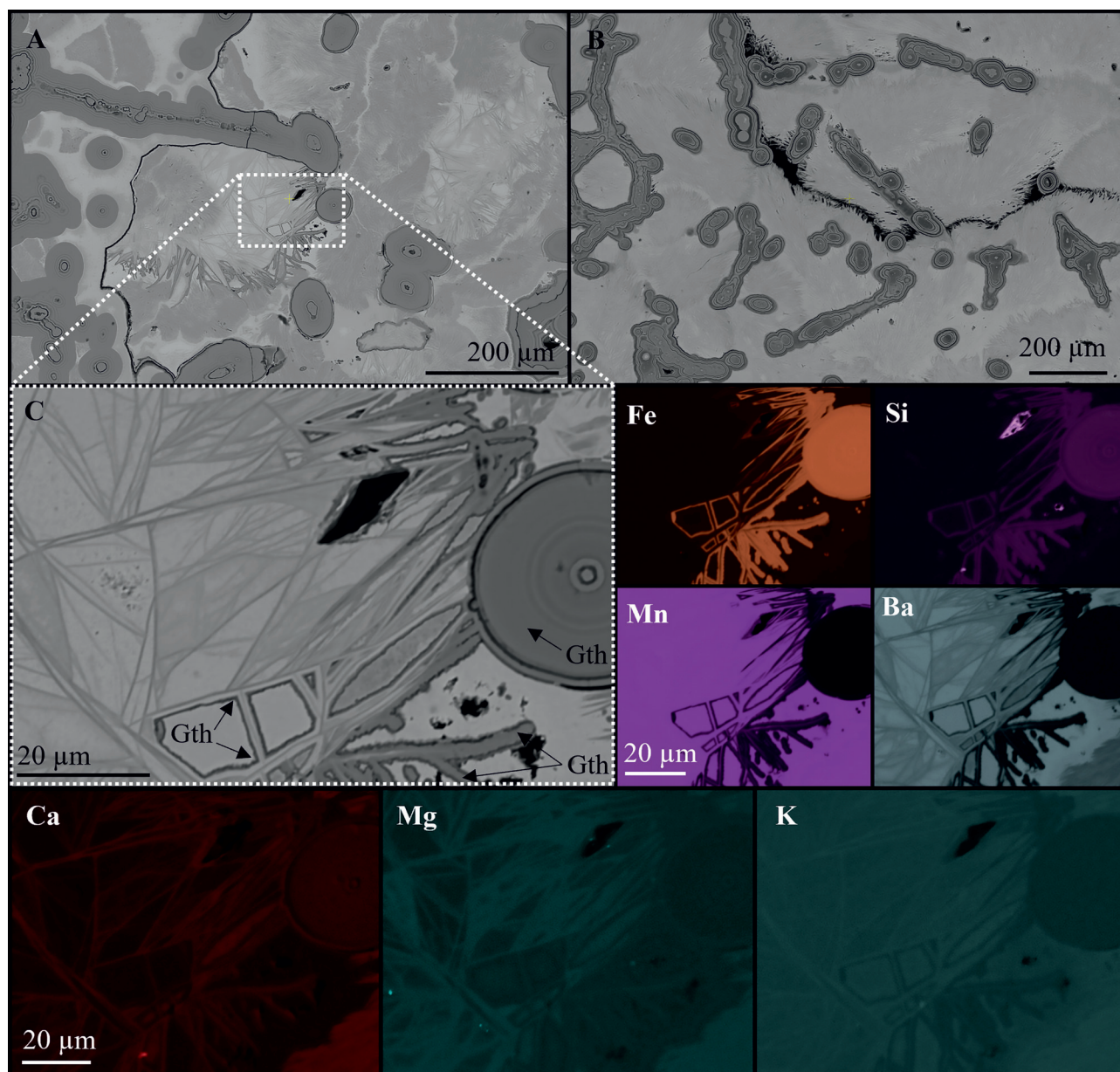


Figure 6. Manganese oxides and goethite in a dolomite-free part of sample #4. (A, B, C) SEM-BSE images and SEM-EDX elemental maps illustrate the chemical heterogeneity and textural complexity. White letters indicate the mapped elements. Within each map brighter shade means higher concentrations. “Gth” abbreviation stands for goethite (WARR 2021). (A and B) show the relations of manganese oxides and goethite on different scales. (C) reveals the micrometre-scale chemical heterogeneity and the close textural relations of manganese oxides and goethite within the enlarged area of (A)

6. ábra. Mangán-oxidok és goethit a #4 minta egy dolomitmentes területén. A SEM-BSE-felvételek és a SEM-EDX-elem térképek szemléltetik a kémiai heterogenitást és a szöveti komplexitást. A fehér betűk az elemeket jelzik. Egy térképen belül a világosabb árnyalat nagyobb koncentrációt mutat. A „Gth” rövidítés a goethit jelöli WARR (2021) nyomán. (A és B) mangán-oxidok és goethit szöveti viszonya különböző léptékeken. (C) Kémiai heterogenitást mutató mangán-oxidok és goethit mikrométeres léptékű szöveti viszonyai az (A) felvétel kijelölt, nagyított területén

ferent tunnel-structured manganese oxide minerals, the delicate, micrometre-scale intergrowth strongly hinder the species-level identification. However, SEM-BSE images, SEM-EDX and micro-XRF elemental maps seem to be effective tools to observe the textural relations and track the precipitation sequences, hence mapping can highlight the boundaries even among phases that cannot be separately measured by point analysis with SEM. The relation of manganese oxide minerals and goethite in the samples suggests a rather complex and continuously changing formation en-

vironment and fluctuations in the redox and / or pH conditions. Textures represented by Fig. 6 show that while manganese oxides fill the voids among separately and intactly evolved goethite formations, goethite also occurs as fine encrustation on the surface of submicrometre-scale manganese oxides. This is similar to the case of the dolomite-bearing samples where goethite most commonly appears not just around the dolomite grains (Figs 8, 9), but also together with the manganese oxides building up the matrix that cements the dolomite grains.

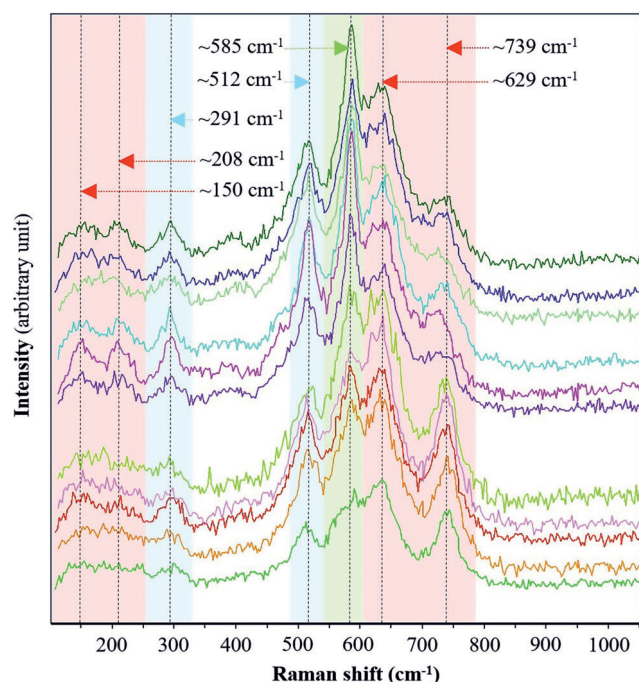


Figure 7. Some Raman spectra obtained from the samples. Background shaded with different colours show the main characteristic bands for the presented tunnel-structured manganese oxides. The black dashed lines indicate the positions of the listed cm^{-1} values serving as a reference for peak shifts

7. ábra. A vizsgált minták Raman-spektrumai. A különböző színekkel kiemelt háttér a mintákban jelenlevő csatornaszerkezetű mangán-oxidok jellemző Raman-sávjait szemlélteti. A fekete szaggatott vonalak a cm^{-1} értékek pozícióját jelölik, amelyek a csúcseltolódások referenciaértékeiként szolgálnak

Depending on textural relations, at least three different types of growth forms can be identified in the examined samples. The characteristic three-dimensional dendritic type specimens (Type 1) typically consist of dolomite grains cemented by at least two types of manganese oxides together with goethite. The formation of these structures appears to be controlled by the presence of vugs or cavities in the dolostone filled with loose brecciated and pulverulent dolomites, providing a suitable medium for crystals growth. When the cavities are sufficiently large but empty, only massive encrustations (Type 2) develop on the walls of these cavities, composed of both manganese oxides and iron oxy-hydroxides. In contrast, in smaller cavities and wider fractures, manganese oxides and goethite fill the entire available space (Type 3). 3D manganese oxides previously described in literature also suggest that some kind of medium is needed to facilitate the growth towards all directions. HOU et al. (2023) described an unusual manganese mineralisation where 3D dendrites developed within clinoptilolite tuff, while dendritic agate (ÇALIK & ARZOĞULLARI 2014) and dendritic opal also show three-dimensional dendritic morphology of manganese oxide minerals embedded in them (HOU et al. 2025).

The tectonic lines (and nearby fractures associated with them) provide highly efficient pathways for fluid migration within the dolostone, which is relatively impermeable and more difficult to dissolve than other – calcite-containing – carbonate rocks. The observed tectonized and altered zone

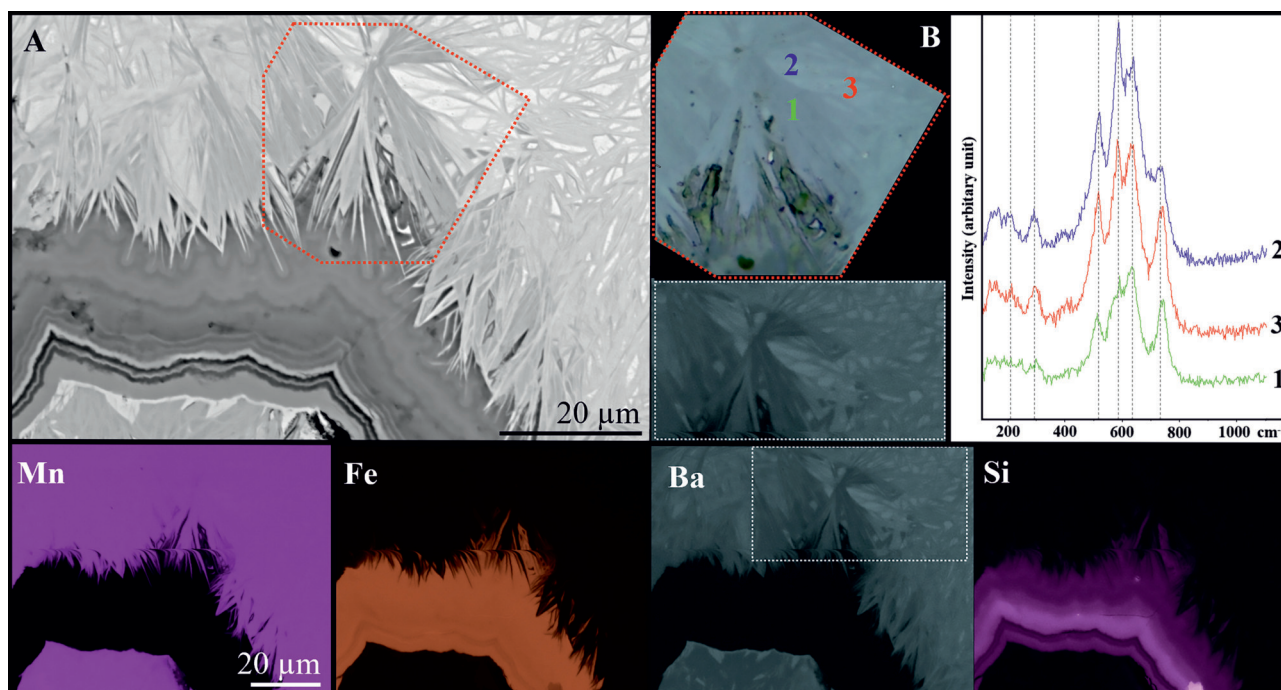


Figure 8. Enlarged area from Figure 5 (sample #4) marked by the yellow asterisk (*) there, showing manganese oxides and goethite on (A) SEM-BSE and (B) reflected light microscopic images of the area marked by the red dashed polygon with SEM-EDX elemental maps showing the chemical heterogeneity of manganese oxides and goethite. White letters in the top left corners indicate the mapped elements. Within each map brighter shade means higher concentration. Colour numbers show the spots of Raman microspectroscopic analysis of manganese oxides with the corresponding spectra.

8. ábra. Az 5. ábra (#4 minta) sárga csillaggal (*) jelölt nagyított, mangán-oxidos és goethites területe (A) SEM-BSE-felvételen és a piros szaggatott sokszöggel jelzett terület (B) ércmikroszkópos fényképen SEM-EDX-elemi térképekkel, melyek a mangán-oxidok és a goethit kémiai heterogenitását mutatják. A fehér betűk a bal felső sarkokban az elemeket jelzik. Egy térképen belül a világosabb árnyalat nagyobb koncentrációt mutat. A színes számok a mangán-oxidok Raman-mikrospektroszkópos elemzési pontjait és a hozzájuk tartozó spektrumokat jelölik.

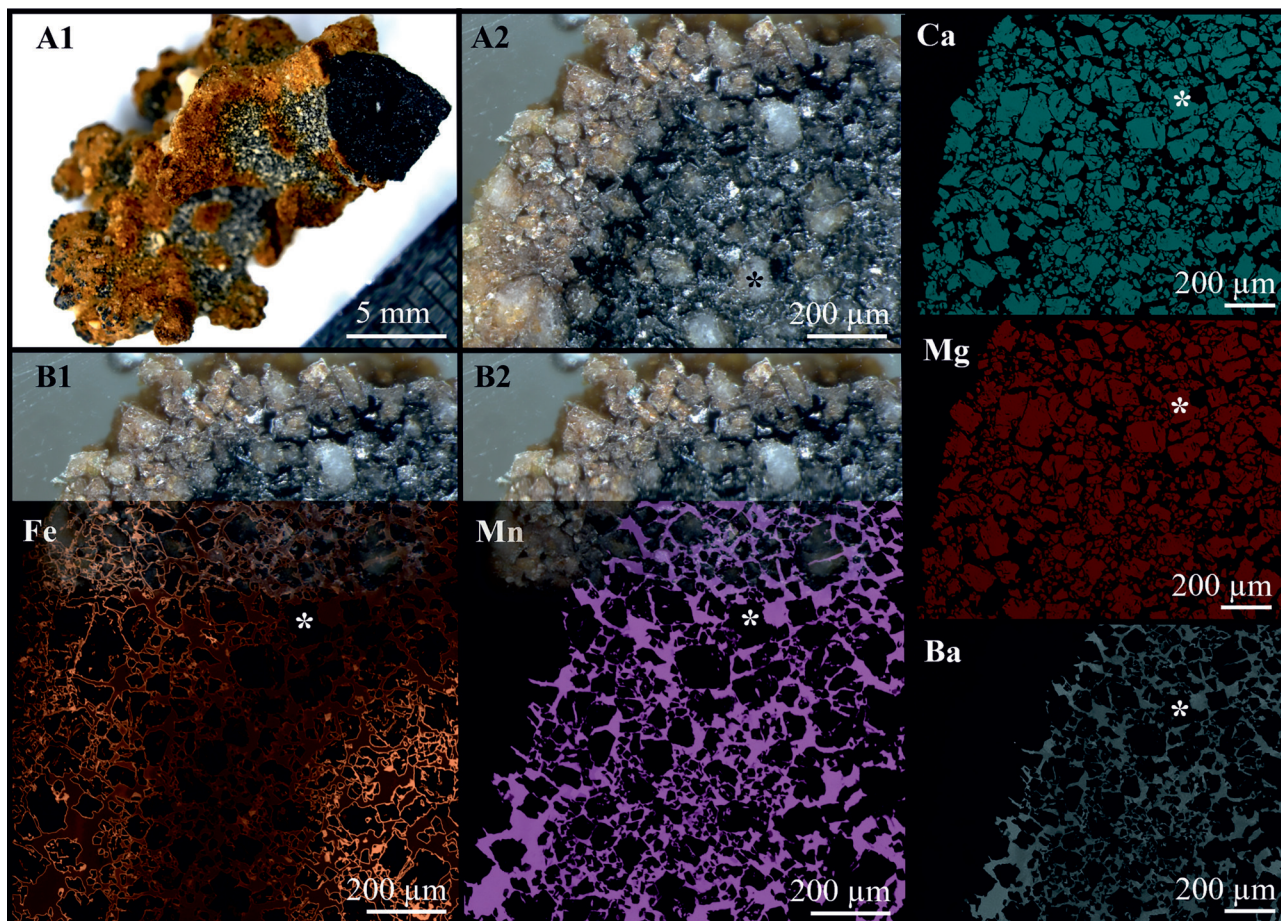


Figure 9. A fragment (sample #1) of a typical specimen from Királyszentistván. Stereomicroscopic images (A1, A2) and SEM-EDX elemental maps show dolomite grains (maps: Ca, Mg) cemented by manganese oxides (maps: Mn, Ba) and surrounded by goethite (map: Fe). Composite pictures (B1, B2) show the textural distribution of Mn and Fe among the dolomite grains. Asterisks (*) highlight the same dolomite grain. White letters in the top left corners indicate the mapped elements. Within each map brighter shade means higher concentrations

9. ábra. Egy jellegzetes királyszentistváni példány töredéke és a belőle készült #1 minta egy területe. A sztereomikroszkopos felvételek (A1, A2) és SEM-EDX-elem térképek a mangán-oxidokkal (térképek: Mn, Ba) cementált dolomitszemcséket (térképek: Ca, Mg) mutatják, melyeket goethit vesz körül (térkép: Fe). A kompozitképek (B1, B2) a Mn és Fe szöveti eloszlását mutatják a dolomitszemcsék körül. A csillag (*) egyazon dolomitszemcsét jelöl. A fehér betűk a bal felső sarkokban az elemeket jelzik. Egy térképen belül a világosabb árnyalat nagyobb koncentrációt mutat

of the dolostone in Királyszentistván likely served as an excellent pathway to metal-containing (Mn, Fe, Ba) fluids, further facilitating dolostone dissolution and the coval precipitation of manganese and iron oxide phases. The faults visible in the quarry are likely connected to nearby important structural lines like the SW–NE trending Litér-line or the W–E trending Herend–Márkó line, which has likely been active since Eoalpine movements (TARI & HORVÁTH 2010). The Herend–Márkó line was formed as thrust “tear” fault coeval with the Cretaceous Eoalpine deformation (FODOR et al. 2017). The elements required for the formation of the mineral assemblage were likely supplied either locally – such as Ca and Mg released during dolostone dissolution – or introduced by migrating fluids that transported Mn, Fe, K, and Ba. The dissolution of carbonate rocks acts as an effective redox barrier, promoting the precipitation of metal-bearing phases (sulphides and oxides) when dissolved metals are present in the circulating fluids (ROBB 2004).

Considering the formation, significance, and Cretaceous activity of the Litér thrust and Herend–Márkó faults, together with the broader geological evolution of the Transdanubian Range, multiple scenarios can be proposed for the origin of the Mn oxide mineral assemblage at Királyszentistván. Just by the presence of manganese and iron mineralisation, the precipitation could have resulted either from cold, descending oxidising meteoric waters during surface weathering, or from ascending hot (or at least warm) brines circulating in the tectonic channels. Additionally, according to CARMICHAEL et al. (2017) and based on NICHOLSON (1992) the cobalt content of the samples and the Mn–Ba association suggest a supergene terrestrial origin, although the extremely high amount of Ba could be an indicator of hydrothermal fluid contribution, too. The dissolution of dolostone causes continuous shifts in redox and pH conditions, creating a favourable environment for the simultaneous precipitation of manganese and iron oxide minerals. One notable form of the Mn miner-

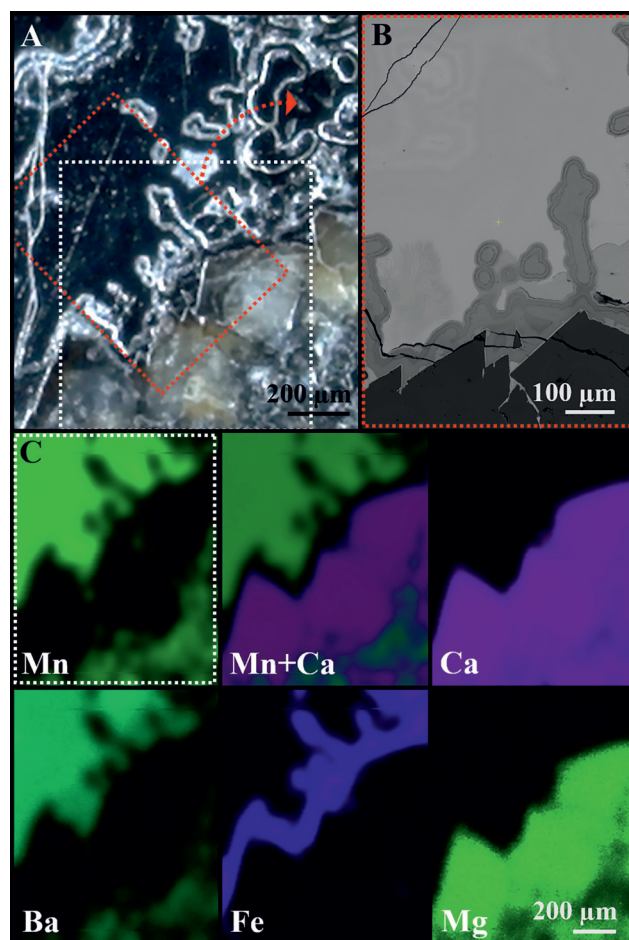


Figure 10. Selected area of sample #4. (A) Stereomicroscopic and (B) SEM-BSE image (45° clockwise rotated and enlarged part of the red dashed rectangle) with (C) micro-XRF elemental maps (area marked by dashed white rectangle). Goethite rim (Fe map) appears around dolomite (Ca and Mg maps) surrounded by manganese oxides (Mn and Ba maps). White letters in the bottom right corners indicate the mapped elements. Within each map brighter shade means higher concentrations. The “Mn+Ca” image is a composite map

10. ábra. A #4 minta egy kiválasztott területe. (A) Sztereomikroszkópos és (B) SEM-BSE-felvétel (a piros szaggatott téglalappal jelölt terület 45°-kal elforgatott képe) (C) mikro XRF-elem térképekkel kiegészítve (a fehér szaggatott téglalappal jelölt területről). A mangán-oxidok (Mn és Ba térképek) és a dolomit (Ca és Mg térképek) között kirajzolódik a goethitperem (Fe térkép). A fehér betűk a bal alsó sarkokban az elemeket jelzik. Egy térképen belül a világosabb árnyalat nagyobb koncentrációt mutat. Az „Mn+Ca” térkép kompozit kép

alisation at Királyszentistván is the development of three-dimensional Mn oxide structures within channels, cavities, and zones filled with pulverised dolomite. This makes the formation of pulverulent dolomite also a relevant question. Pulverulent dolomite was likely not formed exclusively mechanically by tectonism, as not all fault zones created pulverulent dolomite. It needs interaction with water; thus, the tectonism could only be a prerequisite to create pathways for waterflow.

NAGY (1979) describes that during the process of dolomite pulverisation the primary texture of the rock becomes loosened and disrupted. Thus, dolomite pulverisation refers to the process in which intact, hard dolostone

transforms into dolomite powder through the disintegration of its original fabric. However, it is well known that the end product of this process is not always powder; but between the fresh rock and the fully pulverised dolomite, a very common transitional brecciated material also develops just like in Királyszentistván. The formation of pulverulent (or pulverised or powdered) dolomite can be associated with ascending hydrothermal fluids (ESTEBAN et al. 2009) while infiltration of meteoric water enhanced by cryogenic mechanical weathering can also affect the powderisation of dolostones (POROS et al. 2013). Reliable identification of the formation processes of both pulverulent dolomite and the manganese and iron oxide mineralisation of Királyszentistván needs further research. More detailed mineralogical (e.g., species-level identification by transmission electron microscopy) and geochemical investigation could serve as a base to better understand and interpret the local geological processes. According to VASCONCELOS et al. (1992) and DEKONINCK et al. (2023) age determination based on potassium-bearing tunnel-structured manganese oxide can be feasible, which raises the possibility of argon–argon ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) dating of the Királyszentistván samples, providing additional constraints on the geological evolution at the locality.

Conclusion

Analysis of the manganese- and iron-bearing mineral association of Királyszentistván revealed the presence of at least three types of different manganese oxides (romanechite, todorokite, coronadite-group minerals) and iron oxyhydroxides (mainly goethite) showing micrometre-scale textural relations. For species-level identification of each phases transmission electron microscopic research would be necessary. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of manganese oxides could also serve as a base for further research.

Microscale mineralogical investigation of seemingly ordinary mineral assemblages – such as manganese dendrites – can significantly contribute to a deeper understanding of geological and environmental processes not just on a local scale.

Macroscopically hidden fine-textural relations of different manganese and iron oxide(hydroxide)s serve as a good base to track the changes in the redox-pH conditions of the system.

The samples from Királyszentistván clearly demonstrate the significant value of collaboration between people from different fields of mineralogy. Making these specimens accessible to museums and research institutions not only helps to improve comprehensive understanding of the local geological processes but also ensures that scientifically reliable and well-documented information will be preserved and distributed with these aesthetically remarkable mineral specimens.

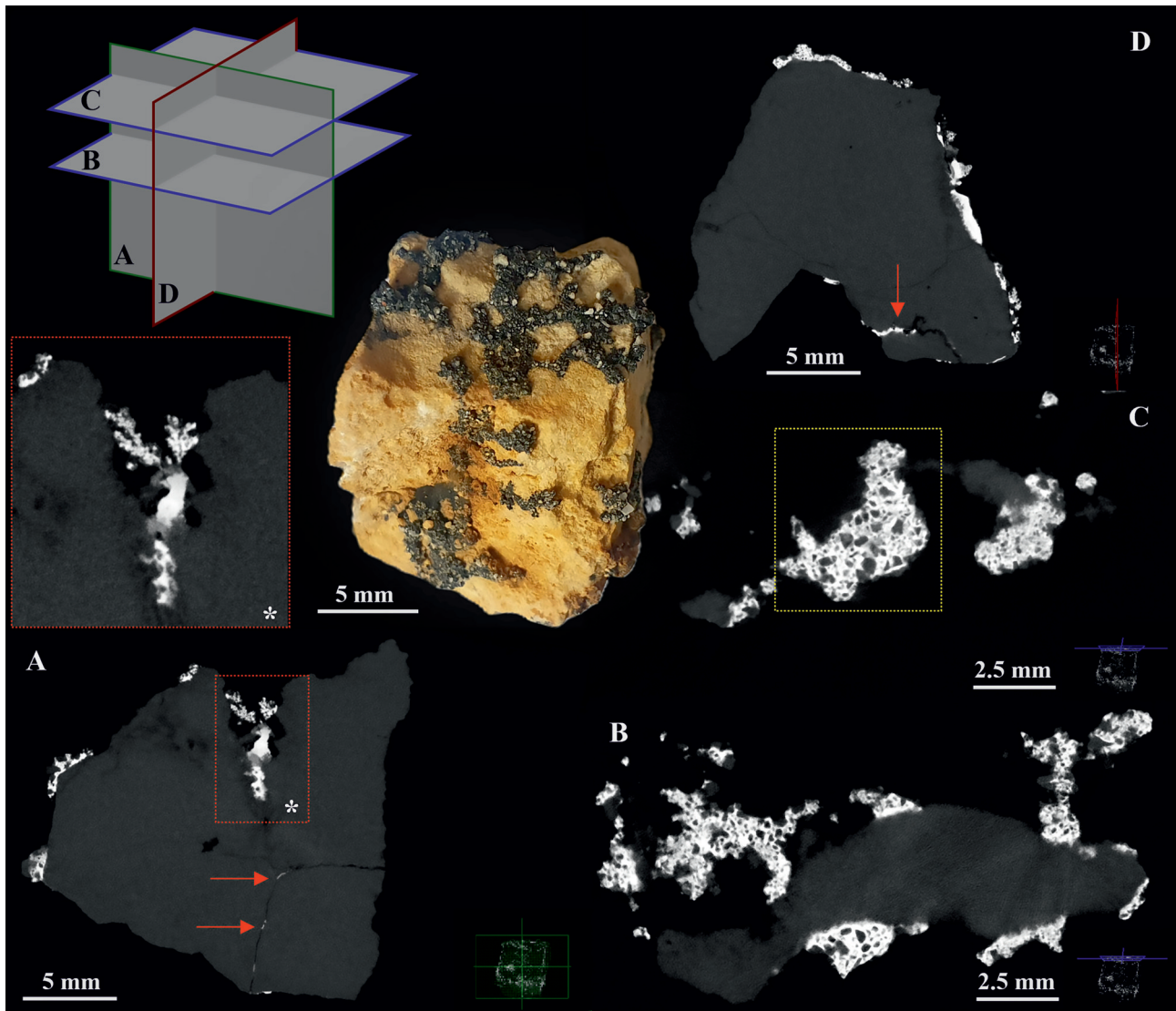


Figure 11. Computer tomography (CT) images from different directions of a ca. 1 cm³ solid dolostone sample (dark) with manganese oxides (bright). Slice (A): 3D dendritic development in voids, slice (B) and (C): distribution of (dark) dolomite grains within the manganese-oxide matrix, slice (D): dolomite-free encrustation on the surface of the sample. Red arrows show manganese oxide penetrating the cracks of the specimen

11. ábra. Különböző irányú CT-felvételek egy kb. 1 cm³-es mangán-oxidos dolomitmintáról. (A): 3D-s dendrites kifejlődésű mangán-oxidok (világos), (B) és (C): dolomit-szemcsék (sötét) eloszlása a mangán-oxidos mátrixban, (D): dolomitmentes mangán-oxidos bekérgezés a minta felszínén. A piros nyilak a mangán-oxidos repedéskitöltéseket mutatják

Acknowledgement

The authors express their gratitude to Eszter HEGYESI and Tamás NÉMETH for the samples provided for this research and for their enthusiasm, which made it possible

to preserve these special specimens for the benefit of future research. Gratitude is also extended to the reviewers for the thorough evaluation of the manuscript and for their helpful and constructive comments and suggestions.

References – Irodalom

- BABINSZKI E., PIROS O., BUDAI T., GYALOG L., HALÁSZ A., KIRÁLY E., KOROKNAI B., LUKÁCS R. & M. TÓTH T. 2023a: Magyarország litosztratiográfiai egységeinek leírása I. Prekainozoos képződmények. – Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest, 275 p.
- BABINSZKI E., PIROS O., CSILLAG G., FODOR L., GYALOG L., KERCSMÁR ZS., LESS, Gy., LUKÁCS R., SEBE K., SELMECZI I., SZEPESI J. & SZTANÓ O. 2023b: Magyarország litosztratiográfiai egységeinek leírása II. Kainozoos képződmények. – Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest, 179 p.
- BERNARDINI, S., BELLATRECCIA, F., MUNICCHIA A. C., VENTURA, G. D. & SODO, A. 2019: Raman spectra of natural manganese oxides. – *Journal of Raman Spectroscopy* **50**(6), 873–888. <https://doi.org/10.1002/jrs.5583>
- BERNARDINI, S., BELLATRECCIA, F., MUNICCHIA A. C., VENTURA, G. D. & SODO, A. 2020: A reliable method for determining the oxidation state of manganese at the microscale in Mn oxides via Raman spectroscopy. – *Geostandards and Geoanalytical Research* **45**(1), 223–244. <https://doi.org/10.1111/ggr.12361>
- BERNARDINI, S., VENTURA, G. D., MIHAILOVA B. & SODO, A. 2024: The stability of manganese oxides under laser irradiation during Raman analyses: I. Compact Versus Channel Structures. – *Journal of Raman Spectroscopy* **56**(1), 95–112. <https://doi.org/10.1002/jrs.6740>
- BERNARDINI, S., VENTURA, G. D., JOVANE, L., SODO, A. & MIHAILOVA B. 2025: The stability of manganese oxides under laser irradiation during Raman analyses: II. Layer structures. – *Journal of Raman Spectroscopy* **56**, 1072–1088. <https://doi.org/10.1002/jrs.6829>
- BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 2006: Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **112**(3), 359–371. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/6346>
- BUDAI, T., CSÁSZÁR, G., CSILLAG, G., DUDKO, A., KOLOSZÁR, L. & MAJOROS, G. 1999: Geology of the Balaton Highland. – *Occasional papers* **197**. Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ÇALIK, A. & ARZOĞULLARI, U. 2014: Occurrence of dendritic agate from Dereyalak village (Eskişehir) – NW of Turkey and its relationship to sepiolite nodules in the region. – *Journal of African Earth Sciences* **97**, 99–108. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.04.028>
- CARMICHAEL, S. K., DOCTOR, D. H., WILSON, C. G., FEIERSTEIN, J. & MCALEER, R. J. 2017: New insight into the origin of manganese oxide ore deposits in the Appalachian Valley and Ridge of northeastern Tennessee and northern Virginia, USA. – *Geological Society of America Bulletin* **129**(9–10), 1158–1180. <https://doi.org/10.1130/B31682.1>
- DEKONINCK, A., RUFFET, G., BAPTISTE, J., WYNS, R., PHILIPPO, S., ZHANG, Y. & NAMUR, O. 2023: Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of hydrothermal romanèchite from the sub-aerial fault-related Romanèche Mn deposit (France). – *Chemical Geology* **618**, 121280. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121280>
- ESTEBAN, M., BUDAI, T., JUHÁSZ, E. & LAPOINTE, P. 2009: Alteration of Triassic carbonates in the Budai Mountains – a hydrothermal model. – *Central European Geology* **52**(1), 1–29. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.52.2009.1.1>
- FODOR, L., HÉJA, G., KÖVÉR, S., CSILLAG, G. & CSICSEK, Á. L. 2017: Cretaceous deformation of the south-eastern Transdanubian range unit, and the effect of inherited Triassic–Jurassic normal faults. Pre-conference field trip, CETeG – 15th meeting of the Central European Tectonic Studies Group. Zánka, Lake Balaton, Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series* **32**, 47–76.
- HAAS, J., BUDAI, T., CSONTOS, L., FODOR, L. & KONRÁD, Gy. 2010: *Pre-Cenozoic geological map of Hungary. 1:500 000*. – Geological Institute of Hungary.
- HÉJA G., BUDAI T. & CSICSEK Á. 2024: Triász medence-geometria és fáciesváltozások hatása a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík coalpi szerkezetalakulására. – *Földtani Közlöny* **154**(2), 239–256. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2024.154.2.239>
- HOU, Z., WOŚ, D., TSCHegg, C., ROGOWITZ, A., RICE, A. H. N., LUTZ, N., FUSSEIS, F., SZYMCZAK, P. & GRASEMANN, B. 2023: Three-dimensional mineral dendrites reveal a nonclassical crystallization pathway. – *Geology* **51**, 626–630. <https://doi.org/10.1130/G51127.1>
- HOU, Z., WOŚ, D., QIU, K-F., ROGOWITZ, A., TSCHegg, C., RICE, A. H. N., GRASEMANN, B., YU, H-C. & SZYMCZAK, P. 2025: Mineral dendrites: Indicators for geological aqueous environments. – *Earth Science Reviews* **270**, 105231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105231>
- JULIEN, C. M., MASSOT, M. & POINSIGNON, C. 2004: Lattice vibrations of manganese oxides: Part I. Periodic structures. – *Spectrochimica Acta Part A* **60**(3), 689–700. [https://doi.org/10.1016/S1386-1425\(03\)00279-8](https://doi.org/10.1016/S1386-1425(03)00279-8)
- KUPL, L. 2021a: Neu aus Ungarn: Romanèchit-Dendriten. – *Lapis* **46**(3), 36–38.
- KUPL, L. 2021b: Új hazai lelet: romanèchit, goethit. – *Élet és Tudomány* **76**(12), 355.
- LIU, C., CALO, V. M., REGENAUER-LIEB, K. & HU, M. 2023: Dendritic growth patterns in rocks: Inverting the driving and triggering mechanisms. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **128**, e2023JB027105. <https://doi.org/10.1029/2023JB027105>
- LAFUENTE, B., DOWNS, R. T., YANG, H. & STONE, N. 2016: The power of databases: The RRUFF project. – In: ARMBRUSTER, T. & DANISI, R. M. (eds): *Highlights in Mineralogical Crystallography*. Berlin, München, Boston: De Gruyter, 1–30. <https://doi.org/10.1515/9783110417104-003>
- MOZGAI Zs. 2023: Világírássá vált ásványlelet mentése, romanèchit, goethit a királyszentistváni dolomitbányából. – *Folia Musei Historico-naturalis Bakonyiensis* **40**, Zirc, 39–45.
- NAGY B. 1979: A budai-hegységi porlott dolomitok ásvány-kőzettani, geokémiai és genetikai vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **109**, 46–74.
- NAMGUNG, S. & LEE, G. 2025: Chemical and Structural Diversity of Manganese Oxides: Challenges and Advances in Characterization. – *Economic and Environmental Geology* **58**(6), 629–639. (in Korean with English abstract) <https://doi.org/10.9719/EEG.2025.58.6.629>
- NG, T. F. & TEH, G. H. 2009: Fractal and shape analyses of manganese dendrites on vein quartz. – *Bulletin of the Geological Society of Malaysia* **55**, 73–79. <https://doi.org/10.7186/bgsm55200912>

- NICHOLSON, K. 1992: Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis. – *Economic Geology* **87**, 1253–1264. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.5.1253>
- POROS, ZS., MACHEL, H. G., MINDSZENTY, A. & MOLNÁR, F. 2013: Cryogenic powderization of Triassic dolostones in the Buda Hills, Hungary. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **102**, 1513–1539. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0883-7>
- POST, J. E. 1999: Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance. – *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)* **96**(7), 3447–3454. <https://doi.org/10.1073/pnas.96.7.3447>
- POST, J. E., McKEOWN, D. A. & HEANEY, P. J. 2020: Raman spectroscopy study of manganese oxides: Tunnel structures – *American Mineralogist* **105**(8), 1175–1190. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7390>
- POST, J. E., McKEOWN, D. A. & HEANEY, P. J. 2021: Raman spectroscopy study of manganese oxides: Layer structures. – *American Mineralogist* **106**(3), 351–366. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7666>
- POTTER, R. M. & ROSSMAN, G. R. 1979: Mineralogy of manganese dendrites and coatings. – *American Mineralogist* **64**(11–12), 1219–1226.
- RALPH, J., BARGEN, D. V., PAVEL, M., ZHANG, J., QUE, X., PRABHU, A., MORRISON, S. M., LI, W., CHEN, W. & MA, X. 2025: Mindat.org: The open access mineralogy database to accelerate data-intensive geoscience research. – *American Mineralogist* **110**(6), 833–844. <https://doi.org/10.2138/am-2024-9486>
- ROBB, L. 2004: *Introduction to Ore-Forming Processes*. – Wiley–Blackwell, 384 p.
- SWARTZLOW, C. R. 1934: Two dimensional dendrites and their origin. – *American Mineralogist* **19**(9), 403–411.
- SZAKÁLL S. & FEHÉR B. 2025: *Második kiegészítés a „Magyarország ásványai” című könyvhöz*. – Kézirat, Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 24 p. <http://geomania.hu/moasv/Moasv-2kieg-2025.pdf>
- TARI G. & HORVÁTH F. 2010.: A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszérűsége. – *Földtani Közlöny* **140**(4), 483–510.
- TOPA, B. A., PAPP, R. Z., LESKÓ, M. ZS., VÁCZI, T. & WEISZBURG, T. G. 2018: Mineralogical and textural study of manganese oxides and oxyhydroxides related to the investigation of the Úrkút manganese deposit, Hungary. – In: *XXII. Meeting of the International Mineralogical Association: Book of Abstracts*. Melbourne, Australia 536 p., 480.
- TURNER, S. & BUSECK, P. R. 1979: Manganese oxide tunnel structures and their intergrowths. – *Science* **203**(4379), 456–458. <https://doi.org/10.1126/science.203.4379.456>
- TURNER, S. & BUSECK, P. R. 1981: Todorokites: A new family of naturally occurring manganese oxides. – *Science* **212**, 1024–1027. <https://doi.org/10.1126/science.212.4498.1024>
- VASCONCELOS, P. M., BECKER, T. A., RENNE, P. R. & BRIMHALL, G. H. 1992: Age and duration of weathering by ^{40}K – ^{40}Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of potassium-manganese oxides. – *Science* **258**(5081), 451–455. <https://doi.org/10.1126/science.258.5081.451>
- VERMEERSCH, E., KOŠEK, F., DE GRAVE, J., JEHLÍČKA, J., VANDENABEELE, P. & ROUSAKI, A. 2023: Identification of tunnel structures in manganese oxide minerals using micro-Raman spectroscopy. – *Journal of Raman Spectroscopy* **54**(11), 1201–1212. <https://doi.org/10.1002/jrs.6536>
- XU, H., CHEN, T. & KONISHI, H. 2010: HRTEM investigation of trilling todorokite nano-phase Mn-oxides in manganese dendrites. – *American Mineralogist* **95**(4), 556–562. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3211>
- WANG, F., ZHENG, Y., CHEN, Q., YAN, Z., LAN, D., LESTER, E. & WU, T. 2024: A critical review of facets and defects in different MnO_2 crystalline phases and controlled synthesis – Its properties and applications in the energy field. – *Coordination Chemistry Reviews* **500**, 215537. <https://doi.org/10.1016/j.ccr.2023.215537>
- WARR, L. N. 2021: IMA–CNMNC approved mineral symbols. – *Mineralogical Magazine* **85**(3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>

Manuscript received: 02/03/2026

Eszkinit-, euxenit- és samarszkitcsoportba tartozó ásványok Lillafüred környékéről

BALASSA Csilla^{*1}, NÉMETH Norbert¹, KRISTÁLY Ferenc¹, SZAKÁLL Sándor¹,
BULÁTKÓ-DEBUS Délia¹, SZABÓ Dávid²

^{*}csilla.balassa@uni-miskolc.hu, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6134-5262>

¹Miskolci Egyetem, Nyersanyagkutató Földtudományi Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros

²Károlyi Egyetem, Geokémiai, Ásványtani és Ásványi Nyersanyagok Intézet, Albertov 6, 128 43 Prága 2

Aeschnynite, euxenite and samarskite group minerals from the vicinity of Lillafüred, Bükk Mts., Hungary

Abstract

The occurrence of aeschnynite-(Nd) and a mixture of euxenite-(Y) and samarskite-(Y) were verified in two rare element enriched siliciclastic beds at Lillafüred, Vesszős Valley, Bükk Mts., with WDX analyses and Raman spectroscopy. In the studied samples the composition is characteristic: either light or heavy rare earth elements + Y (LREE, HREE+Y) dominate in the minerals, and the two compositional types never occur together in the same bed. The calculated average chemical formula of the LREE-dominant variety (aeschnynite-(Nd)) is the following: $(\text{Ca}_{0.2} \text{Th}_{0.18} \text{LREE}_{0.32} \text{HREE}_{0.1} \text{Y}_{0.14} \text{K}_{0.01} \text{Mg}_{0.04}) (\text{Ti}_{1.09} \text{Nb}_{0.67} \text{Ta}_{0.04} \text{Fe}_{0.08} \text{Si}_{0.07} \text{Al}_{0.04}) (\text{O}_{5.77} \text{OH}_{0.2} \text{F}_{0.03})$, for the euxenite-(Y) – samarskite-(Y) mixture a formula was not calculated. Raman spectroscopy results indicate that the aeschnynite-(Nd) is completely metamict, while the euxenite-(Y) – samarskite-(Y) phase only partly, and probably this partially metamict state led to the appearance of the two different crystal structures within the same crystals. Although the euxenite-(Y) and samarskite-(Y) cannot be separated from each other, the samarskite-dominant points are richer in Ca and (Th+U) while depleted in REEs compared to the euxenite-rich ones. There is no difference between the two types in the Nb-Ta-Ti position.

The chemical composition of these minerals was influenced by several factors. Negative Eu- and Y-anomalies, as well as U/(U+Th), Y/(Y+REE), Ta/(Nb+Ta) fractionation indices are probably influenced by the chemistry of the fluid responsible for the mineralization, while Nd- and Yb-anomalies and a relatively high ratio of the middle REEs are result from the differences in the distribution coefficients and relative quantity of the other occurring HFSE minerals (monazite, cheralite, zircon, Nb-bearing Ti-oxide). In two additional rock bodies the (HRFF+Y)-dominant variety was detected, but only with EDX. These samples are chemically and mineralogically very similar to that one in which the presence of the euxenite-(Y) – samarskite-(Y) mixture was suggested by WDX. The bed with the aeschnynite-(Nd) differs in many respects, e.g. its HFSE concentration is significantly higher, it has the highest mica concentration and contains a relatively high amount of goethite. It is the only sample which has cheralite in addition to monazite, furthermore it has the largest amount of zircon.

The Vesszős Valley is not the only occurrence of REE-(Nb,Ti)-oxide minerals in the Bükk Mts. Near Bükkszentlászló, a previously documented example in an albite vein of metarhyolite is now identified as non-metamict aeschnynite-(Y) mixed with anatase and columbite-(Fe).

As aeschnynite, euxenite and samarskite group minerals are generally characteristic for pegmatites, carbonatites and fenitic alteration halos, their occurrence in the Bükk Mts. is unexpected. The occurrence of Bükkszentlászló is probably related to regional isochemical metamorphism but the Vesszős Valley mineral assemblage and HFSE enrichment is the product of a metasomatism with an unknown external source of elements.

Keywords: *aeschnynite-(Nd), euxenite-(Y), samarskite-(Y), aeschnynite-(Y), element mobilization, metasomatic rare element enrichment, Bükk Mts.*

Összefoglalás

A lillafüredi Vesszős-völgyben feltárt, metasomatikus ritkaelem-dúsulást tartalmazó, sziliciklasztos üledékes kőzetekben WDX és Raman-spektroszkópiai mérések segítségével sikerült azonosítani a könnyű ritkaföldfém (KRFF)-domináns, metamikt eszkinit-(Nd)-ot, valamint egy nehéz ritkaföldfém (NRFF) + Y domináns, csak részben metamikt keverékfázist, melyet euxenit-(Y) és samarszkit-(Y) alkot. Egy-egy elemzett kőzetrétegen belül vagy csak eszkinit-(Nd), vagy euxenit-(Y) – samarszkit-(Y) keverékfázis fordul elő. Az eszkinit-(Nd) átlagos képlete a következő: $(\text{Ca}_{0.2} \text{Th}_{0.18} \text{KRFF}_{0.32} \text{NRFF}_{0.1} \text{Y}_{0.14} \text{K}_{0.01} \text{Mg}_{0.04}) (\text{Ti}_{1.09} \text{Nb}_{0.67} \text{Ta}_{0.04} \text{Fe}_{0.08} \text{Si}_{0.07} \text{Al}_{0.04}) (\text{O}_{5.77} \text{OH}_{0.2} \text{F}_{0.03})$, a keverékfázisra képletet nem határoztunk meg. Raman-vizsgálat alapján egy Bükkszentlászló környéki metariolit albiteréből korábban

leírt, hasonló összetételű ásvány eszkinit-(Y), anataz és kolumbit-(Fe) keveréke. Az ásványok kémiai összetételének kialakításában döntő szerep juthatott a ritkalemeket hordozó fluidum kémiai tulajdonságainak, valamint az egyéb fellelhető ritkalelem-ásványok és az RFF-(Nb,Ti)-oxidok megoszlási hányadosaiban mutatkozó különbségeknek. Az eszkinit-(Nd), euxenit-(Y) és szamarszkit-(Y) rendszerint pegmatitokhoz, karbonatitokhoz és fenites elváltozásokhoz kötődve jelenik meg. A bükkszentlászlói közetérben az eszkinit-(Y) képződéséhez a ritkalemek regionális metamorfózis hatására bekövetkezett mobilizációja vezethetett, dúsulási folyamat nélkül, viszont a vesszős-völgyi ritkalemdúsulás és ritkalelem-ásványok jelenléte egy feltételezett magmás hatótest egykori jelenlétére utal.

Tárgyszavak: eszkinit-(Nd), euxenit-(Y), szamarszkit-(Y), eszkinit-(Y), elemmobilizáció, metasomatikus ritkalelem-dúsulás, Bükk hegység

Bevezetés

A Bükk hegységi Lillafüreden, a Vesszős-völgy oldalán egy ritkalelem-dúsulással érintett, törmelékes-karbonátos kőzettest sziliciklasztos rétegeiben korábban ritkaföldfém (RFF)-(Nb,Ti)-oxidokat mutattunk ki EDX segítségével (NÉMETH et al. 2023a). A mérések alapján az egyes rétegeken belül specifikus az összetételük: vagy könnyű-, vagy nehézritkaföldfém-domináns (továbbiakban KRFF és NRFF) fázisok fordulnak elő. Az EDX eredmények alapján feltételeztük, hogy eszkinit-(Ce), illetve eszkinit-(Y) / euxenit-(Y) van jelen a mintákban, azonban a mérés energiadiszperzív természetéből fakadó rossz felbontóképesség (így pl. a szerkezet felépítésében fontos RFF-ek spektruma is rosszul mérhető) és az ásványok apró mérete (a környező ásványok hatása is jelentkezik a mérésekben) nem tette lehetővé az összetétel, ezáltal az ásványfaj pontos meghatározását. Korábban a bükkszentlászlói Nagy-hegyről (a vesszős-völgyi feltárásoktól kb. 2,7 km-re KDK) származó mintában a Szentistvánhegyi Metavulkanit albitereinek paragenéziséből (ZAJZON et al. 2014), valamint az egyébként ritkalemekben kifejezetten szegény Bagolyhegyi Metariolit kvarc – albit – Ti-oxid ereiből (GÁL et al. 2022) már írtak le hasonló összetételű ásványokat, jellemzően kolumbittal társulva. Magyarország területéről továbbá a Mecsekjánosi Bazalt Komplexum fonolitjában is mutattak ki eszkinitként leírt ásványfázist (SZAKÁLL et al. 2014), viszont eddig egyik magyarországi előfordulás esetében sem történt meg az ásványfaj megbízható azonosítása.

Jelen cikk célja elsősorban a ritkalemdús vesszősi kőzettestekből származó RFF-(Nb,Ti)-oxid ásványok WDX és Raman-spektroszkópia segítségével történő azonosítása és az eredmények értelmezése. Emellett a bükkszentlászlói nagy-hegyi minta is a rendelkezésünkre állt, így az onnan leírt, hasonló összetételű ásvány azonosítását is elvégeztük a korábban közölt WDX-adatok (ZAJZON et al. 2014), valamint az új Raman-spektroszkópiás vizsgálatok alapján. A vesszősi KRFF-domináns fázis metamikt eszkinit-(Nd)-nak, a NRFF-domináns euxenit-(Y) szamarszkit-(Y)-mal való keverékének, a bükkszentlászlói előfordulás pedig az eszkinit-(Y) anatazzal és kolumbit-(Fe)-sal való keverékének bizonyult. A vesszősi és bükkszentlászlói előfordulások eltérő genetikával vannak jelen, ami miatt az eredményeik sok szempontból nem összevethetőek. Cikkünkben a hangsúlyt a vesszősi előfordulásra helyezzük, a másik előfordulásra csak röviden térünk ki. Az itt bemutatottak első olyan eszkinit/euxenit/szamarszkit előfordulások Magyarországon, ahol ezen ásványok meghatározása hitelt érdemlően bizonyított, ráadásul meglepő földtani környezetben.

ahol ezen ásványok meghatározása hitelt érdemlően bizonyított, ráadásul meglepő földtani környezetben.

A ritkaföldfém-(Nb, Ti)-oxid ásványok szerkezete és osztályozása

A jelentősebb RFF-(Nb,Ti)-oxid ásványok a fergusonit-, szamarszkit-, euxenit-, eszkinit- és piroklórcsoportokba sorolhatóak. Bár ezek elvileg azonosíthatók a kristályszerkezetük alapján (GUASTONI et al. 2019), de többnyire metamiktak a szerkezetbe épült radioaktív elemek (Th, U) bomlását kísérő alfa sugárzás roncsoló hatása miatt. Éppen ezért azonosításuknál általában a kémiai összetétel vizsgálatának van nagyobb jelentősége (ERCIT 2005). Kísérleteztek metamikt kristályok felfűtésén alapuló szerkezeti vizsgálatokkal is, azonban a kialakuló szerkezet függ a fűtési hőmérséklettől: pl. alacsony hőmérsékleten (> 450 °C) eszkinit, magasabb hőmérsékleten (>1100 °C) euxenit a jellemző fázis (BONAZZI et al. 2002, EWING & EHLMANN 1975, TOMAŠIĆ et al. 2004). A teljesen metamikt fázis újrakristályosodásával kialakuló szerkezetre a hőmérséklet mellett befolyással van az összetétel is, pl. magas U/Th- vagy Y/Ce-tartalom az euxenit képződésének kedvez az eszkinittel szemben. Bár a teljesen metamikt fázis újrakristályosodása nem feltétlenül az eredeti szerkezetnek megfelelően történik, amennyiben a metamikttesedés csak részleges, az ép szerkezettel rendelkező részek kristályosodási gócpontként tudnak hatni, és az újrakristályosodás során meghatározzák a kialakuló szerkezetet (EWING & EHLMANN 1975).

Az eszkinit- és euxenitcsoportok ásványai jellemzően NYF típusú pegmatitok és gránitok (ADUSUMILLI et al. 1974, AURISICCHIO et al. 2001, CHLÁDEK & ZIMÁK 2016, DAI et al. 2021, DURAN et al. 2016, GUASTONI et al. 2019, ŠKODA & NOVÁK 2007, UHER et al. 2009, NASIR et al. 2009, YANG et al. 2001) és a hozzájuk kötődő fenites telepek (DIETZEL et al. 2009, LIU et al. 2020, REN et al. 2023) ásványai. A szamarszkit szintén pegmatitokból és gránitokból ismert (pl. GUASTONI et al. 2019, PIECZKA et al. 2014, RASLAN 2015, UHER et al. 2009). Euxenit-(Y)-mal (~polikrász-(Y)-mal) összenőtt szamarszkit-(Y)-ot írtak le pegmatitos dájkból az olaszországi Vigezzo-völgyből (GUASTONI et al. 2019), valamint a lengyel Julianna-pegmatitból (PIECZKA et al. 2014), utóbbi helyen az euxenit-(Y) a szamarszkitot követi a kristályosodás során. RFF-(Nb,Ti)-oxidok megjelenése a Bükkben, ahol gránitos magmatizmus termékei nem ismertek, meglepőnek számít.

Az eszkinit- és euxenitcsoport ásványainak szerkezete

egyenként az AB_2O_6 általános képlettel írható le, ahol az A helyre leggyakrabban Y, REE, Ca, U és Th épül be, míg a B-be Ti, Nb és Ta (ŠKODA & NOVÁK 2007). Ritkábban egyéb elemek is beépülhetnek a szerkezetbe, pl. Mn, Zr (A pozíció), Si, W, Fe^{3+} (B pozíció; NASIR et al. 2019). BONAZZI & MENCHETTI (1999) szerint az eszkinit általános képlete sokkal jobban leírható az $A_{1-x}B_2C_x(O,OH)_6$ formulával, ahol a C pozícióba ugyanolyan kationok tudnak beépülni, mint a B pozícióba, azonban az A pozícióhoz hasonlóan 8-as koordinációval. Ez a módosított képlet megmagyarázhatja, ha a B pozícióban látszólag kationtöbblet van. Mind az eszkinit, mind az euxenit ásványok rombos rácsának primitív celláit Nb-Ti-oxid oktaéderek alkotják. Az eszkinit esetében az A pozíció atomjai az oktaéderek közötti csatornában, az euxenit esetében az oktaéderek alkotta rétegek között helyezkednek el. A két csoport közötti szerkezeti különbségek eltérő tércsoport kialakulásához vezetnek (MIYAWAKI & NAKAI 1993). Bár elméletileg a RFF-összetétel mind az eszkinit-, mind az euxenitcsoporton belül a Ce-dominánstól az Y-dominánsig terjedhet (NASIR et al. 2009, YANG et al. 2001), a szerkezet különbözőségéből fakadóan az eszkinit szerkezetébe rendszerint nagyobb méretű kationok épülnek be az A helyre, mint az euxenit szerkezetébe, ezáltal magasabb KRFF/(Y+NRFF) arányt létrehozva. Mindkét csoport ásványaira különösen jellemzőek a kapcsolt helyettesítések, melyek a szerkezeti rétegtöltésre vezethetők vissza. Elméletileg az A helyen levő kationok 3-as töltése miatt a B pozícióban 4,5-ös töltésnek kéne lennie, amihez 4 (Ti^{4+}) és 5 (Nb^{5+} , Ta^{5+}) vegyértékű ionok egyenlő arányú jelenléte szükséges. Amennyiben a B pozíció Ti-domináns, az A kation esetében a +3-nál nagyobb rétegtöltés szükséges, ami U és Th helyettesítést vonhat maga után. Ezzel szemben ha a B

pozícióban a Nb vagy a Ta a domináns, az A pozícióban +3-nál kisebb rétegtöltés szükséges, ami Ca-helyettesítéssel jár együtt (ŠKODA & NOVÁK 2007). EWING (1975) szerint az eszkinit/euxenit típusú ásványok elsődleges (hidrotermás) átalakulása a Ca-tartalom növekedését, a Th-, U- és RFF-tartalom csökkenését, a B típusú kationok mennyiségének csökkenését vonja maga után. Ezzel szemben a másodlagos átalakulás (mállás) a Ca-tartalom csökkenésével, az A típusú kationok fogyásával, és a B típusúak mennyiségének relatív növekedésével jár, ráadásul sokszor az átalakulás folytán metamikt és újrakristályosodott fázisok keveréke jöhet létre, melyek rendkívül nehezen szeparálhatóak egymástól. A metamikt fázisokra rendkívül jellemző az abszorbeált víz jelenléte.

A samarszkit az esetek döntő többségében szintén metamikt formában van jelen. A csoport általános képlete AMB_2O_8 -ként írható fel, ahol az A és B pozíciók megegyeznek az eszkinit- és euxenitcsoportokra jellemzővel (A = Y, RFF, Th, U, Ca; B = Nb, Ta, Ti), a „ráadás” M pozícióba pedig leggyakrabban Fe^{3+} és Mn^{2+} épülhet be. A samarszkit-(Y) szélső tag képlete $YFe^{3+}Nb_2O_8$. A samarszkit-(Y) szerkezete a réteges wolfrámátokból származtatható (AMW_2O_8) Nb–W helyettesítéssel, valamint minden második $[FeO_6]$ réteg $[YO_8]$ réteggel való helyettesítésével (BRITVIN et al. 2019).

Az eszkinit-, euxenit- és samarszkitcsoportok jelenleg elfogadott tagjait és azok képleteit az I. táblázat foglalja össze. A korábbiakban elfogadott ásványnak számító nioboeszkinit-(Ce) és nioboeszkinit-(Y) ásványfázisok az új nevezéktan szerint egyenértékűek az eszkinit-(Ce) és eszkinit-(Y) ásványokkal, bár korábban azok Nb-ban dús analógjainak számítottak. A polikrász-(Y) szintén nem tekinthető külön ásványfajnak, hanem az euxenit-(Y) megfelelője (BOSI et al. 2025, CHUKANOV et al. 2023).

I. táblázat. Az eszkinit-, euxenit- és samarszkitcsoport jelenleg elfogadott tagjai és képleteik (BOSI et al. 2025, CHUKANOV et al. 2023)

Table I. The currently accepted members of the aeschynite, euxenite and samarskite groups, with chemical formula (BOSI et al. 2025, CHUKANOV et al. 2023)

Eszkinitcsoport / Aeschynite group		Euxenitcsoport / Euxenite group		Samarszkitcsoport / Samarskite group	
Név / Name	Képlet / Formula	Név / Name	Képlet / Formula	Név / Name	Képlet / Formula
Eszkinit-(Ce) <i>Aeschynite-(Ce)</i>	$Ce(Ti,Nb)O_6$	Fersmit <i>Fersmite</i>	$CaNb_2O_6$	Szamarzskit-(Y) <i>Samarskite-(Y)</i>	$YFe^{3+}Nb_2O_8$
Eszkinit-(Nd) <i>Aeschynite-(Nd)</i>	$Nd(Ti,Nb)O_6$	Euxenit-(Y) <i>Euxenite-(Y)</i>	$Y(Nb,Ti)O_6$	Ekebergit <i>Ekebergite</i>	$ThFe^{2+}Nb_2O_8$
Eszkinit-(Y) <i>Aeschynite-(Y)</i>	$Y(Ti,Nb)O_6$	Tanteuxenit-(Y) <i>Tanteuxenite-(Y)</i>	$Y(Ta,Ti)O_6$	Shakhdarait-(Y) <i>Shakhdarait-(Y)</i>	$YScNb_2O_8$
Rynersonit <i>Rynersonite</i>	$CaTa_2O_6$	Uranopolikrász <i>Uranopolycrase</i>	UTi_2O_6	Szamarzskit-(Yb) <i>Samarskite-(Yb)</i>	$YbFe^{3+}Nb_2O_8$
Tantáleszkinit-(Y) <i>Tantaloeschynite-(Y)</i>	$Y(Ti,Ta)O_6$			Ishikawait <i>Ishikawait</i>	$U^{4+}Fe^{2+}Nb_2O_8$
Vigezzit <i>Vigezzite</i>	$CaNb_2O_6$			Kalcioszamarzskit <i>Calciosamarskite</i>	$CaFe^{3+}Nb_2O_7(OH)$

Földtani helyzet és befoglaló kőzetek

A Bükk hegység Északkelet-Magyarországon helyezkedik el, a Belső-Nyugati-Kárpátok részeként. Paleo-mezozoos kifejlődése azonban nem a Kárpátokkal, hanem inkább a Dél-Alpokkal, Karavankákkal és Dinaridákkal rokon. Rétegtani szempontból a vizsgált vesszősi előfordulás a Paraautochton egység Hegyestetői Formációjához, a bükksszentlászlói pedig a Szentistvánhegyi Metavulkanit Formációjához tartozik. Az egység kifejlődése egy karbon tengeri sorozattal kezdődött, melyre üledékhézaggal parti-sékély tengeri üledékek települtek a késő perm-től a kora triászig. A ladiniban az üledékképződést kiterjedt vulkanizmus szakította meg, mely után karbonátplatformokon és medencékben zajló üledékképződés következett a középső-késő triászban, kis volumenű alkáli bazaltos vulkanizmussal kísérve. A középső jurában mindezt mélytengeri szilikátos-karbonátos üledéksorozat fedte be (LESS et al. 2005). A késő krétában a Bükk paleo-mezozoos kőzeteit dinamotermális, alacsony fokú (pumpellyit-prehnit – pumpellyit-aktinolit fáciesű) regionális metamorfózis érte, amelynek foka nem volt egyenletes a hegység területén (ÁRKAI 1983). Fehér csillámon elvégzett K-Ar kormeghatározás alapján a metamorfózis az itt vizsgált lillafüredi kőzettestekben kb. 80 millió éve érte el legfeljebb 350°C-os termális csúcsát (ÁRKAI et al. 1995).

A közelmúltban a szöveti bélyegek alapján a regionális metamorfózist kísérő képlékeny deformációt felülbélyegző, tehát a késő krétánál fiatalabb ritkaelem-dúsulást (RFF, Y, Zr, Nb, Ta, Th) fedeztünk fel a Bükk hegység területén (NÉMETH et al. 2016, 2023a). Az érintett kőzettestek jellemzően a bükki tektofácies-egységek határázónái mentén helyezkednek el a Bükk északkeleti és délkeleti részén, és egyaránt lehetnek metavulkanitok (feltehetően Szinvai Metabazalt Formáció), valamint sziliklasztos kőzetek (Hegyestetői Formáció, Felsőtárkányi Mészke Formáció nem karbonátos rétegei). A dúsult kőzettestek befoglalói jellemzően dúsulást nem mutató karbonátos rétegek. A ritkaelemek legtöbbször RFF-foszfátokba, cirkonba vagy Nb-tartalmú rutilba épülnek be, azonban egyedi üledékes eredetű kőzettestekben ettől eltérő ásványok is jelen vannak, mint RFF-fluorokarbonátok vagy RFF-(Nb,Ti)-oxidok. Utóbbiakat eddig csak Lillafüred mellett, a Vesszős-völgyben sikerült megfigyelni aleurolitpalában, négy egymáshoz közeli feltárásban.

A Hegyestetői Formáció pontos rétegtani helye értékelhető fossziliák hiányában és az elnyírt képződményhatárok miatt bizonytalan, de legvalószínűbben a ladini metavulkanitok (Szentistvánhegyi Metavulkanit) bükksszentlászlói egységének fedőjébe települt, és változó arányú mészke-, márga- és aleuolitrétegekből áll (NÉMETH et al. 2023b). A dúsulást hordozó sziliklasztos rétegek mindössze deciméteres vastagságúak, és folytonosságuk a redőzött és sok helyen elnyírt rétegsorban nehezen követhető. Az előzetes mérések alapján a vizsgált kőzetmintákban a RFF-(Nb,Ti)-oxidok vagy KRFF (1 feltárás esetében), vagy NRFF+Y (3 feltárás esetében) dominánsok, a két összetétel

sosem fordul elő együtt. Egy-egy minta került WDX-elemzésre a KRFF-, illetve NRFF-domináns típusból (NÉMETH et al. 2023a publikációjában közölt azonosítók szerint N4 és N6 jelű minták). Ezenkívül a NÉMETH et al. (2023a) publikációban N8 azonosítóval szereplő minta, és egy a hivatkozott publikáció elkészülte után begyűjtött minta (itt N9-el jelölve) is (NRFF+Y)-domináns RFF-(Nb, Ti)-oxidokat tartalmaz. A RFF-(Nb,Ti)-oxidokat tartalmazó minták néhány kémiai és ásványtani jellemzőjének összehasonlítását a II. táblázat tartalmazza. Az N4 és N6 minták kémiai összetételét tekintve az N4-ben magasabb a MgO és a FeO, az N6-ban a SiO₂ mennyisége. A P₂O₅ mind a két mintában alacsony (0,053 t%, illetve 0,04 t%). A TiO₂ koncentrációja kb. megegyezik a két mintában (kb. 0,4 t%). Ritkaelemekben az N4 minta jóval gazdagabb, pl. a RFF+Y, Nb, Th, Zr koncentrációértékek a két mintában rendre 1890 és 540 ppm, 200 és 120 ppm, 320 és 40 ppm, 3610 és 840 ppm. Az N4 mintában 0,021 tömeg% Li is kimutatásra került. A részletesebb elemzési adatok megtalálhatóak NÉMETH et al. (2023a) cikkében. A WDX-szel nem vizsgált, de feltehetően szintén NRFF-domináns RFF-(Nb,Ti)-oxidokat tartalmazó minták kémiai és ásványos összetételükben sokkal inkább az N6 mintára hasonlítanak.

A bükksszentlászlói RFF-(Nb,Ti)-oxidot a CriticEI-projekt során írták le a CE 797 azonosítójú mintából, a korábban ismert Mn-U-Be-(NRFF) geokémiai anomália vizsgálata során. Az ásványt tartalmazó albitér befoglaló kőzete a Szentistvánhegyi Metavulkanit formációba tartozó metariolit, és ritkaelemekben egyáltalán nem mutat dúsulást. Az előfordulásról további részleteket közöl ZAJZON et al. (2014). A minta B7 azonosítóval megtalálható NÉMETH et al. (2003b) cikkében is, ami többek között részletes kémiai adatokat is közöl.

Mintavételezés és módszerek

A vesszősi előfordulásból származó RFF-ásványok olyan bükki kőzettestekből kerültek elő egy korábbi kutatás során (NÉMETH et al. 2023a), melyek nagy térerejű elemeket (*High Field Strength Elements* = HFSE) magas koncentrációban tartalmaznak. A dúsulás meglétét semmilyen szabad szemmel egyértelműen felismerhető bélyeg nem jelzi, így a dúsult rétegek felismeréséhez nem elég a pusztán terepi megfigyelés. Mivel a kőzettestek Th-ban is dúsak, megtalálásukhoz spektrális gamma mérések nyújtottak segítséget (Gamma Surveyor kézi szcintillációs detektorral). A szcintillációs detektor által spektrális módban a terepen előre jelzett ekvivalens Th-értékek 98,2 (N4) és 20,58 ppm (N6) voltak. A korábbi kutatás során mintákat vettünk nem dúsult rétegekből is, amelyekben reliktna monacitot, cirkont és Ti-oxidokat találtunk, de RFF-(Nb,Ti)-oxidot nem. A mintavételezések pontos EOVS koordinátái a II. táblázatban megtalálhatóak.

A vizsgálandó ásványok mikrométeres szemcsemérete miatt optikai vizsgálatuk nem vezetett eredményre. A teljes kőzetmintákból készült porpreparátumokon végzett XRD-

II. táblázat. A RFF-(Nb,Ti)-oxidokat tartalmazó minták koordinátái, valamint ásványtani és kémiai jellemzőik összehasonlítása
Table II. Coordinates of the REE-(Nb,Ti)-oxide bearing samples, as well as comparison of their chemical and mineralogical signatures

		N4	N6	N8	N9
	EOV Y	766860	766460	766970	766770
	EOV X	306630	306750	306740	306700
	domináns A kation / dominant cation A	KRFF / LREE	(NRFF+Y) / HREE+Y		
Ásványos összetétel / mineral composition (XRD, wt%)	kvarc / quartz	0,14	23,81	21,22	10,84
	csillám / mica	81,66	65,49	56,69	79,79
	ortoklász / orthoclase			5,00	4,07
	goethit / goethite	6,29			2,66
	rutil / rutile	0,55			0,36
	amorf / amorphous	11,36	10,70	17,10	2,68
HFSE koncentrációk / concentrations (ICP-MS, ppm)	RFF+Y / REE+Y	1892,08	544,62	562,95	578,33
	Nb	197,00	122,00	126,00	142,00
	Ta	24,40	7,00	7,30	8,90
	Th	316,00	39,40	36,30	41,80
	U	11,70	7,27	9,84	4,24
	Zr	3610,00	843,00	950,00	1025,00
Egyéb előforduló HFSE ásványok / other HFSE minerals (SEM)	cirkon / zircon	x	x (elvéve)	-	-
	monacit / monazite	x	x	x	x
	keralit / cheralite	x	-	-	-
	Nb-tartalmú Ti-oxid / niobian Ti-oxide	x	x	x	x
Egyéb megjegyzések / further notes (SEM)	Fe-oxid-hidroxid / Fe- oxide-hydroxide	gömbös-vesés / botryoidal	pirit utáni átalakok / pseudomorphs after pyrite	pirit utáni átalakok / pseudomorphs after pyrite	jellemzően pirit utáni átalakok, ritkán szabálytalan halmazok / pseudomorphs after pyrite, rarely irregular aggregates
	HFSE-ásványok megjelenése / appearance of HFSE minerals	hintve, halmazokba és fészkekbe tömörülve, Fe-oxidok szegélyére növe, érszerű zónák / disseminated, in aggregates and nests, associated with goethite, vein-like zones	önállóan hintve / individual disseminations	önállóan hintve, ritkábban vasoxiddal társulva / individual disseminations, rarely associations with Fe- oxides	Gyakran Fe-, illetve Ti-oxidokkal társulva / associated with Fe- and Ti-oxides

mérés diffraktogramjain sem kimutathatók ezek a fázisok, amit részben az alacsony koncentrációérték és a kőzetalkotó ásványok csúcaival való interferencia, részben a feltehetően metamikt kristályszerkezet okoz. Történt kísérlet a RFF-(Nb,Ti) fázisok dúsítására is, azonban a kísérlet nem vezetett eredményre a szemcsék apró mérete miatt (amint más hasonló esetekben sem, pl. NASIR et al. 2009), ezért a

szerkezetvizsgálatokhoz XRD helyett Raman-spektroszkópiát használtunk.

Az N4 és N6 minták Raman-analízisei a prágai Károly Egyetem Geokémiai, Ásványtani és Ásványi Nyersanyagok Intézetében (Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů) történtek, egy multicatortás Renishaw InVia Qontor mikrospektrométerrel, amely termoelektromosan hűtött,

előlről megvilágított CCD-detektorral volt felszerelve. A műszer lehetővé tette legalább 75–4000 cm⁻¹ spektrális hullámszám-tartományban történő mérések végzését, tipikusan 1 cm⁻¹-nél jobb (FWHM) spektrális felbontással. A Raman-spektrumok rögzítése Leica DM2700M mikroszkóp tárgyasztalán elhelyezett mintákon történt, 5×, 20×, 50×, 100×, valamint hosszú munkatávolságú (LWD) 50× objektívek alkalmazásával. A gerjesztést 532 nm hullámhosszú (zöld) diódalézer biztosította (50 mW a forrásnál), összehasonlítás céljából 457 és 785 nm hullámhosszú diódalézereket, valamint 633 nm-es He–Ne lézert is alkalmaztak. A jel–zaj arány növelése érdekében 10–20 felvétel akkumulálása történt, egyenként 20 s expozíciós idővel. A lézerteljesítményt a maximális kimenő teljesítmény 0,1–1%-ára állították. A spektrális adatok rögzítése WiRE 5.6 szoftverrel történt, a hullámszám-kalibráció ellenőrzésére szilícium-standardot alkalmaztak. A spektrumok feldolgozása és kiértékelése a Thermo Fisher Scientific GRAMS/AI 9.3 szoftverével történt.

Bár az XRD-vizsgálat nem bizonyult alkalmasnak a RFF-ásványok kimutatására, a kőzetalkotó ásványos összetétel meghatározásában hasznosnak bizonyult. A méréshez egy Bruker D8 Advance (40 kV, 40 mA, Cu K sugárzás) műszert használtunk, Vantec 1 helyzetérzékelő detektorral párhuzamos sugárnyaláb-geometriával, Göbel-tükör felhasználásával. A mennyiségi kiértékelés Rietveld-illesztésen alapul.

A Miskolci Egyetem Nyersanyagkutató Földtudományi Intézetében elektron-mikroszkopos vizsgálatok történtek felületi csi-szolatokon a kémiai összetétel meghatározására (energia-diszperzív röntgen-spektrometria, EDX pontmérések és röntgen elemterképek) és a különböző ásványok szöveti eloszlásának vizsgálatára (BSE képek). A mérések SamX vezérelt, JEOL JXA 8600 Superprobe műszerrel történtek (20 kV gyorsítófeszültség, 20 nA nyalábáram, SDD-EDX detektor). Az EDX-szel mért összetételek azonban nem elég pontosak, ezért a RFF-(Nb,Ti)-oxidok kémiai összetétele ezenfelül hullámhossz-diszperzív röntgen-spektrometria (WDX) segítségével is meghatározásra került az SGUDŠ laboratóriumában, Pozsonyban (CAMECA SX-100; 15 keV

gyorsítófeszültség, 35 nA nyalábáram, 2 µm nyalábméret). A mért elemeket, az alkalmazott elemvonalakat és kristályokat, a mérési időket és a kimutatási határokat a *III. táblázat* foglalja össze.

Eredmények

Szöveti megfigyelések

A RFF-(Nb,Ti)-oxidokat tartalmazó vesszősi minták ásványos összetétele hasonló. A bemutatásnál a WDX és Raman-spektroszkópiai elemzésre elküldött N4 és N6 mintákra helyezük a hangsúlyt, azonban a minták jellemzőit összefoglaló *II. táblázatban* az N8 és N9 mintákra is kitérünk. A bükkszentlászlói minta leírásához lásd ZAJZON et al. (2014).

III. táblázat. A WDX-szel mért elemek, valamint a méréshez felhasznált elemvonalak, mérési idők és kimutatási határok

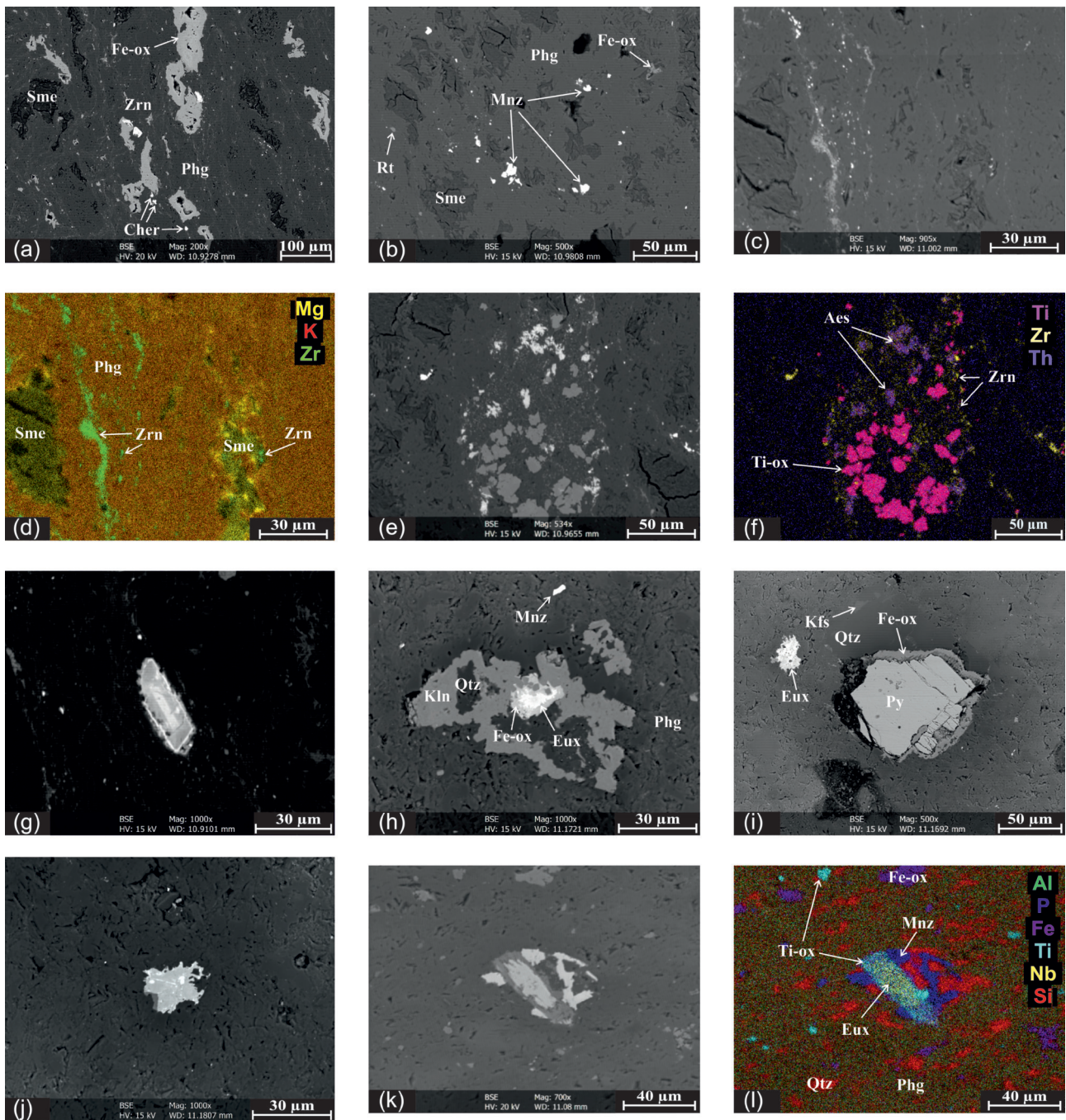
Table III. Elements measured by WDX, furthermore element lines, measuring times and detection limits used during the analyses

Elem / Element	Vonal / Line	Kristály / Crystal	Csúcsmérés idő / Peak measuring time [sec]	Háttér mérési idő / Background measuring time [sec]	Kimutatási határ / Detection limit [ppm]
F	Kα	LPCO	60	30	463
Na	Kα	TAP	10	5	322
Si	Kα	TAP	10	5	257
Al	Kα	TAP	10	5	214
Mg	Kα	TAP	10	5	240
Nb	Lα	LPET	20	10	632
Y	Lα	LPET	30	15	584
Cl	Kα	LPET	10	5	211
Ca	Kα	LPET	10	5	180
Zr	Lα	LPET	15	7.5	803
Sr	Lα	LPET	60	30	480
Th	Mα	LPET	30	15	731
U	Mβ	LPET	60	30	726
Pb	Mα	LPET	30	15	733
Ba	Lα	LPET	30	15	457
K	Kα	LPET	10	5	169
Ti	Kα	LLIF	10	5	415
Ta	Lα	LLIF	60	30	1466
La	Lα	LLIF	20	10	1061
Ce	Lα	LLIF	20	10	1103
Pr	Lβ	LLIF	60	30	1102
Nd	Lα	LLIF	20	10	1071
Sm	Lα	LLIF	20	10	1077
Eu	Lβ	LLIF	60	30	1322
Gd	Lα	LLIF	20	10	1330
Tb	Lα	LLIF	10	5	1745
Dy	Lβ	LLIF	60	30	1559
Ho	Lβ	LLIF	60	30	1759
Er	Lβ	LLIF	60	30	2211
Tm	Lα	LLIF	20	10	1627
Yb	Lα	LLIF	30	15	1649
Lu	Lβ	LLIF	60	30	3080
Fe	Kα	LLIF	5	2.5	831
Mn	Kα	LLIF	5	2.5	737
Hf	Lα	LLIF	30	15	2326
Sc	Kα	LLIF	5	2.5	514
Sn	Lα	LPET	10	5	726

A mintákban a fengites csillám az uralkodó kőzetalkotó, de az N4-ben emellett jelentős a goethit, míg az N6-ban a kvarc mennyisége, illetve utóbbiban elektron-mikroszon-

dával kevés kálföldpát és kaolinit is megfigyelhető. Szmektit mind a két mintában előfordul.

A fengit jellemzően mikrométeres lemezek formájá-



1. ábra. BSE-felvételek és elemterképek a RFF-(Nb,Ti)-oxidokat tartalmazó N4 (a-g) N6 (h-j) és N9 (k-l) jelű mintákról. (a) Az N4 minta tipikus gömbös-vesés megjelenésű Fe-oxidjai és szmektitfészkei a fengites mátrixban, hintett és vas-oxidokhoz kapcsolt keralittal és cirkonnal. (b) Hintett monacitkristályok a fengites mátrixban. (c-d) Szubmikronos cirkonkristályok érszerű hálózata a mátrixban. Az elemterképen jól megfigyelhető a szmektit két eltérő összetétele is. (e-f) Fengitmátrixban megjelenő eszkinittől, cirkonból és Nb-tartalmú Ti-oxidból álló halmaz. (g) Zónás eszkinittkristály. (h) Vas-oxiddal társult euxenitkristály kaolinites halmazban, a mátrixban magányosan hintett monacittal. (i) Relikt pirittkristály, magas Si-tartalmú, vas-oxidos szegéllyel. A fengites mátrixban egy inhomogén, xenomorf euxenit-szamarszkit fázis és egy kálföldpátkristály is megfigyelhető. (j) Inhomogén, xenomorf euxenit-szamarszkit fázis, (k-l) Euxenit-szamarszkit? fázis Ti-oxid anyagú szegéllyel, monacittal összenőve, a kvarcgazdag fengites mátrixban. Az (f) ábrát NÉMETH et al. (2023.a) cikkéből vettük át.

Figure 1. BSE images and element map about sample N4 (a-g), sample N6 (h-j) and sample N9 (k-l). (a) Botryoidal Fe-oxides and smectite aggregates typical for sample N4, with cheralite and zircon. (b) Monazite crystals dispersed in the phengitic matrix. (c-d) Veinlike network of submicronic zircon crystals. In the element map two different smectite compositions can be observed. (e-f) Aggregate composed aeschynite, zircon and Nb-bearing Ti-oxide in the phengitic matrix, sample N4. (g) Zoned aeschynite crystal. (h) Euxenite associated with Fe-oxide within a kaolinite aggregate. In the matrix, a single dispersed monazite can be observed. (i) Relict pyrite with Si-rich Fe-oxide rim. An inhomogeneous, xenomorphic euxenite and a potassic feldspar crystal is also observable. (j) Inhomogeneous, xenomorphic euxenite crystal. (k-l) Euxenite with Ti-oxide rim, intergrown with monazite, in the quartz-rich phengitic matrix. Figure (f) is from NÉMETH et al. (2023a)

ban van jelen. Az EDX-mérések alapján Mg-ban dús, és csak minimális mennyiségű vasat tartalmaz, emellett K-hiányos. Az N4 mintában két csillámlemez összetételén WDX-mérések is történtek, melyek megerősítették az EDX-eredményeket (a K pozíciójának betöltöttsége kb. 0,85–0,86 apfu). A szerkezet töltésegysúlyának kielégítésére feltehetően Li is épült be a csillámokba, ami megmagyarázza a teljes közet ICP-AES-sel meghatározott viszonylag magas Li-tartalmát (0,021 tömeg%). Az N6 viszonylag alacsony mennyiségben tartalmaz vas-oxidokat, legtöbbször pirit utáni pszeudomorfózák formájában, a belső zónát gyakran teljes egészében pirit alkotja. Az N4-ben gömbös-vesés megjelenésű goethit a jellemző, ami közetalkotó mennyiségben van jelen (I. ábra, a és i). Mind a két minta tartalmaz Nb-tartalmú titánoxidot, cirkont (N6-ban inkább csak elvétve) és monacitot, ezenfelül az N4-ben gyakori a keralit is. Az N4 mintában mindezen ásványok legtöbbször a szövetben hintve vannak jelen, de akár halmazokba is tömörülhetnek. Gyakori, hogy RFF-foszfátok a vas-oxidok, hidroxidok (goethit) szegélyéhez növe fordulnak elő (I. ábra, a és b). Szintén ebben a mintában jellemző, hogy mikronos-szubmikronos cirkonkristályok érszerű zónákat alkotnak, melyek gyakran tartalmaznak 10 mikronos nagyságrendű RFF-foszfátokat és Nb-tartalmú Ti-oxidokat is (I. ábra, c és d). Az N6 mintában kevésbé jellemzőek a ritkaelemásványok halmazai, ehelyett azok inkább magányosan, a mátrixban hintve fordulnak elő (I. ábra, h).

Maguk a RFF-(Nb,Ti)-oxidok mind a két mintában legfeljebb néhányszor 10 μm -es átmérővel fordulnak elő, sőt az N6-ban még ezt a nagyságrendet is ritkán érik el. Bár N4 minta RFF-(Nb,Ti)-oxidjai ritkábban társulhatnak gömbös-vesés megjelenésű goethithez, vagy alkothatnak pszeudomorfózákat más ritkaelemásványokkal (cirkon, Nb-tartalmú Ti-oxid) együtt (I. ábra, a és f), leginkább idiomorf, oszlopos termetű kristályokként fordulnak elő (I. ábra, g), melyek önállóan, a fengites mátrixban helyezkednek el, körülbelül a szövet irányítotttságát követve. Ikres kristályait is sikerült megfigyelni, feltehetően rutil utáni átalakként. BSE-képen gyakran mutatkozik rajta zónásság, ahol az EDX-mérések alapján a fényesebb zóna magasabb Nb és RFF-tartalommal, a sötétebb zóna magasabb Th-tartalommal bír (I. ábra, g). Az N6 mintában a RFF-(Nb,Ti)-oxidok leginkább a fengites mátrixban elszórtan fordulnak elő (I. ábra, i és j). Ritkábban megfigyelhető lehet vas-oxidos szegéllyel (I. ábra, h), vagy pirit utáni vas-oxid pszeudomorfóza zárványaként (N6 mintában). Jellemzően xenomorfak, zömökek (I. ábra, j). BSE-képen gyakran nem homogének, az EDX-mérések szerint a fényesebb részek gazdagabbak RFF-ekben. Az EDX-mérések bizonyos esetekben átmeneti összetételeket mutatnak Nb-tartalmú Ti-oxidok és RFF-(Nb,Ti)-oxidok között, ilyen átmeneti összetételek is okozhatnak inhomogenitást a BSE-képen észlelt fényességben. Az N9 mintában NRFF-domináns RFF-(Nb,Ti)-oxid egy monacittal társult Ti-oxid kristály belső zónáját alkotja (I. ábra, k és l). A WDX-mérések esetében a cél a minél tisztább összetételek meghatározása volt, így a módszerrel átmeneti összetételű fázisok mérésére nem került sor.

A RFF-(Nb,Ti)-oxidokat tartalmazó kőzettestekben a ritkaelemeket hordozó ásványok megjelenése a hidrotermás eredetet támasztja alá, így pl. az egyértelmű átalakulási bélyegek (átalakult kristályok, pszeudomorfózák, hintett monacitfészkek, érkítőltésszerű cirkonhintések). A HFSE-ásványok vas-oxidokhoz való társulása is jellemző bélyeg hidrotermás elváltozások során (pl. SCHANDL & GORTON 2004).

RFF-(Nb,Ti)-oxidok kémiai összetétele

Az N4 mintában négy WDX-mérés történt RFF-(Nb,Ti)-oxidokon, az N6 mintában hat (IV. táblázat). Az eredmények alapján az előforduló RFF-(Nb,Ti)-oxidokban a RFF_2O_5 18 és 22 t% között mozog az N4-ben, illetve 11–16 t% az N6-ban, ami kb. megfelel az irodalmi adatoknak (kb. 16–39 t%; EDWARDS et al. 1992; FLEISCHER 1966). Az N6 minta három mérési pontjában a La_2O_3 nem detektálható. Az Y_2O_3 a N4-ben 3–4 t%, az N6-ban 7–10 t%. A Nb_2O_5 mennyisége jellemzően az N6 mintában magasabb (32–41 t%), mint a N4-ben (22–27 t%). A ThO_2 mennyisége az N4-ban rendkívül magas, 12–15 t%, míg az UO_2 mindkét mintában alacsony. Alacsony PbO-tartalom (legfeljebb 0,3 t%) az N4 mintában volt kimutatható. Nagy koncentrációban van jelen a FeO, mely a RFF-(Nb,Ti)-oxidok közül egyedül a szamarszkit-csoport létfontosságú alkotója. Koncentrációja az N4 mintában 0,6–3 t%, az N6-ban 4–11 t%. Utóbbi magas Fe-tartalom már szamarszkit jelenlétére utal, bár a Sal Karbonatitból származó eszkinitkristályokban is mértek 6%-ot meghaladó Fe_2O_3 értékeket (NASIR et al. 2009). Szintén rendhagyóan magas lehet a SiO_2 tartalom (az N4-ben a 0,16%-ot, az N6-ban akár a 4,46%-ot is elérheti). A NASIR et al. (2009) által publikált kristályokban ez az érték 0,76 %-ig terjed. A többi nemformula elem csak 1 t% alatti mennyiségben van jelen. A totál értékek 94,4 és 98,6 t% között mozognak, az alacsonyabb értékek legvalószínűbb oka az O helyébe beépült OH-csoport, emellett valószínűsíthető, hogy a vas Fe^{2+} helyett Fe^{3+} -formában való beépülése. Nem zárható ki nem mért elemek jelenléte a szerkezetben (pl. W). A CE 797 minta RFF-(Nb,Ti) oxidjainak WDX-szel mért összetételét itt nem közöljük, ez megtalálható ZAJZON et al. (2014) cikkében. Az elemzések egyazon kristályon belüli három pontra vonatkoznak. A bennük mért RFF_2O_5 tartalmak az N4-hez hasonlóak, viszont annál általában valamivel kevesebb NRFF_2O_5 -ot, több KRFF_2O_5 -ot, és lényegesen több Y_2O_3 -ot tartalmaznak (~17 t%). Nb_2O_5 -tartalmuk szintén az N4-hez hasonló, míg CaO-tartalma mindkét típusú vesszősi fázishoz viszonyítva alacsony, hasonlóan a ThO_2 -hoz és UO_2 -hoz.

Az N4 minta esetében a WDX-szel elemzett pontokban nem figyelhető meg összetételi zónásság, az N6 minta esetében azonban igen: az 1–2, 3–4 és 5–6 mérési pontok egyazon szemcséken készültek, a páros sorszámúak jellemzően a BSE-képen sötétebbnek látszó foltokban. Általánosan elmondható, hogy a sötétebb pontokban magasabb a Si, Al és Fe oxidos aránya, még a fényesebb helyeken készült mérésekben a RFF-eké (KRFF, NRFF és Y egyaránt). Ugyanakkor a többi képletben szereplő elem mennyisé-

IV. táblázat. A RFF-(Nb,Ti)-oxidok WDX-szel meghatározott kémiai összetétele oxidos tömeg%-ban. A CE 797 mintában mért összetételekhez lásd ZAJZON et al. (2014)

Table IV. Chemical composition of the analysed REE-(Nb,Ti)-oxides in oxidic weight %. For compositions measured in sample CE 797 see ZAJZON et al. (2014)

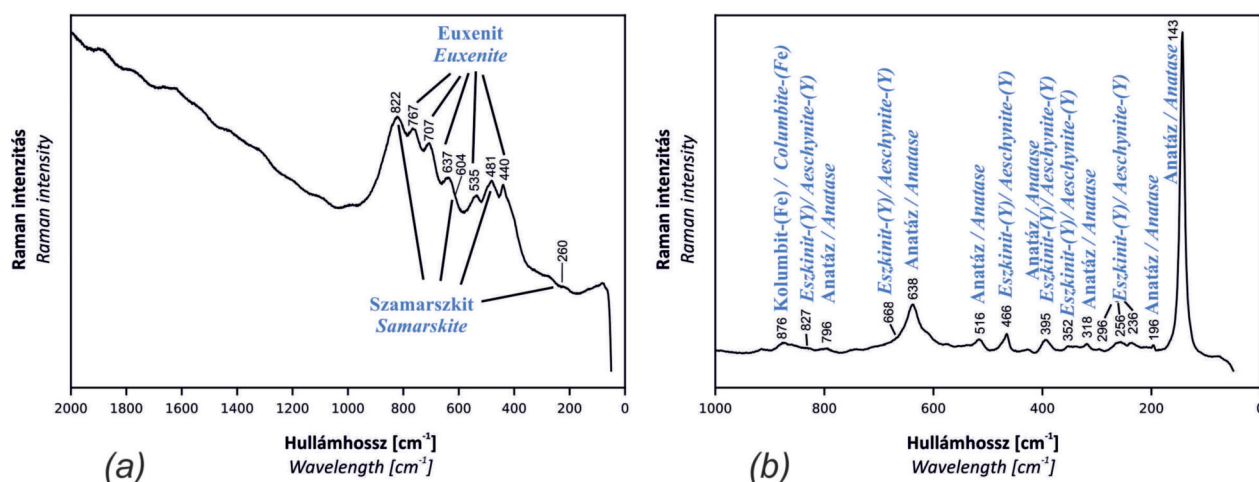
Mért tömeg%-os adatok / Measured values in weight %										
	N4_1	N4_2	N4_3	N4_4	N6_1	N6_2	N6_3	N6_4	N6_5	N6_6
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,10	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
K ₂ O	0,04	0,26	0,18	0,08	0,05	0,13	0,10	0,08	0,06	0,03
MgO	0,00	0,24	1,69	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,06	3,01	2,73	3,37	3,30	3,52	3,95	3,70	3,31	4,53
MnO	0,01	0,04	0,05	0,00	0,16	0,15	0,13	0,25	0,17	0,15
SrO	0,00	0,02	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,30	0,00	0,27	0,18	0,19
Sc ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Y ₂ O ₃	4,70	4,55	3,19	4,93	10,09	6,96	9,53	8,09	10,61	8,20
La ₂ O ₃	0,53	0,30	0,44	0,35	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01
Ce ₂ O ₃	5,15	3,95	4,46	4,05	0,39	0,36	0,40	0,39	0,43	0,36
Pr ₂ O ₃	1,37	0,97	1,26	1,12	0,24	0,19	0,31	0,26	0,18	0,22
Nd ₂ O ₃	6,52	5,13	6,08	5,88	1,08	0,60	0,98	0,87	1,09	0,77
Sm ₂ O ₃	2,86	2,46	2,90	2,72	1,61	1,10	1,78	1,42	1,64	1,43
Eu ₂ O ₃	0,16	0,21	0,21	0,21	0,34	0,62	0,48	0,42	0,38	0,51
Gd ₂ O ₃	2,39	2,33	2,32	2,43	3,81	2,51	4,41	3,37	4,02	3,44
Tb ₂ O ₃	0,31	0,29	0,31	0,34	0,76	0,61	0,98	0,94	0,84	0,79
Dy ₂ O ₃	1,51	1,32	1,23	1,45	4,29	3,38	4,46	4,11	4,62	4,18
Ho ₂ O ₃	0,21	0,03	0,11	0,13	0,40	0,25	0,33	0,31	0,40	0,35
Er ₂ O ₃	0,64	0,59	0,55	0,73	1,40	1,27	1,47	1,37	1,56	1,40
Tm ₂ O ₃	0,21	0,09	0,18	0,21	0,16	0,12	0,22	0,15	0,21	0,17
Yb ₂ O ₃	0,28	0,16	0,21	0,23	0,47	0,46	0,60	0,46	0,54	0,58
Lu ₂ O ₃	0,14	0,22	0,05	0,22	0,12	0,16	0,20	0,16	0,33	0,07
ZrO ₂	0,00	0,24	0,09	0,07	0,22	0,57	0,23	0,34	0,13	0,26
SnO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HfO ₂	0,05	0,04	0,00	0,11	0,13	0,17	0,19	0,18	0,15	0,23
ThO ₂	11,97	14,83	12,32	13,89	1,52	2,44	1,26	2,01	1,44	1,98
UO ₂	0,15	0,30	0,15	0,23	0,80	1,40	0,88	1,53	0,68	0,91
SiO ₂	0,01	2,16	2,02	0,53	2,24	4,46	1,56	2,71	1,75	2,32
Al ₂ O ₃	0,00	0,32	1,70	0,09	0,39	1,09	0,23	0,53	0,18	0,41
FeO	1,48	2,96	1,09	0,60	5,22	11,04	4,18	8,56	4,11	8,35
TiO ₂	25,11	22,89	23,32	24,91	17,00	18,10	16,28	15,57	18,60	15,59
Nb ₂ O ₅	27,81	21,96	22,76	26,26	38,77	32,71	41,07	36,75	38,37	40,63
Ta ₂ O ₅	1,72	2,94	2,51	1,77	0,40	0,50	0,36	0,39	0,38	0,40
F	0,08	0,12	0,17	0,25	0,07	0,10	0,06	0,09	0,07	0,11
Cl	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Total	98,50	94,99	94,37	97,31	95,62	95,37	96,64	95,30	96,50	98,59

gében (Ca, Th, U, Nb, Ta, Ti) rendszerint nincs lényegi különbség, legfeljebb egy egészen minimális a fényesebb pontokban a Nb, a kevésbé fényesebbekben a Th javára.

A Raman-spektroszkópiai vizsgálat eredményei

Az N4 és N6 mintákban valamennyi WDX-szel elemzett szemcsé Raman-spektroszkópos vizsgálata megtörtént. Az N4 esetében a mérések során minden esetben csak a háttérzajtól alig elkülöníthető, rendkívül széles vibrációs sávok voltak megfigyelhetők, vagy egyértelmű Raman-sávok egyáltalán nem jelentkeztek, ami a kristályos szerkezet hiányára utal. Ennek alapján az N4-es mintában az RFF-(Nb,Ti)-oxid szemcsék teljes mértékben metamikt állapotúak. Korábbi tanulmányok szerint a metamikt eszkinit-(Y) Raman-spektrumában csak felfűtést követően (400–1000 °C) jelennek meg az ásványra jellemző vibrációs sávok, amelyek a kristályosság részleges helyreállítására utalnak (TOMAŠIĆ et al. 2004). Ilyen jellegű vizsgálatok elvégzésére azonban jelen kutatás keretében nem volt lehetőség, és ezek nem is tartoztak a vizsgálat célkitűzései közé.

Az N6 minta minden mérési pontjában euxenit-(Y) és samarszkit-(Y) keveréke figyelhető meg (2. ábra, a). A sávok intenzitása viszonylag jól mérhető, és pozíciójuk jól elkülöníthető, ami arra utal, hogy a minta részben metamikt állapotú ugyan, de még mutat kristályos szerkezetet. A sávok pozíciója és intenzitása szemcsénként is eltérhet, mivel a különböző kationok (pl. Y, Nb, Ta) mennyisége és típusa, valamint a metamiktizáció foka befolyásolja a



2. ábra. (a) Az N6 minta egyik euxenit-(Y) és samarszkit-(Y) keverékéből álló szemcséjének Raman-spektruma (b) A CE 797 minta eszkinit-(Y) - anatáz - kolumbit keverékfázisának Raman-spektruma. Az ábrákon feltüntetésre kerültek az egyes fajokra jellemző Raman-sávok

Figure 2. (a) Raman spectrum of an euxenite-(Y) - samarskite-(Y) composite grain from sample N6. (b) Raman spectrum of aeschynite-(Y) - anatase - columbite composite phase from sample CE 797. The characteristic Raman bands of the minerals are indicated on the figures

Raman-spektrumot. Az euxenit UO_2^{2+} szimmetrikus nyújtási sávok $803\text{--}767\text{ cm}^{-1}$ tartományban jelentkeznek. A $645\text{--}707\text{ cm}^{-1}$ tartományban a Ti–O, Nb–O és Y–O nyújtási sávok figyelhetők meg, míg a $422\text{--}536\text{ cm}^{-1}$ sávok az O–Ti–O, O–Ta–O deformációs rezgéseikhez és a ritka földfémionok rácsrezgéseikhez kapcsolhatók. Az alacsony intenzitású, de jól mérhető sávok és a részben éles csúcsok azt jelzik, hogy a kristályos szerkezet még részben fennmaradt (FROST et al. 2010). A szamarszkitra jellemző sávok közül 822 és 481 cm^{-1} -nél találhatók kiválóan látszanak, míg a 604 és 260 cm^{-1} -nél levők átfedésben vannak az euxenittel (GUASTONI et al. 2019).

A CE 797 mintában anatóz, eszkinit-(Y) és kolumbit-(Fe) együttes jelenléte állapítható meg (2. ábra, b). Az anatózra jellemző intenzív és jól elkülönülő Raman-sávok 143 , 196 , 318 , 516 , 638 és 796 cm^{-1} -nél jelentkeznek, amelyek jól egyeznek az anatóz Raman-spektrumára vonatkozó irodalmi adatokkal (OHSAKA et al. 1978). A 143 cm^{-1} -es sáv különösen karakterisztikus az anatózra, és jelenléte egyértelműen elkülöníti azt más TiO_2 -polimorfoktól, legfőképp a rutiltól.

Az eszkinit-(Y) jelenlétére a $236\text{--}296\text{ cm}^{-1}$, 352 cm^{-1} , $395\text{--}466\text{ cm}^{-1}$, valamint a 668 és 827 cm^{-1} tartományban megjelenő sávok utalnak. Ezek a sávok megfelelnek az Nb–O, Ti–O és Ta–O kötésekhez kapcsolódó nyújtási és hajlítási vibrációknak, amelyek a komplex Nb–Ta–Ti–RFF-oxidokra jellemzőek. TOMAŠIĆ et al. (2004) vizsgálatai szerint ezek a Raman-sávok a metamikt eszkinit-(Y) fázis $400\text{--}1000\text{ °C}$ közötti hőkezelése során, az újrakristályosodást követően jelennek meg. A jelen mintában azonban ugyanezek a sávok hőkezelés nélkül is jól definiáltan megfigyelhetők, ami egyértelműen arra utal, hogy az eszkinit-(Y) fázis eredendően kristályos állapotú.

A 876 cm^{-1} -nél megjelenő Raman-sáv a kolumbit-csoport ásványaira jellemző legerősebb vibrációs módnak feleltethető meg, amely a B–O (Nb/Ta–O) kötésekhez kapcsolódik. Az irodalmi adatok szerint a kolumbit-(Mn) és kolumbit-(Fe) Raman-spektrumában ez a sáv jellemzően $850\text{--}880\text{ cm}^{-1}$ között jelenik meg (HAO et al. 2023). A vizsgált mintában mért 876 cm^{-1} -es sáv pozíciója jól illeszkedik a kolumbit-(Fe) jelenlétéhez, a fajra jellemző többi sáv azonban nem azonosítható, mert vagy átfedésben van, vagy teljesen elnyomják az anatóz és az eszkinit-(Y) sávjai. A kolumbit jelenléte lehet a magyarázat az eszkinitben mért Nb-többlethez.

Diszkusszió

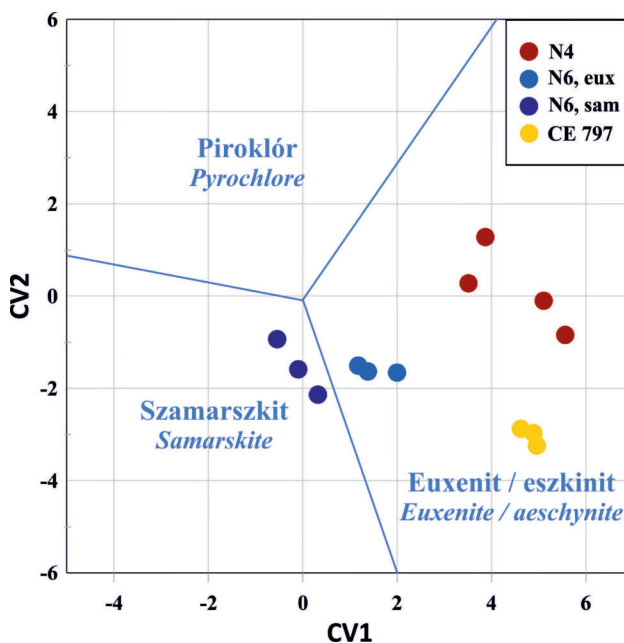
A RFF-(Nb,Ti)-oxidok azonosítása kémiai összetétel alapján

A RFF-(Nb,Ti)-oxidok azonosításának bevett módja a kémiai összetételen alapuló osztályozás, amihez ERCIT (2005) dolgozott ki egy négy-, illetve egy háromcsoportos modellt. A modellek a piroklór-, szamarszkit-, fergusonit- és az eszkinit-/euxenitcsoportok elkülönítésére alkalmasak.

Mivel a négycsoportos modellezés leginkább csak a fergusonitcsoport jobb elkülönítését szolgálja, itt most a mindössze két változóval jellemezhető háromcsoportos modell eredményeit és az azokhoz tartozó változók egyenletét mutatjuk be. Az osztályozás a következő kémiai elemek és elemcsoportok oxidos tömegarányait veszi figyelembe: Na, Ca, Pb, Fe*, Y, KRFF, NRFF, U*, Ti, Nb, and Ta* (ahol $\text{Fe}^* = \text{Fe} + \text{Mn}$; $\text{U}^* = \text{Th} + \text{U}$; $\text{Ta}^* = \text{Ta} + \text{W}$; valamint $\text{KRFF} \sim \text{La} - \text{Eu}$, $\text{NRFF} \sim \text{Gd} - \text{Lu}$). Az ezekből számított kanonikus változók egyenlete:

$$\text{CV1} = 0,245 \text{ Na} + 0,106 \text{ Ca} - 0,077 \text{ Fe}^* + 0,425 \text{ Pb} + 0,22 \text{ Y} + 0,28 \text{ KRFF} + 0,137 \text{ NRFF} + 0,100 \text{ U}^* + 0,304 \text{ Ti} + 0,097 \text{ Nb} + 0,109 \text{ Ta}^* - 12,81 \text{ (oxidos tömeg\%)} \\ \text{CV2} = 0,102 \text{ Na} - 0,113 \text{ Ca} - 0,371 \text{ Fe}^* - 0,167 \text{ Pb} - 0,395 \text{ Y} - 0,28 \text{ KRFF} - 0,265 \text{ NRFF} - 0,182 \text{ U}^* - 0,085 \text{ Ti} - 0,166 \text{ Nb} - 0,146 \text{ Ta}^* + 17,29 \text{ (oxidos tömeg\%)} \\ \text{CV2} = 0,102 \text{ Na} - 0,113 \text{ Ca} - 0,371 \text{ Fe}^* - 0,167 \text{ Pb} - 0,395 \text{ Y} - 0,28 \text{ KRFF} - 0,265 \text{ NRFF} - 0,182 \text{ U}^* - 0,085 \text{ Ti} - 0,166 \text{ Nb} - 0,146 \text{ Ta}^* + 17,29 \text{ (oxidos tömeg\%)}$$

Az EDX-mérések eredményei azok pontatlansága miatt nem voltak alkalmasak a fenti összetételen alapuló csoportosításra, a WDX-adatok azonban már igen. A 3. ábrának megfelelően az N4 minta valamennyi mérési pontja az eszkinit/euxenit mezőbe esik, míg az N6 minta mérési pontjai közül három inkább az eszkinit/euxenit, három a szamarszkit mezőbe, de minden esetben a határvonalak közelébe. Ez összhangban van a Raman-vizsgálat eredm-

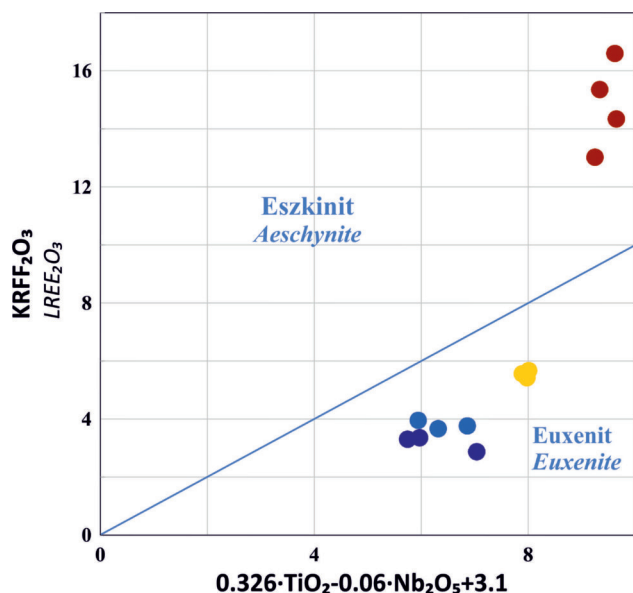


3. ábra. A mért Nb-RFF-oxid összetétele Ercit (2005) háromcsoportos kanonikus osztályozási diagramján. A CV1 és CV2 változók egyenletei megtalálhatóak a szövegben. Színezéssel elkülönítjük egymástól az N6 minta euxenit (eux) és szamarszkit (sam) domináns pontjait, bár a Raman-elemzés alapján valamilyen mértékben minden pont keveréknek tekinthető. (A CE 797 mintára vonatkozó összetételi adatok forrása: ZAJZON et al. 2014)

Figure 3. Composition of the analyzed REE-(Nb,Ti)-oxides on the three group canonical discrimination plot of Ercit (2005). The equations for the variables CV1 and CV2 can be found in the text. By coloring the euxenite (eux) and samarskite (sam) dominant points of sample N6 are separated, although based on the Raman analyses all of these points are mixtures. (Source for compositional data in sample CE 797: ZAJZON et al. 2014)

nyeivel, ami szerint keverékfázis van jelen. A CE 797 minta mérési pontjai az eszkinit/euxenit mezőbe esnek.

Látható, hogy ERCIT (2005) osztályozása nem tesz különbséget az eszkinit- és euxenitcsoportok tagjai között, de EWING (1974) szerint, szintén a kémiai összetétel alapján, ezek is megkülönböztethetők egymástól. Ha a $KRFF_2O_3 > 0,326 TiO_2 - 0,060 Nb_2O_5 + 3,1$ (tömeg%) egyenlőtlenség fennáll, az adott minta az eszkinitcsoportozhoz tartozik, egyébként euxenit. Ezt a kritériumot mindhárom minta RFF-(Nb,Ti)-oxidjaira ellenőriztük, hiszen jelentős részben az N6 keverékfázisait is euxenit alkotja. A 4. ábrának megfelelően



4. ábra. Eszkinit és euxenit elkülönítésére szolgáló diagram EWING (1976) kémiai összetételen alapuló kritériuma alapján. Az egyenletbe a tömegszázalékban mért koncentrációértékeket kell behelyettesíteni. Az elkülönítés az eszkinit-(Y) esetében nem alkalmazható, mert az az euxenit mezőbe eshet. A színezés ugyanaz, mint a 3. ábrán. (A CE 797 mintára vonatkozó összetételi adatok forrása: ZAJZON et al. 2014)

Figure 4. Plot for the discrimination of aeschynite and euxenite group minerals, based on the criterion of EWING (1975). The discrimination is not applicable for aeschynite-(Y) which may be plotted into the euxenite field. Concentration values measured in mass percent should be substituted into the equation. Coloring is the same as in Figure 3. (Source for compositional data in sample CE 797: ZAJZON et al. 2014)

az N4-ben mért összetételek eszkinitnek, az N6-ban és CE 797-ben mértek euxenitnek feleltethetők meg. Az euxenit-(Y) kémiai összetétele azonban nagyon hasonló az eszkinit-(Y)-hoz. GUASTONI et al. (2019) szerint épp ezért a fenti kritérium nem használható, az eszkinit- és euxenitcsoport tagjai kizárólag szerkezetvizsgálat segítségével különíthetők el egymástól, ami azonban csak nem metamikt ásványokon alkalmazható. Más szerzők szerint a fenti kritérium érvényes az euxenit-(Y) és (niobo)eszkinit-(Y) elkülönítésére is (POPOVA et al. 2019, ŠKODA & NOVÁK 2007). Egy másik kritérium szerint (EWING 1976) ha az összetételben az U-oxid mennyisége meghaladja a Th-oxidét, akkor egyértelműen euxenit-(Y)-ról beszélhetünk, míg az ellenkező esetben az azonosítás nem egyértelmű, ráadásul bár ritkán, de nem metamikt, így kristályszerkezet alapján azonosított eszkinit-(Y)-ban is előfordulhat U-túlsúly (BONAZZI & MENCHETTI

1999). Szerkezetvizsgálat hiányában tehát sokszor (így a bükki előfordulások esetében sem) lehet megkülönböztetni egymástól az eszkinit-(Y)-ot és az euxenit-(Y)-ot.

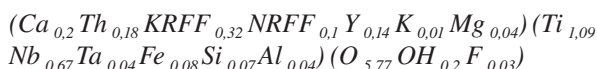
Annak ismeretében, hogy az N4 mintában eszkinit (általános összetétel AB_2O_6) fordul elő, a mért oxidos tömeg% értékek már átszámíthatók atomszám/formula (apfu) értékekké (IV. táblázat). Mivel a totál értékek viszonylag alacsonyak, feltételezhető, hogy az anion pozícióban az O mellett OH is van (ez egyébként az N6 mintában is igaz), így a hagyományos eljárástól eltérően a képletet nem 6 anionra, hanem 3 kationra számítottuk, ezáltal 0,1–0,2 apfu értékű OH is jelen van a szerkezetekben (V. táblázat).

V. táblázat. Az N4 minta mérési pontjaira vonatkozó, 3 kationra számított képletek. Fe^{3+*} : a mért FeO-val ekvivalens mennyiségű Fe_2O_3 -ból számított; O^* és OH^* : a sztöchiometriai egyensúly feltételezésével meghatározott

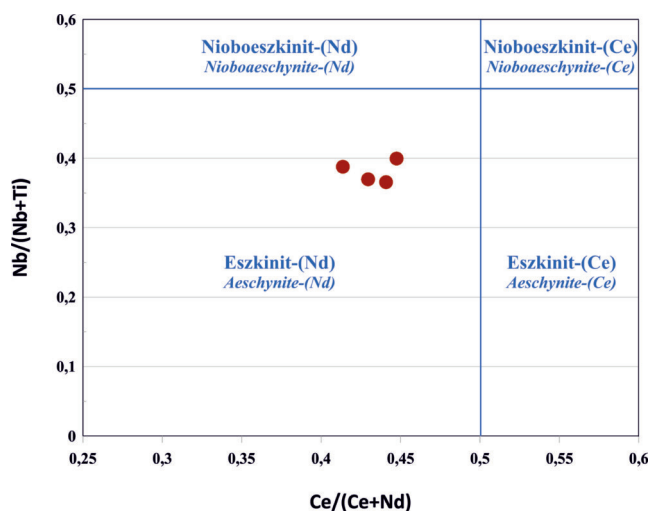
Table V. Calculated mineral formulas for the measuring points of sample N4, based on 3 oxygen cations. Fe^{3+*} : calculated from Fe_2O_3 equivalent with the measured FeO; O^* and OH^* : based on stoichiometry

3 kationra számított képletek / mineral formulas calculated for 3 cations									
	N4_1	N4_2	N4_3	N4_4		N4_1	N4_2	N4_3	N4_4
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	Fe*	0,08	0,15	0,05	0,03
K	0,00	0,02	0,01	0,01	Si	0,00	0,13	0,12	0,03
Mg	0,00	0,02	0,15	0,00	Al	0,00	0,02	0,12	0,01
Ca	0,20	0,20	0,17	0,22	Ti	1,14	1,05	1,03	1,15
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	Nb	0,76	0,61	0,61	0,73
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	Ta	0,03	0,05	0,04	0,03
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	B	2,01	2,01	1,97	1,97
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	O^*	5,85	5,74	5,65	5,84
Sc	0,00	0,00	0,00	0,00	OH^*	0,13	0,24	0,32	0,11
Y	0,15	0,15	0,10	0,16	F	0,01	0,02	0,03	0,05
La	0,01	0,01	0,01	0,01	Cl	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,11	0,09	0,10	0,09	anion	6,00	6,00	6,00	6,00
Pr	0,03	0,02	0,03	0,02					
Nd	0,14	0,11	0,13	0,13					
Sm	0,06	0,05	0,06	0,06					
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00					
Gd	0,05	0,05	0,05	0,05					
Tb	0,01	0,01	0,01	0,01					
Dy	0,03	0,03	0,02	0,03					
Ho	0,00	0,00	0,00	0,00					
Er	0,01	0,01	0,01	0,01					
Tm	0,00	0,00	0,00	0,00					
Yb	0,01	0,00	0,00	0,00					
Lu	0,00	0,00	0,00	0,00					
Zr	0,00	0,01	0,00	0,00					
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00					
Hf	0,00	0,00	0,00	0,00					
Th	0,16	0,21	0,17	0,19					
U	0,00	0,00	0,00	0,00					
A	0,99	0,99	1,03	1,03					

Bár a legtöbb mért elem A és B pozíciók közötti megoszlása egyértelmű, néhány elem esete kérdéses. A vasat például egyes szerzők az A (GUASTONI et al. 2019, YANG et al. 2001), míg mások a B pozícióba helyezik (BONAZZI et al. 2002, MACDONALD et al. 2022, NASIR et al. 2009). EWING (1975) szerint a Fe mind a két pozícióban jelen lehet, de az A pozícióban inkább +2-es, a B pozícióban +3-as töltéssel. Mivel sztöchiometriai összetételt feltételezve sokkal valószínűbb, hogy a bükki eszkinitekben a Fe a szerkezet B pozíciójába épül be, a WDX-méréssel meghatározott, teljes vassal egyenértékű FeO-adatokat már a számítás során is Fe₂O₃-ként vettük figyelembe. (A szamarszkit szerkezetében szintén a Fe³⁺ jelenléte jellemző.) Kérdéses a Si elhelyezkedése is, melyet a korábbiakban egyaránt osztottak már az A pozícióba (YANG et al. 2001), és a B-be (GUASTONI et al. 2019, MACDONALD et al. 2022, NASIR et al. 2009). Itt a Si-ot sztöchiometriai alapon a B pozícióba helyeztük. Al-ot jellemzően nem mértek eszkinitekben/euxenitokban, mi most feltesszük, hogy amennyiben jelen van, a Si-mal azonos pozícióban helyettesít. Az egyéb képletben nem szereplő elemek (K, Mg, Mn, Zr) hozzájárulása a szerkezet felépítéséhez rendkívül kicsi, őket az irodalmi adatoknak megfelelően minden esetben az A pozícióba osztottuk. Ezen megfontolások alapján az alábbi átlagképletet sikerült meghatározni az N4 minta mérési pontjaira:



EWING (1974) előbb ismertetett kritériuma és a domináns kationok apfu-értékeinek ismeretében (YANG et al. 2001 Nb/Ti arányt is figyelembe vevő diszkriminációs diagramja alapján) az N4 mintában fellelhető fázis kémiai összetétele egyértelműen eszkinit-(Nd)-nak feleltethető meg (5. ábra).



5. ábra. Ce/(Ce+Nd) - Nb/(Nb+Ti) diagram az N4 minta eszkinitjeinek osztályozására YANG et al. (2001) alapján, az apfu-adatokat figyelembe véve. A legújabb nevezéktan szerint a nioboeszkinit nem tekinthető külön ásványfajnak (Bosi et al. 2025). A színezés ugyanaz, mint a 3. ábrán

Figure 5. Ce/(Ce+Nd) - Nb/(Nb+Ti) plot for the classification of aeschynites from sample N4, after YANG et al. (2001), based on atom per formula values. Based on the newest nomenclature, the nioboeschynite is not a valid mineral species (Bosi et al. 2025). Colouring is the same as in Figure 3

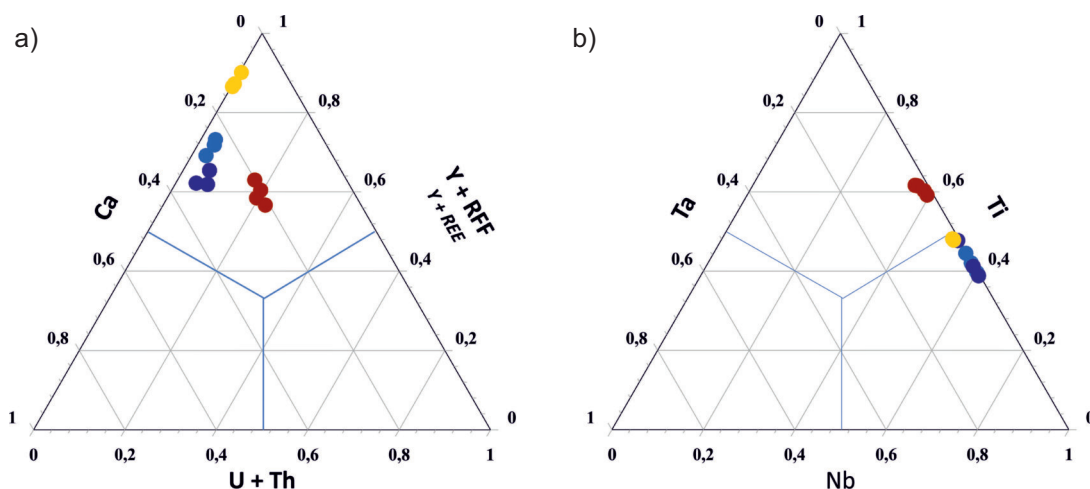
A képletszámítás az N6 (és CE 797) minta esetében nem végezhető el, mivel keverékek vannak jelen. A szamarszkit-(Y) és euxenit-(Y) kémiai összetételében nincsenek lényeges különbségek, leszámítva, hogy a szamarszkit esetében a B pozícióba beépülő kationok relatív hányada alacsonyabb, és elméletileg csak az tartalmaz Fe-at. Mindezen információk azonban nem elégségesek ahhoz, hogy a két eltérő fázis arányát meg lehessen határozni, átlagképlet pedig azok eltérő oxigénszáma miatt nem adható meg. Gyakorlatilag azonban az euxenitben is lehet vas, és a Nb, Ta, Ti elemeken kívül más nemformula elemek is beépülhetnek a B pozícióba (pl. Si, Al, Fe). A magasabb Fe-tartalom egyértelműen a szamarszkit magasabb arányát jelzi, viszont a vas többi elemmel való látszólagos korrelációja nagyjából a két szerkezetet (euxenit és szamarszkit) eleve eltérő kationarányából erednek, leszámítva a Si-ot és Al-ot, melyek feltehetően valóban elsősorban a szamarszkithez kötődnek. Fontos megjegyezni, hogy bár sem a kristálykémiai adatok, sem a Raman-spektroszkópiai eredmények nem utalnak rá, nem lehet kizárni, hogy az N4 RFF-(Nb,Ti) oxidjai is több, teljesen metamikt fázis keverékei, így az előbbieken bemutatott rá vonatkozó általános képlet is némi fenn tartással kezelendő, főleg, hogy az EDX-vizsgálatok során egyértelműen észleltünk zónás szemcséket.

Az A és B pozíciók betöltöttségét a kiszámított kationszámok alapján ábrázoltuk (6. ábra). Az A pozícióban mindkét minta esetében (de különösen a N6-ban) a RFF+Y a domináns kationok. Őket a N4-ben a Th+U követi (bár az U hozzájárulása elenyésző), a N6-ban a Ca. Az N6 vasban dúsabb (~szamarszkit-domináns) mérési pontjai esetében egy minimálisan erősebb (Th+U) és a Ca pozíción belüli jelenléte, ellenben a (RFF+Y)-é gyengébb. A CE 797 A pozíciójában a (RFF+Y)-dominancia erősebb, mint a másik két minta esetében.

A B pozícióban a N4-es mintában a Ti dominál, a N6-ban a Nb. A Ta mennyisége mindkét mintában alacsony, de az N4-ben valamivel jelentősebb. A RFF-eken belül a N4-ben a KRRF, a N6-ban a NRFF+Y a dominánsok. A B pozíció esetében semmi szabályszerű különbség nem figyelhető meg az N6 euxenit- és szamarszkit-domináns mérési pontjainak összetétele között. A CE 797-ben a B pozíció betöltöttsége az N6-hoz hasonlóan Nb-domináns, bár ebben szerepe lehet az eszkinit-(Y)-mal együtt előforduló kolumbitnak is.

Helyettesítési kapcsolatok és korrelációk a RFF-(Nb,Ti)-oxidok szerkezetében

Általánosan az eszkinit-/euxenit-/szamarszkitcsoportokon belül számos helyettesítés létezik, egyaránt az egyes pozíciókon belül és a két pozíció között kapcsoltan. Diagramon mutatunk be néhány kapcsolatot az elemek között. Mivel keverékre apfu-értéket nem tudtunk kiszámítani, kationszámokat határoztunk meg, amiket az ábrázolás során a megfelelő pozícióban előforduló kationok összegére normáltunk ($A_{\text{pos}} = Ca + RFF + Y + Th + U$; $B_{\text{pos}} = Nb + Ta + Ti$). Az egyszerűség kedvéért a kémiai képletben nem szereplő, és egyébként is kis mennyiségben jelen levő



6. ábra. Az A (a) és B (b) pozíciók betöltöttsége a WDX mérési eredményekből számított kationszámok alapján. Az N6 és CE 797 minta esetében a pontok diagramon való helyzetét befolyásolja, hogy keverékfázisok vannak jelen. A színezés ugyanaz, mint a 3. ábrán. (A CE 797 mintára vonatkozó összetételi adatok forrása: ZAJZON et al. 2014).

Figure 6. Occupancy of the A (a) and B (b) positions, based on cation numbers, calculated from WDX data. In case of samples N6 and CE 979 position of the points are influenced by the mixed nature of the phases. Colouring is the same as in Figure 3. (Source for compositional data in sample CE 797: ZAJZON et al. 2014)

elemeket elhanyagoltuk (7. ábra). Természetesen a mérési pontok alacsony száma nem teszi lehetővé a korrelációs kapcsolatok megbízható értékelését, azok inkább csak tájékoztató jellegűek, illetve részben az egyes ásványok eleve eltérő összetételéből fakadnak, beleértve az euxenit-(Y) és szamarszkit-(Y) változatos arányát az N6 mintában. Az ábrán összehasonlítás végett a CE 797 minta pontjait is feltüntetettük, de a tárgyalásban kevésbé részletezzük.

Az A pozícióban belül az N4 mintában változó RFF-tartalom mellett (KRFF-et és NRFF-eket külön figyelembe véve is) közel állandó a Ca-tartalom, az N6-ban viszont a KRFF-eket leszámítva a Ca és a RFF-ek fordítottan arányosak egymással, ami a szamarszkit és euxenit fázisok változó arányával hozható kapcsolatba. Az N6 minta pontjai által kijelölt trendvonalra jól ráesnek a CE 797 pontjai is, viszont az N4 és N6 teljesen külön csoportot képviselnek. Az (Th+U)-tartalom a KRFF-ekkel nem jól korrelál a mintákon belül, viszont NRFF-ekkel való negatív korreláció erős, főleg az N6 mintában, de a trendbe jól beleillik a másik két minta is. A Ca (U+Th)-mal való korrelációja az N6 mintában jelentkezik. A B pozícióban belül a Nb és Ta között enyhe negatív kapcsolat figyelhető meg. Ami az A és B pozíciók közötti kapcsolt helyettesítéseket illeti, a Ti és Ca között észlelhető egy gyenge negatív korreláció, ha az N4 és N6 mintákat együtt vesszük figyelembe, ebből a szempontból viszont a CE 797 teljesen eltér. A Ti és (U + Th) közötti pozitív korreláció szintén ebben a két mintában lelhető fel. A RFF-ek (Nb+Ta)-lal való korrelációja minimális, inkább csak az N4 és N6 mintacsoportok között érhető tetten a KRFF-ekkel való negatív és a NRFF-ekkel való pozitív kapcsolat. Bár az N6 minta minden mérési pontjára vonatkozó korreláció nincs jelen, érdemes megfigyelni, hogy az euxenit-domináns pontok RFF – (Nb+Ta) korrelációja kifejezetten erős, ami főleg a (NRFF+Y)-tartalom hatása. Hasonló jelenség figyelhető meg a (Nb+Ta) Ca-mal való

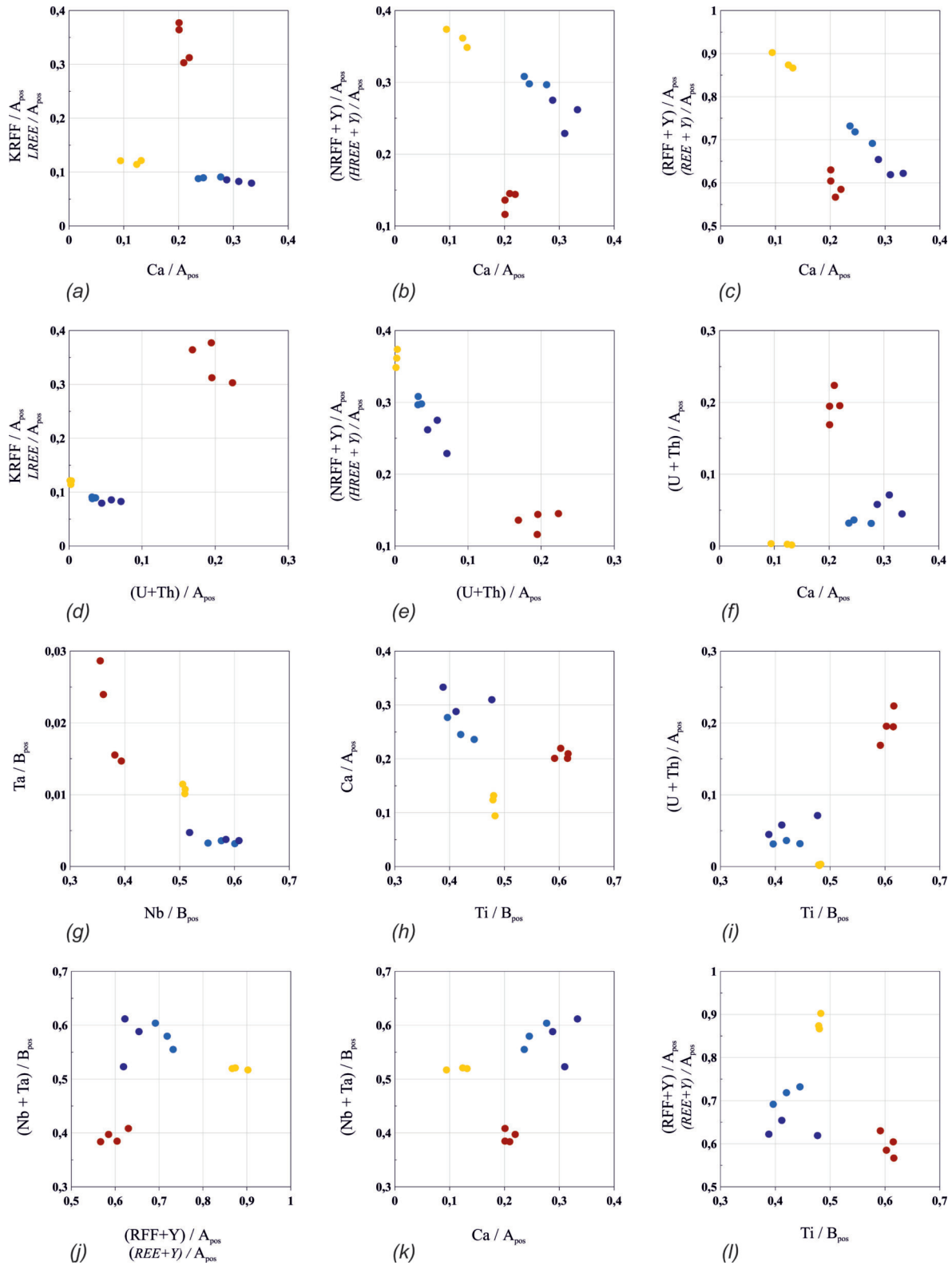
korrelációjának vizsgálata során: azaz ott is az N4 és N6 minták teljes halmazára észlelhető pozitív korreláció, illetve az N6 minta euxenitesebb pontjaiban nagyon határozott. Az N4 és N6 minták minden mérési pontját együtt nézve a Ti és a RFF-ek között negatív korreláció van, ami valamennyire az N4-en belül is észlelhető, míg az N6 euxenites pontjaiban pozitív kapcsolat figyelhető meg. A NRFF-ekkel viszont már negatív a kapcsolat.

Bár az előzőekben a KRFF és NRFF elemekre mindig csoportként utaltunk, azonban a csoportokon belül is lehetnek eltérések a korrelációs kapcsolatokban. Legjelentősebbek az eltérések az Eu esetében, ami a többi KRFF-mel ellentétben pozitívan korrelál a Th-mal mind a két mintában, ami jelezheti azt, hogy az Eu inkább +2-es töltéssel épül be a szerkezetbe, míg a többi RFF +3-assal. A Fe is erős pozitív korrelációt mutat az Eu-mal. A NRFF-ek közül az Er és a Lu Ca-mal és Th-mal való korrelációja kiemelkedik az N4 mintában. Ezek alapján a kristályszerkezetbe való beépülés szelektív lehet egyes RFF-ekre vonatkozóan, a KRFF és NRFF csoportokon belül is (VI. táblázat).

Valószínűleg a RFF-(Nb,Ti) ásványokon belül jelentkező kémiai változatosságot a kristálykémia és a fluidumösszetétel befolyásolja. A korrelációs kapcsolatok két mintán belüli eltérő viselkedése jelzi, hogy a rajtuk belül nem pusztán az összetétel tér el, hanem némileg a helyettesítési kapcsolatok is mások. Ez fakadhat abból, hogy az N6-ban kevert összetételű fázisok vannak jelen, így a látszólagos helyettesítési viszonyok a két fázis változó arányát is tükrözik, viszont a létrehozó fluidum vagy a befoglaló közet esetleg eredetileg eltérő összetételéből is fakadhat.

RFF-mintázatok

Bár eddig a RFF-eket csak a KRFF- és NRFF-csoportokra osztottuk, eloszlásuk vizsgálata során a normalizált



7. ábra. Az AB₂O₆ szerkezetben mutatkozó helyettesítési kapcsolatokat szemléltető diagramok (a-f) az A pozícióban, (g) a B pozícióban, (h-l) az A és B pozíciók között kapcsolatosan. A diagramokon feltüntetett elemeket a megfelelő pozícióra normálva ábrázoltuk: A_{pos} = Ca + RFF + Y + U + Th; B_{pos} = Nb + Ta + Ti. A formulában nem szereplő, csak kis mennyiségben jelen levő kémiai elemeket (pl. az N4 mintában feltehetően B pozícióba beépülő Fe-at, Si-ot és Al-ot) az egyszerűség kedvéért elhanyagoltuk. A színezés ugyanaz, mint a 3. ábrán. (A CE 797 mintára vonatkozó összetételi adatok forrása: ZAJZON et al. 2014)

Figure 7. Substitution relationships in the AB₂O₆ structures (a-f) within position A, (g) within position B, (h-l) coupled substitutions within A and B positions. Elements on the diagrams are normalised to the appropriate position: A_{pos} = Ca + RFF + Y + U + Th, B_{pos} = Nb + Ta + Ti. For the sake of simplicity non-formula elements (e.g. Fe, Si, Al) present only in low amount are neglected. Colouring is the same as in Figure 3. (Source for compositional data in sample CE 797: ZAJZON et al. 2014)

VI. táblázat. Az egyes RFF-ek Ca-mal és Th-mal számított korrelációs együtthatója minden mérési pontra vonatkozóan, illetve az N4 és N6 mintákon belül

Table VI. Correlation coefficients of the individual REEs with Ca and Th, concerning every measuring point, as well as within the given samples

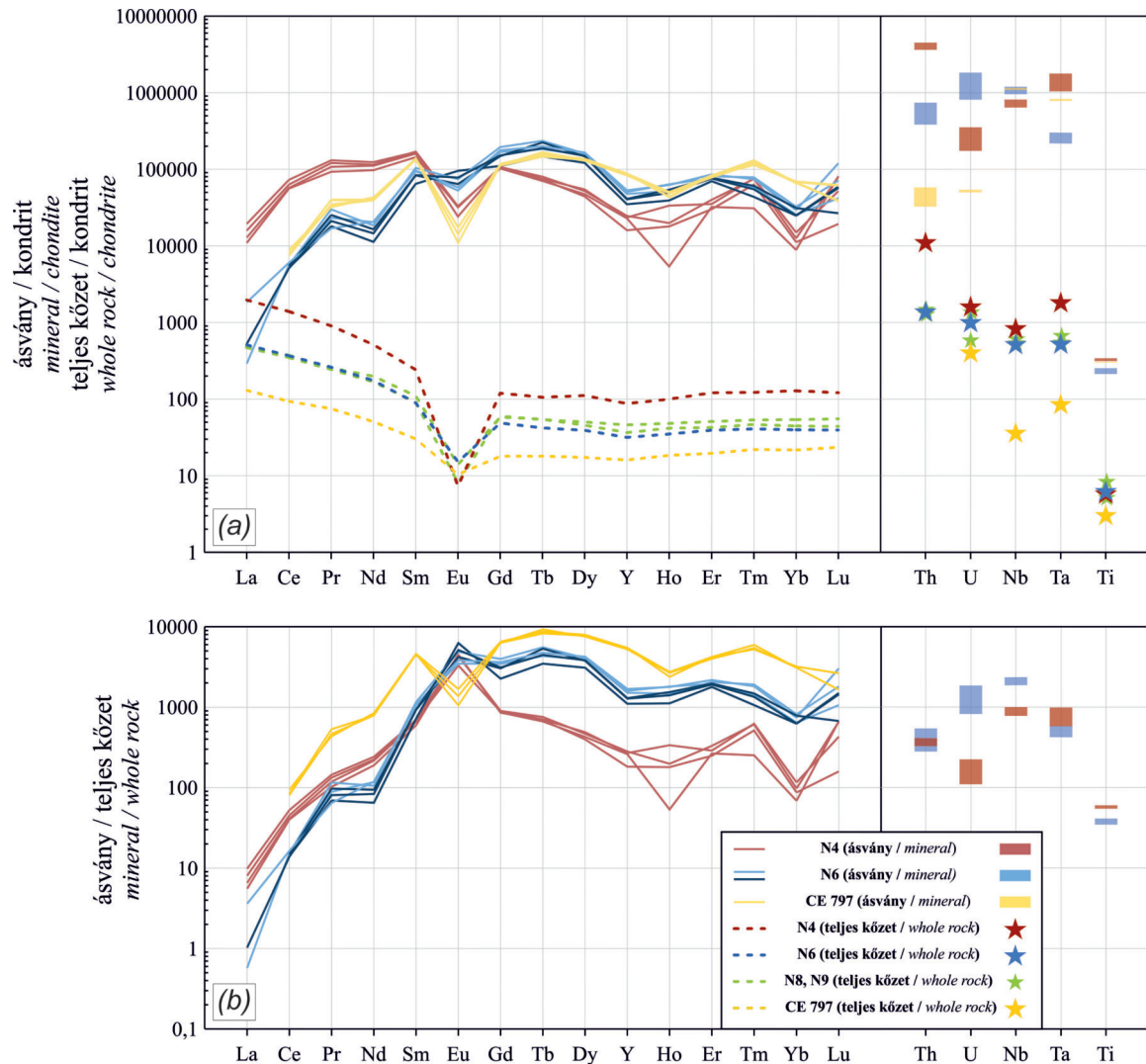
	Minden pont / Every point		N4		N6	
	Ca	Th	Ca	Th	Ca	Th
Y	0,451	-0,879	0,910	0,457	-0,342	-0,919
La	-0,590	0,914	-0,410	-0,951	-0,170	-0,430
Ce	-0,581	0,962	-0,385	-0,848	-0,517	-0,726
Pr	-0,561	0,942	-0,427	-0,990	0,358	-0,429
Nd	-0,582	0,963	-0,227	-0,958	-0,339	-0,882
Sm	-0,563	0,918	-0,500	-0,951	0,015	-0,972
Eu	0,611	-0,833	-0,054	0,656	0,343	0,641
Gd	0,458	-0,759	0,988	0,622	0,056	-0,972
Tb	0,609	-0,924	0,772	0,072	0,276	-0,608
Dy	0,564	-0,969	0,719	-0,062	0,023	-0,898
Ho	0,432	-0,915	-0,007	-0,856	-0,218	-0,769
Er	0,576	-0,966	0,952	0,233	-0,085	-0,864
Tm	0,044	-0,011	0,154	-0,751	0,128	-0,917
Yb	0,667	-0,957	0,160	-0,765	0,577	-0,670
Lu	-0,112	0,037	0,875	0,794	-0,522	-0,428

görbék jobb jellemzése céljából ezt kiegészítjük a közepes RFF-ek fogalmával, melybe a Sm-tól a Dy-ig terjedő elemeket soroljuk. Ebben a felosztásban a KRFF-ek közé mindössze a La–Nd, NRFF-ek közé a Ho–Lu (+Y) tartoznak. A kondritnormalizált RFF+Y görbék (8. ábra; ANDERS & GREVESSE 1989) az összes mérési pont esetében erőteljes M típusú tetrad hatást mutatnak. A tetrad hatás értékét MONECKE et al. (2002) alapján számszerűsítjük (VII. táblázat). (Az első tetrad értéke az N6 három mérési pontjában nem határozható meg, a La_2O_3 kimutatási határ alatti mennyisége miatt.) Emellett a görbék lefutásának jellemzésére kiszámítottuk a $(\text{Ce}/\text{Nd})_N$, $(\text{Ce}/\text{Gd})_N$, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ és $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ arányokat, melyek könnyű, közepes és nehéz RFF-ek egymáshoz való viszonyát, ezáltal az RFF-ek frakcionálódását hivatottak reprezentálni. Ezek az értékek különbözőek a két típusú ásvány esetében. Az N4-es minta RFF-(Nb,Ti)-oxidjainak kondritnormalizált görbájén elsősorban a KRFF-ek és közepes RFF-ek dominálnak, míg az N6 esetében a közepes, kisebb mértékben a NRFF-ek. Az N6-ban az euxenit. és samarszkit-domináns mérési pontokhoz tartozó RFF-görbék lefutása nagyon hasonló egymáshoz. Mindkét minta RFF-(Nb,Ti)-oxidjai jelentős negatív Eu-anomáliát mutatnak: az Eu/Eu^* érték az N4 mintában 0,18–0,25, az N6-ban 0,41–1,12 között mozog (VII. táblázat). Az N6-ban a samarszkit-domináns mérési pontokban valamivel nagyobbak az Eu-anomáliák. Általános a negatív Yb-anomália is, minek értéke az N4-ben 0,13–0,77, az N6-ban 0,42–0,58. A negatív Nd-anomália ezzel szemben főleg az N6-ban jellemző ($\text{Nd}/\text{Nd}^* \sim 0,33\text{--}0,51$), ami a $(\text{Ce}/\text{Nd})_N$ adatok különbségében is tükröződik. Az adatok alapján az Eu-anomália pozitív korrelációs kapcsolatot mutat a Yb-anomáliával, negatív a Nd-anomáliával.

Az Eu-anomália a tetrad hatás mértékével is összefüggésbe hozható: minél nagyobb az Eu-anomália (minél közelebb van az értéke 0-hoz), általánosságban annál kisebb a T3 és nagyobb a T4 tetrad értéke, azaz az Eu-anomália nem független a RFF-ek frakcionálódásától. Kisebb negatív Y-anomália is megfigyelhető a görbéken, elsősorban az N6 minta esetében. Az N4 minta egy mérési pontja erős negatív Ho-anomáliát mutat, egy másik minimális pozitív, ebből kifolyólag az Y/Ho értékek erősen szórnak (20–20), azonban a mérések alacsony számából kifolyólag nem tudhatjuk, hogy a változatos Y/Ho arány mennyire tekinthető általánosnak az N4 mintában. Ezzel szemben az N6-ban az Y/Ho arány (~21–26) kb. megegyezik a kondritra jellemző értékkel (~28). Ez arra utal, hogy a minta RFF-(Nb,Ti)-oxidjában a töltés és ionátmérő által befolyásolt nyomelemviselkedések az uralkodók (BAU 1996). Megfigyelhető jelenség, hogy az N6 minta BSE képen fényesebbnek látszó mérési pontjaiban (Fe-ban szegényebb, euxenit-domináns pontok) kisebb az Eu-anomália, és nagyobb a $(\text{Ce}/\text{Nd})_N$ arány. A 8. ábra a) részén feltüntetettük a CE 797 minta RFF-(Nb,Ti) oxidjának összetételét is, bár esetében a számított mutatókat nem közöljük. Kondritnormalizált görbéi hasonló lefutásúak, mint az N6 mintánál, azt leszámítva, hogy nagyobb Eu-anomáliát tartalmaznak, nincs bennük Yb-anomália, és nem mutatja a Lu irányába mutató pozitív törést.

Bár természetesen az ásványok kondritnormalizált görbéjének lefutása nem egyezik meg a befoglaló kőzetekével, vannak közös bélyegek (7. ábra, a). Az N4 és N6 teljes kőzetek kondritnormalizált görbéje KRFF dominanciát mutat rendkívül erőteljes negatív Eu-anomáliával ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,04$ (N4), illetve 0,29 (N6)) és egy egészen minimális negatív Y-anomáliával ($\text{Y}/\text{Y}^* = 0,83$ (N4) és 0,85 (N6)), az egyéb elemek tekintetében viszont a görbék egyenletes lefutásúak, némi pozitív töréssel az Y után. Az ábrán feltüntetettük az EDX-mérések szerint (NRFF+Y)-domináns RFF-(Nb,Ti)-oxidokat tartalmazó N8 és N9 minták kondritnormalizált görbéit is, melyek lefutásukban nagyon hasonlóak az N6 mintához. A CE 797 minta alacsony RFF-tartalmú, mérsékelt Eu-anomáliával. A VII. táblázatban megtalálhatóak a teljes kőzetek RFF-eloszlására vonatkozó számított mutatószámok is.

A RFF-(Nb,Ti)-oxidok RFF-tartalmának normalizálását elvégeztük a teljes befoglaló kőzetekre is, hogy az ásványok és a teljes kőzet összetétele ilyen módon is összehasonlítható legyen (7. ábra, b). Ebben az esetben az N4 görbéi a közepes RFF-eknél a leginkább pozitívak, kiemelve az Eu-t (azaz bennük kisebb az Eu-anomália, mint a teljes kőzetben), de a NRFF-ek felé emelkedő tendenciát mutatnak a KRRF-ekhez viszonyítva. A negatív Yb-anomália továbbra is jelen van. A N6 így normált ásványgörbéin a NRFF-ek dominálnak, míg a KRFF-ekben kifejezetten szegény. A negatív Yb-anomália a kőzetre normálva is jelentős, az Y-anomália azonban alig észlelhető. A CE 797 ásványban a befoglaló kőzethez képest is jelentős az Eu-anomália, valamint a NRFF-ek túlsúlya



8. ábra. A mért RFF-(Nb,Ti)-oxidok normalizált RFF-görbéi, az ábrák jobb oldalán a normált Th, U, Nb, Ta és Ti értékek jellemző tartományával kiegészítve. (a) Kondritnormalizált értékek, feltüntetve a teljes befoglaló kőzetekre vonatkozó adatokat is. (b) Befoglaló kőzetekre normált értékek. Az N4 és N6 kőzetekre vonatkozó kémiai adatok részletesen megtalálhatóak NÉMETH et al. (2023a) cikkében, míg a CE 797-re vonatkozóak Németh et al. (2023b) cikkében, B7 mintaazonosító alatt. A b) ábra jobb oldali részén nem tüntettük fel a CE 797 mintát, mivel a mérési pontok a Th, U, Nb, Ta és Ti elemekből a skálán ábrázolhatónál jóval nagyobb befoglaló kőzethez képesti dúsulást mutatnak (A CE 797 minta RFF-(Nb,Ti)-oxidjaira vonatkozó összetételei adatok forrása: ZAJZON et al. 2014)

Figure 8. Normalized spider diagrams of the analyzed REE-(Nb,Ti)-oxides, supplemented by the values of Th, U, Nb, Ta and Ti. (a) values normalized to chondrite, also showing the composition of the whole rock. (b) Values normalized to the incorporating wall rocks. Detailed chemical data of samples N4 and N6 can be found in Németh et al. (2023a), while that of CE 797 in NÉMETH et al. (2023b), with sample ID B7. Sample CE 797 is not shown in the right part of Figure b) because the measurement points show a much higher enrichment of the elements Th, U, Nb, Ta and Ti compared to the host rock than can be represented on the scale. (Source for compositional data in sample CE 797: ZAJZON et al. 2014)

Az, hogy a teljes kőzetre vonatkozó kondritnormalizált görbék és az ásványokra vonatkozóak nem azonos lefutásúak, egyértelműen jelzi, hogy a teljes kőzetek RFF-eloszlására más ásványok is befolyással vannak. A legvalószínűbb jelöltek a RFF-tartalmú foszfátok (monacit mindkét mintában, az N4-ben ráadásul keralit is, mely elvileg Ca-Th-foszfát, de rendszerint jelentős RFF-tartalommal is bír), de akár más járulékos és kőzetalkotó ásványok (így pl. cirkon, rutil, csillámok) RFF-eloszlása is befolyásoló hatással lehet. Sajnos a legtöbb RFF-(Nb,Ti)-oxidra vonatkozó közlemény nem tartalmazza a teljes RFF-spektrumot, de amennyiben ismert az Eu mennyisége, az általában nem anomális (DIETZEL et al. 2019, LIU et al. 2020, NASIR et al.

2009, SZUSZKIEWICZ et al. 2016), kivéve pl. a White Tundra-pegmatitból dokumentált Nb-dús eszkinit-(Y)-ot (MACDONALD et al. 2022). Ez alapján az Eu-anomália nem a kristályszerkezetből következik, hanem az ásványképződésért felelős fluidumból átöröklött tulajdonság. Ezt bizonyítja az is, hogy a nagyobb Eu-anomáliát mutató N4 mintában a RFF-(Nb,Ti)-oxidok is nagyobb Eu-anomáliát mutatnak, mint a kisebb anomáliával jellemezhető N6 mintában. Hasonló lehet a helyzet az Y-anomália tekintetében is, ami szintén jelen van mind teljes kőzetben, mind az ásványban. Ezzel szemben az Yb-anomália csak a mért ásványösszetételekre jellemző, azaz nem lehet a teljes kőzetből átöröklött tulajdonság. Az egyéb dokumentált összetételek esetében sem

VII. táblázat. A kondritnormalizált adatokból számított T1, T2, T3 tetradok, (Ce/Nd)_N, (Ce/Gd)_N, (Ce/Yb)_N, (Gd/Yb)_N arányok, valamint a Nd-, Eu-, Y-, Ho- és Yb-anomáliák értékei, a RFF-(Nb,Ti)-oxidok mérési pontjaiban, illetve a teljes kőzetekben. Az Nd*, Eu*, Y*, Ho* és Yb* értékek rendre a kondritnormalizált görbén velük szomszédos elemek szorzatának négyzetgyökei

Table VII. T1, T2 and T3 tetrads, (Ce/Nd)_N, (Ce/Gd)_N, (Ce/Yb)_N, (Gd/Yb)_N ratios and Nd, Eu, Y, Ho and Yb anomalies, calculated from the chondrite normalized data. Values are calculated for the REE-(Nb,Ti)-oxide measuring points and for the whole rocks. Nd*, Eu*, Y*, Ho* and Yb* values were determined as the square roots of the products of the adjacent elements on the chondrite-normalized curve

	T1	T3	T4	(Ce/Nd) _N	(Ce/Gd) _N	(Ce/Yb) _N	(Gd/Yb) _N	Nd/Nd*	Eu/Eu*	Y/Y*	Ho/Ho*	Yb/Yb*
N4_1	1,003	0,077	0,800	0,590	0,693	4,879	7,040	0,834	0,182	0,550	1,171	0,237
N4_2	1,254	1,731	0,637	0,575	0,543	6,310	11,614	0,841	0,268	1,429	0,198	0,176
N4_3	1,045	0,332	1,072	0,549	0,617	5,644	9,150	0,804	0,249	0,568	0,817	0,319
N4_4	1,079	0,413	0,663	0,514	0,535	4,566	8,542	0,852	0,243	0,771	0,629	0,162
N6_1		0,640	0,359	0,270	0,033	0,216	6,582	0,437	0,419	0,511	1,019	0,517
N6_2		1,046	0,482	0,456	0,047	0,208	4,448	0,331	1,125	0,506	0,793	0,498
N6_3	4,729	0,932	0,398	0,303	0,029	0,172	5,977	0,331	0,522	0,524	0,833	0,434
N6_4		1,131	0,459	0,332	0,037	0,219	5,960	0,359	0,577	0,476	0,890	0,435
N6_5	0,673	0,749	0,537	0,292	0,034	0,205	6,025	0,514	0,444	0,523	0,925	0,311
N6_6	2,854	0,865	0,150	0,348	0,034	0,163	4,853	0,347	0,692	0,456	0,961	0,778
N4 teljes kőzet / whole rock	0,118	0,055	0,043	2,712	11,636	10,815	0,929	1,096	0,043	0,830	0,971	1,054
N6 teljes kőzet / whole rock	0,039	0,025	0,028	2,108	7,553	9,258	1,226	1,145	0,230	0,854	0,994	0,989

jellemző rendszerint, így valószínűleg önmagában a kristályszerkezetből sem fakadhat, jelenlétére más magyarázatot kell találni.

Th-, U-, Nb-, Ta- és Ti-tartalom és frakcionálódási mutatók

Az ásványfázisok összetételére vonatkozó Th, U, Nb, Ta és Ti mennyiségeket a RFF-ekhez hasonlóan szintén normáltuk a C1 kondrithez (7. ábra, a jobb oldali része). Th-ból, Ta-ból és Ti-ból az N4 minta eszkinit ásványai, U-ból és Nb-ból az N6 minta euxenit-szamarszkit fázisai mutatnak nagyobb dúsulást a kondrithez képest. A teljes kőzeteket figyelembe véve az összes felsorolt elem (leszámítva a Ti-t, aminek koncentrációja kb. megegyezik a két mintában) az N4-ben dúsul jobban. Ezek alapján a Th és a Ta ásványokon belül mért koncentrációja a teljes kőzet (illetve a nyomelem-karakterisztikát kialakító fluidum) összetételét tükrözi, ami még szembeötlőbb a 7. ábra, b jobb oldali részén, ahol az ásványokon belüli összetételeket a teljes kőzetekre normáltuk. Az U és a Nb esetében azonban összetettebb a helyzet, épp ezért frakcionálódási mutatókat is számítottunk.

A mutatók alapján a két mintában fellelhető ásványok jól elkülöníthetők egymástól (9. ábra). Az U / (U+Th), a (Nb+Ta) / (Ti+Nb+Ta) valamint az Y / (Y+RFF) értékek az N6 minta euxenit-szamarszkit keverékfázisaiban; a Ta / (Nb+Ta) az N4 minta eszkinit kristályaiban magasabb és nagyobb szórással jellemezhető. Az euxenit- és samarszkit-domináns mérési pontok frakcionálódási mutatói között nem figyelhetők meg törvényszerűségek. A legtöbb kiszámított frakcionálódási mutató a teljes kőzetre vonatkozóan is rendre ott a magasabb, ahol a RFF-(Nb,Ti)-oxidokban mért értékek, ami megint csak az ásványosodásért felelős

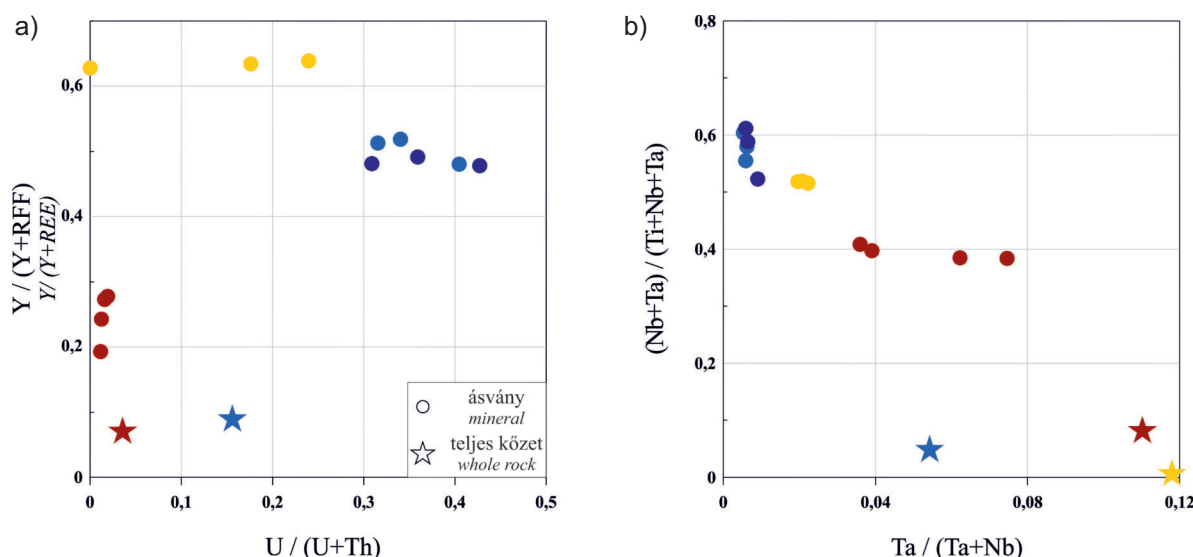
fluidum ásványkémia kialakulásáért felelős hatását támasztja alá. Az egyetlen kivétel a (Nb+Ta) / (Ti+Nb+Ta) érték, ami összefüggésben lehet azzal, hogy a kiszámított frakcionálódási mutatókban szereplő elemek közül a Ti az egyedüli, ami nem dúsul, sőt (legalább relatív értelemben) mennyisége még fogyott is az elválózási folyamat során, így értékére nagyobb a befolyása az eredetileg jelen levő Ti-oxidok mennyiségének, mint a fluidum összetételének. Emellett elképzelhető, hogy a frakcionálódási értékek részben kristallográfiai okokon is múlnak (a különböző típusú RFF-(Nb,Ti)-oxid ásványok esetleges szerkezeti különbségein), illetve más ásványok jelenléte, azok mennyisége is befolyásolhatja azokat (pl. Nb-tartalmú Ti-oxidok, cirkon, monacit, keralit egyidejű kristályosodása) (GUASTONI et al. 2019, ŠKODA & NOVÁK 2007). Az N8 és N9 kőzetmintákban a frakcionálódási mutatók értéke az N6-hoz hasonló. A CE 797-es minta RFF-(Nb,Ti)-oxidjaiban a frakcionálódási mutatók értéke az U/(U+Th) értéket leszámítva közel állandó. Az Y/(Y+Th)-értéke magasabb, mint a másik két minta esetében.

RFF-(Nb,Ti)-oxidok kialakulása

A lillafüredi Vesszős-völgyben fellelt eszkinit-(Nd) és euxenit-(Y) – samarszkit-(Y) ásványok felépítéséhez szükséges Ca és Ti valószínűleg helyben fellelhető fázisokból származik, de a RFF-ek, Nb, Ta, Th és U eredete már nem ilyen egyértelmű. Maguk a kőzetesek is dúsultak ezekben az elemekben, viszont azok sem a környező karbonátos testekből, sem a közeli metavulkanittestekből nem eredeztethetők. A RFF-(Nb,Ti)-oxid ásványok rendszerint pegmatitokhoz, karbonatitokhoz, illetve utóbbiak fenites zónájához kötődően fordulnak elő (ADUSUMILLI et al. 1974,

AURISICCHIO et al. 2001, CHLÁDEK & ZIMÁK 2016, DAI et al. 2021, DURAN et al. 2016, GUASTONI et al. 2019, ŠKODA & NOVÁK 2007, NASIR et al. 2009, YANG et al. 2001, DIETZEL et al. 2009, LIU et al. 2020, REN et al. 2023). Itteni megjelenésük legkézenfekvőbb magyarázata, ha feltételezzük egy eddig ismeretlen magmás forrás létét, ahonnan az összetételükhöz szükséges ritkalelemek származtak (NÉMETH et al. 2023). A hidrotermás paragenézis további ásványai a cirkon (elsősorban N4), monacit, a Nb-tartalmú Ti-oxid, illetve az N4 minta esetében a keralit. A Nb-

összetétele, a fluidum/kőzet arány és a keletkezés pillanatában fennálló környezeti körülmények. A metasomatikus folyamat előrehaladása során változhatott a fluidum összetétele, a fluidumban levő komplexképző anionok aránya vagy a fluidum hőmérséklete, ami különbségekhez vezet az egyes elemek mobilitásában. Az ásványokban jelentkező zónásság legvalószínűbb oka a metamikt átalakulás soráni szételegyesedés (EWING 1975). A RFF-(Nb,Ti)-oxidokban minden esetben fellelhető Eu-anómália egyértelműen a RFF-eket hordozó fluidumból átöröklődött jelenség, illetve valószínűleg az



9. ábra. A RFF-(Nb,Ti)-oxidok összetételére vonatkozó frakcionálódási diagramok (a) $U/(U+Th)$ – $Y/(Y+REE)$; (b) $Ta/(Ta+Nb)$ – $(Nb+Ta)/(Ti+Nb+Ta)$. A színezés ugyanaz, mint a 3. ábrán. A CE 797 kőzetminta Th-tartalma nem volt mérve, ezért az arra vonatkozó mérési pontot nem tudtuk az a) ábrán feltüntetni (A CE 797 mintára vonatkozó összetételi adatok forrása: ZAJZON et al. 2014)

Figure 9. Fractionation plots related to the composition of REE-(Nb,Ti)-oxides (a) $U/(U+Th)$ – $Y/(Y+REE)$; (b) $Ta/(Ta+Nb)$ – $(Nb+Ta)/(Ti+Nb+Ta)$. The Th in the CE 797 rock sample was not analyzed, therefore the data for this value are not included in Figure a). Colouring is the same as in Figure 3. (Source for compositional data in sample CE 797: ZAJZON et al. 2014)

tartalmú Ti-oxidok EDX-eredmények szerint 1-3% (ritkán még nagyobb) Nb_2O_5 tartalommal rendelkeznek, illetve bizonyos szintén EDX-szel mért összetételek átmenetinek tekinthetők a Nb-tartalmú Ti-oxid és az eszkinit között (NÉMETH et al. 2023a). Ezek alapján valószínűsíthető, hogy a bükki ritkalelem-dúsulással járó folyamat során az eredetileg is jelen levő Ti-oxidok szerkezetébe épült be Nb, illetve bizonyos esetekben ezek alakultak át RFF-(Nb,Ti)-oxidokká. Az N4 minta eszkinitjeinek gyakori prizmás termete és az esetenként megfigyelhető ikres összenövés is rutil utáni alakokra utalhat, nem is szólva az olyan szöveti megjelenésekről, ahol az eszkinit Ti-oxid-szemcse belső zónáját alkotja (1. ábra, k és l). Az N6 mintában az euxenit-(Y) és samarszkit-(Y) keverék vélhetőleg részleges metamiktizáció eredményeként alakult ki egy eredetileg homogen kristályszerkezettel bíró ásvány helyén. Nem zárható ki, hogy az N4 látszólag teljesen metamikt ásványszemcséi sem egyetlen fázist képviselnek, bár erre sem a WDX, sem a Raman-spektroszkópia eredményei nem utalnak.

Az, hogy az egyes ritkalelemek milyen mértékben épülnek be a RFF-(Nb,Ti)-oxidokba, több okra vezethető vissza. A legfontosabb tényezők valószínűleg a létrehozó fluidum

Y-anómália is. A RFF-(Nb,Ti)-oxidok összetételében megfigyelhető frakcionálódási trendek (pl. magasabb Nb és U arány az N6 euxenitjeiben) a fluidum fejlődésében mutatkozó frakcionálódási folyamatokat tükrözhetik.

A fluidum mellett a RFF-(Nb,Ti)-oxidok kémiájára hatással lehetnek a kőzetekben eredetileg jelen levő paragenézishez tartozó ásványok (kiemelten a relikti Ti-ásványok és foszfátok) és a Nb-RFF-oxidokkal szingenetikus ritkalemás ásványok, mint a monacit és a Nb-tartalmú Ti-oxidok. Az ezen ásványokra és a RFF-(Nb,Ti)-oxidokra vonatkozó megoszlási hányadosokban mutatkozó különbségek nagyban befolyásolhatják a bennük létrejövő nyom-elem-karakterisztikákat. Bayan Obo esetében pl. a monacithoz képest az eszkinit jellemzően La-ban szegény és Nd-ban gazdag (YANG et al. 2001), azaz amennyiben szingenetikusak, a keletkezésükkor fennálló körülmények között a La megoszlási hányadosa a monacitra, a Nd-é az eszkinitre vonatkozva volt nagyobb. Megemlítendő azonban, hogy az EDX-mérések szerint a monacitkristályok összetétele sem azonos a két vizsgált mintában: az N4 esetében jellemzően nagyobb a Nd/La arány. Ráadásul az N4 mintában a monacit mellett gyakori a keralit is, ami

valószínűleg szintén másféle megoszlási hányadosokkal rendelkezik.

A megoszlási együtthatók mellett az egyes ásványok mennyisége is befolyásolhatja, hogy az adott elem milyen arányban épülhet be a szerkezetbe. Bár az XRD nem tette lehetővé a ritkaelemásványok mennyiségének meghatározását, de a kémiai adatok (magasabb P- és Zr-tartalom) és a mikroszondás megfigyelések alapján valószínűsíthető, hogy az N4 minta több HFSE-foszfátot (a monacit mellett keralitot is) és cirkont tartalmaz, míg a Ti-oxid mennyisége a két mintában hasonló lehet. Az N6-ban a Zr számára sokkal megfelelőbb cirkonkristályok alacsony száma miatt az euxenitkristályokba jellemzően valamivel több Zr épült be, mint az N4 hasonló fázisaiba.

Az Yb- és a Nd-anomáliák kizárólag az ásványszemcsékre jellemzők, a teljes kőzetre nem, tehát kialakulásuk a megoszlási hányadosokban való különbségekre, esetleg kristályszerkezeti okokra vezethető vissza, nem pedig az eredeti fluidumösszetételre. Ennek látszólag ellentmond az Yb- és Nd-anomália Eu-anomáliával való összefüggése, de valószínűsíthető, hogy egyszerűen arról van szó, hogy előbbi anomáliák megjelenése az adott kőzet (más RFF-ásványok mennyisége és milyensége) összetételéből és a megoszlási hányadosok különbözőségéből fakad, viszont a mintákon belül a fluidum összetételéből fakadóan eltérő Eu-anomáliák jellemzők.

Az N4 és N6 mintákkal ellentétben a CE 797-es nem mutat dúsulást ritkaelemekben. Benne az eszkinit-(Y) egy albitér paragenézisének a tagja, nem magában az alapanyagban található. Ez a fázis nem hozható kapcsolatba metasomatikus ritkaelem-dúsulással, ehelyett lokális, valószínűleg regionális metamorfózis során végbement elemmobilizáció eredménye. Valószínű, hogy egy korábbi Ti-ásvány Nb-ban való dúsulásával alakult ki, amit alátámaszt, hogy a Raman-vizsgálat szerint anatózával és kolumbittal alkot keveréket, a szöveti képe pedig egyértelműen pseudomorfózásra utal.

Következtetések

A lillafüredi Vesszős-völgyben sziliciklasztos rétegekben RFF-(Nb,Ti)-oxidok találhatók, melyek határozottan két összetételi típusba sorolhatóak. Az összetételek az egyes megmintázott rétegeken belül karakterisztikusak: vagy KRFF-dominánsok (*eszkinit-(Nd)*): $(Ca_{0,2}Th_{0,18}KRFF_{0,32}NRFF_{0,1}Y_{0,14}K_{0,01}Mg_{0,04})(Ti_{1,09}Nb_{0,67}Ta_{0,04}Fe_{0,08}Si_{0,07}Al_{0,04})(O_{5,77}OH_{0,2}F_{0,03})$, vagy (NRFF+Y)-dominánsok

(*euxenit-(Y)* és *szamarszkit-(Y)* változatos arányú keveréke, így képlet nem határozható meg). Eddig a KRFF-domináns változatot mindössze egy, míg az (NRFF+Y)-domináns három kőzettestben sikerült kimutatni (bár pontos összetétel meghatározására alkalmas WDX-mérés ezek közül is csak egy minta esetében történt). Az eszkinit-(Nd) magas Th-tartalma miatt teljesen metamikt, míg az *euxenit-(Y)* – *szamarszkit-(Y)* keverék csak részben. Ez a részleges metamiktizáció lehet az oka, hogy keverékfázis jött létre. A két fázis nem különíthető el egymástól teljesen, de a *szamarszkit*-dominanciával jellemezhető mérési pontok esetében az A pozícióban valamivel magasabb a Ca- valamint a (Th+U)-tartalom és alacsonyabb a RFF-tartalom, a B pozícióban nincs szabályszerű különbség.

Az ásványok megelőző Ti-oxid fázisok átalakulásával jöhettek létre ritkaelemeket hordozó fluidumok hatására, melyek összetétele tükröződik az ásványok geokémiájában is, így az általános negatív Eu- (és feltehetően Y-) anomália, az $U/(U+Th)$, $Y/(Y+RFF)$, $Ta/(Nb+Ta)$ frakcionálódási értékek legalább részben átöröklött tulajdonságok. Ezzel szemben más bélégek, mint a Nd- és Yb-anomália és a közepes RFF-ek magas aránya az egyéb ritkaelem-ásványok és a RFF-(Nb,Ti)-oxidok megoszlási hányadosaiban mutatkozó különbségekből, azok mennyiségéből, valamint a RFF-(Nb,Ti)-oxidok szerkezetéből származnak. A három kőzetminta, mely NRFF-domináns RFF-(Nb,Ti)-oxidot tartalmaz, ásványtani és kémiai összetételükben (a nyomelem-karakterisztikát is beleértve) rendkívül hasonlók egymáshoz, míg az eszkinit-(Nd)-ot tartalmazó sok szempontokból eltér, így rá jóval magasabb ritkaelem-tartalom jellemző, cirkonban dúsabb, keralitot kizárólag ez tartalmaz.

A Bükkzentlászló környéki metariolit kőzettest albitéréből korábban már kimutott RFF-(Nb,Ti)-oxid a Raman-vizsgálatok alapján nem metamikt eszkinit-(Y), kolumbit-(Fe) és anatóz keverékének bizonyult. Ez az ásvány teljesen más genetikával jelenik meg, mint a vesszősiek: míg azok metasomatikus ritkaelem-dúsulás során alakultak ki, ez a regionális metamorfózis során végbement elemmobilizáció hatására képződött, és korábbi Ti-ásvány (feltehetően anatóz) helyén helyettesít.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a lektoroknak a kézirat minőségének javítására irányuló hasznos megfigyeléseikért.

Irodalom – References

- ADUSUMILLI, M. S., KIEFT, C., BURKE & E. A. J. 1974: Tantal-aeschynite, a new mineral of the aeschynite group from the Borborema region, north-eastern Brazil. – *Mineralogical Magazine* **39**, 571–576. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1974.039.305.10>
- ANDERS, E. & GREVESSE, N. 1989: Abundances of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X)

- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **26**, 83–101.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. – *Geologische Rundschau* **84**. <https://doi.org/10.1007/bf00260444>
- AURISICCHIO, C., DE VITO, C., FERRINI, V. & ORLANDI, P. 2001: Nb-Ta oxide minerals from miarolitic pegmatites of the Baveno pink granite, NW Italy. – *Mineralogical Magazine* **65**, 509–522. <https://doi.org/10.1180/002646101750377533>
- BAU, M. 1996: Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **123**, 323–333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>
- BONAZZI, P. & MENCHETTI, S. 1999: Crystal chemistry of aeschynite-(Y) from the Western Alps: residual electron density on difference-Fourier map. – *European Journal of Mineralogy* **11**, 1043–1050. <https://doi.org/10.1127/EJM/11/6/1043>
- BONAZZI, P., ZOPPI, M. & DEI, L. 2002: Metamict aeschynite-(Y) from the Evje-Iveland district (Norway) heat-induced recrystallization and dehydrogenation. – *European Journal of Mineralogy* **14**, 141–150. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2002/0014-0141>
- BOSI, F., HATERT, F., PASERO, M. & MILLS, S. J. 2025: IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) – Newsletter 85. *European Journal of Mineralogy* **37**, 337–342. <https://doi.org/10.5194/ejm-37-337-2025>
- BRITVIN, S. N., PEKOV, I. V., KRZHIZHANOVSKAYA, M. G., AGAKHANOV, A. A., TERNES, B., SCHÜLLER, W. & CHUKANOV, N. V. 2019: Redefinition and crystal chemistry of samarskite-(Y), $\text{YFe}^{3+}\text{Nb}_2\text{O}_6$: cation-ordered niobate structurally related to layered double tungstates. – *Physics and Chemistry of Minerals* **46/7**, 727–741. <https://doi.org/10.1007/s00269-019-01034-0>
- CHLÁDEK, Š. & ZIMÁK, J. 2016: Association of Nb-Ta-(Ti-REE) oxide minerals in the Maršíkov – Lysá hora pegmatite in Hrubý Jeseník Mountains, Czech Republic. – *Bulletin Mineralogie Petrologie* **24**, 25–32.
- CHUKANOV, N. V., PASERO, M., AKSENOV, S. M., BRITVIN, S. N., ZUBKOVA, N. V., YIKE, L. & WITZKE, T. 2023: Columbite supergroup of minerals: nomenclature and classification. – *Mineralogical Magazine* **87/1**, 18–33. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.105>
- DAI, H., WANG, D., LIU, S., WANG, C., SHENGCHAO, M.A., DING, X. & ZHU, H. 2021: Newly Discovered Euxenite and Polycrase in the Jiada Pegmatite Type Lithium Deposit, Ke'eryin Lithium Ore Field, and its Geological Significance. – *Acta Geologica Sinica (English Edition)* **95**, 1782–1783. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.14756>
- DIETZEL, C. A. F., KRISTANDT, T., DAHLGREN, S., GIEBEL, R. J., MARKS, M. A. W., WENZEL, T. & MARKL, G. 2019: Hydrothermal processes in the Fen alkaline-carbonate complex, southern Norway. – *Ore Geology Reviews* **111**, 102969. <https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2019.102969>
- DURAN, C. J., SEYDOUX-GUILLAUME, A. M., BINGEN, B., GOUY, S., de PARSEVAL, P., INGRIN, J. & GUILLAUME, D. 2016: Fluid-mediated alteration of (Y,REE,U,Th)–(Nb,Ta,Ti) oxide minerals in granitic pegmatite from the Evje-Iveland district, southern Norway. – *Mineralogy and Petrology* **110**, 581–599. <https://doi.org/10.1007/S00710-016-0436-4>
- EDWARDS, D., ROCK, N. M. S., TAYLOR, W. R., GRIFFIN, B. J. & RAMSAY, R. R. 1992: Mineralogy and Petrology of the Aries Diamondiferous Kimberlite Pipe, Central Kimberley Block, Western Australia. – *Journal of Petrology* **33**, 1157–1191. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/33.5.1157>
- ERCIT, T. S. 2005: Identification and alteration trends of granitic-pegmatite-hosted (Y, REE, U, Th) (Nb, Ta, Ti) oxide minerals: A statistical approach. – *The Canadian Mineralogist* **43**, 1291–1303. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.4.1291>
- EWING, R. C. 1975: Alteration of metamict, rare-earth, AB_2O_6 -type Nb-Ta-Ti oxides. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **39/4**, 521. https://www.academia.edu/25205725/Alteration_of_metamict_rare_earth_AB2O6_type_Nb-Ta-Ti_oxides
- EWING, R. C. 1974: *Mineralogy of Metamict Rare Earth AB_2O_6 -type Niobium-tantalum-titanium Oxides*. – Stanford University. Department of Geology.
- EWING, R. C. 1976: A numerical approach toward the classification of complex, orthorhombic, rare-earth, AB_2O_6 -type Nb-Ta-Ti oxides. – *The Canadian Mineralogist* **14**, 111–119.
- EWING, R. C. & EHLMANN, A. J. 1975: Annealing study of metamict, orthorhombic, rare earth, AB_2O_6 -type, Nb-Ta-Ti oxides. – *The Canadian Mineralogist* **13**, 1–7.
- FLEISCHER, M. 1966: Rare earths in the aeschynite–priorite series. The status of lyndochite1. – *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society* **35**, 801–809. <https://doi.org/10.1180/MINMAG.1966.035.274.01>
- FROST R. L., PALMER, S. J. & REDDY, B. J. 2010: Raman spectroscopic study of the uranyl titanate mineral euxenite (Y,Ca,U,Ce,Th)(Nb,Ta,Ti) $_2\text{O}_6$. – *Journal of Raman Spectroscopy* **42/5**, 1160–1162. <https://eprints.qut.edu.au/41934/>
- GÁL, P., NÉMETH, N., SZAKÁLL, S., ZAJZON, N., FEHÉR, B. & DUNKL, I. 2022: Nb–Ta mineralization in Ti-oxide minerals from the Bagolyhegy Metarhyolite Formation (Bükk Mountains, NE Hungary). – *Central European Geology* **65/1**, 1–13. <http://doi.org/10.1556/24.2021.00101>
- GUASTONI, A. L., SECCO, L., ŠKODA, R., NESTOLA, F., SCHIAZZA, M., NOVÁK, M. & PENNACCHIONI, G. 2019: Non-Metamict Aeschynite-(Y), Polycrase-(Y), and Samarskite-(Y) in NYF Pegmatites from Arvogno, Vigizzo Valley (Central Alps, Italy). – *Minerals* **9**, 313. <https://doi.org/10.3390/MIN9050313>
- HAO, Y., FENG, Y., LIANG, T., BRZOWSKI, M., JU, M., ZHOU, R. & WANG, Y. 2023: Quantitative evaluation of metamictisation of columbite-(Mn) from rare-element pegmatites using Raman spectroscopy. – *Mineralogical Magazine* **87**, 337–347. <http://doi.org/10.1180/mgm.2023.18>
- HURAIÓVÁ, M., KONEČNÝ, P. & HURAI, V. 2019: Niobium Mineralogy of Pliocene A1-Type Granite of the Carpathian Back-Arc Basin, Central Europe. – *Minerals* **9/8**, 488. <http://doi.org/10.3390/min9080488>
- LESS G., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELENYI L. & SÁSDI L. 2005: *A Bükk hegység földtana: magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez (1:50 000), Magyarország tájegységi térképsorozata = Regional map series of Hungary*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- LIU, S., DING, L., FAN, H. R., YANG, K. F., TANG, Y. W., SHE, H. D. & HAO, M. Z. 2020: Hydrothermal genesis of Nb mineralization in the

- giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit (China): Implicated by petrography and geochemistry of Nb-bearing minerals. – *Precambrian Resources* **348**, 105864. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2020.105864>
- MACDONALD, R., BAGIŃSKI, B., STACHOWICZ, M., ZOZULYA, D., KOTOWSKI, J. & JOKUBAUSKAS, P. 2022: Extreme Alteration of Chevkinite-(Ce) by Pb-CO₂-Rich Fluids: Evidence from the White Tundra Pegmatite, Keivy Massif, Kola Peninsula. – *Minerals* **12**, 989. <https://doi.org/10.3390/min12080989>
- MIYAWAKI, R. & NAKAI, I. 1993: Chapter 108 Crystal structures of rare earth minerals. – In: *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*. Elsevier, 249–518. [https://doi.org/10.1016/S0168-1273\(05\)80019-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1273(05)80019-4)
- MONECKE, T., KEMPE, U., MONECKE, J., SALA, M. & WOLF, D. 2002: Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: a method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 1185–1196. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00849-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00849-3)
- NASIR, S., THEYE, T. & MASSONNE, H.-J. 2009: REE-Rich Aeschynite in Apatite-Dolomite Carbonatite, Eastern Oman Mountains. – *The Open Mineralogy Journal* **3**, 17–27.
- NÉMETH N., BARACZA M. K., KRISTÁLY F., MÓRICZ F., PETHŐ G. & ZAJZON N. 2016: Ritkaföldfém- és ritkaelem-dúsulás a Bükk hegység délkeleti részének vulkáni eredetű kőzettestében. – *Földtani Közlöny* **146**, 11–26.
- NÉMETH, N., KRISTÁLY, F. & BALASSA, Cs. 2023a: Hydrothermal high field strength element enrichment in the Bükk Mts. (NE Hungary). – *Journal of Geochemical Exploration* **246**. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107159>
- NÉMETH, N., KRISTÁLY, F., GÁL, P., MÓRICZ, F. & LUKÁCS, R. 2023b: Metavolcanic formations in the Parautochthonous Triassic successions of the Bükk Mts, NE Hungary. – *International Journal of Earth Sciences = GR Geologische Rundschau* **112**, 1–24. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02246-6>
- OHSAKA, T., IZUMI, F. & FUYIKI, Y. 1978: Raman spectrum of anatase, TiO₂. – *Journal of Raman Spectroscopy* **7/6**, 321–324. <https://doi.org/10.1002/jrs.1250070606>
- PIECZKA, A., SZUSZKIEWICZ, A., SZELEG, E., ILNICKI, S., NEJBERT, K. & TURNIAK, K. 2014: Samarskite-group minerals and alteration products: an example from the Julianna Pegmatitic System, Piława Górna, Sw Poland. – *The Canadian Mineralogist* **52/2**, 303–319. <https://doi.org/10.3749/canmin.52.2.303>
- POPOVA, V. I., POPOV, V. A., KASATKIN, A. V. & KUZNETSOV, A. M. 2019: Aeschynite Group Minerals from Vishnevye Mountains (South Urals). – *Mineralogy* **5**, 16–25. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2019-5-3-16-25>
- RASLAN, M. F. 2015: Occurrence of Samarskite-Y in the Mineralized Umm Lassifa Pegmatite, Central Eastern Desert, Egypt. – *Geologija* **58/2**, 213–220. <https://doi.org/10.5474/geologija.2015.017>
- REN, Y., YANG, XIAOYONG, YANG, XUEMING, LING, M. & LIU, Y. 2023: Mineralogical study on the distribution regularity of niobium in various types of ores in the giant Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit. – *Ore Geology Reviews* **161**, 105602. <https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2023.105602>
- SCHANDL, E. S. & GORTON, M. P. 2004: A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. – *Economic Geology* **99**, 1027–1035. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.5.1027>
- ŠKODA, R. & NOVÁK, M. 2007: Y,REE,Nb,Ta,Ti-oxide (AB₂O₆) minerals from REL-REE euxenite-subtype pegmatites of the Třebíč Pluton, Czech Republic; substitutions and fractionation trends. – *Lithos* **95**, 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.020>
- SZAKÁLL S., JÁGER V., FEHÉR B. & ZAJZON N. 2014: A Mecseki Fonolit ritkaföldfém-tartalma és ásványi hordozói. – In: SZAKÁLL S. (szerk.): *Ritkaföldfémek magyarországi földtani képződményekben*. CriticEl Monográfia Sorozat 5, Milagrossa Kft., Miskolc, 47–66.
- SZUSZKIEWICZ, A., PIECZKA, A., SZELEG, E., TURNIAK, K., ILNICKI, S. & NEJBERT, K. 2016: The euxenite-group minerals and products of their alteration in the hybrid Julianna granitic pegmatite, Piława Górna, sudetes, southwestern Poland. – *The Canadian Mineralogist* **54**, 879–898. <https://doi.org/10.3749/CANMIN.1600023>
- TOMAŠIĆ, N., GAJOVIĆ, A., BERMANEC, V. & RAJIĆ, M. 2004: Recrystallisation of metamict Nb-Ta-Ti-REE complex oxides: A coupled X-ray diffraction and Raman spectroscopy of aeschynite-(Y) and polycrase-(Y). – *The Canadian Mineralogist* **42**, 1847–1857. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.42.6.1847>
- UHER, P., ONDREJKA, M. & KONEČNÝ, P. 2009: Magmatic and post-magmatic Y-REE-Th phosphate, silicate and Nb-Ta-Y-REE oxide minerals in A-type metagranite: an example from the Turčok massif, the Western Carpathians, Slovakia. – *Mineralogical Magazine* **73/6**, 1009–1025. <https://doi.org/10.1180/minmag.2009.073.6.1009>
- YANG, Z., SMITH, M., HENDERSON, P., LeBAS, M., TAO, K. & ZHANG, P. 2001: Compositional variation of aeschynite-group minerals in the Bayan Obo Nb-REE-Fe ore deposit, Inner Mongolia, China. – *European Journal of Mineralogy* **13**, 1207–1214. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2001/0013-1207>
- ZAJZON N., NÉMETH N., SZAKÁLL S., GÁL P., KRISTÁLY F. & MÓRICZ F. 2014: Ritkaföldfémek a bükkszentkereszti Mn-U-Be geokémiai anomáliában. – In: SZAKÁLL S. (szerk.): *Ritkaföldfémek magyarországi földtani képződményekben*. CriticEl Monográfia sorozat, Milagrossa Kft., Miskolc.

Kézirat beérkezett: 2026. 02. 09.

Zirconolite-bearing symplectites in micro-ijolites: implications for subsolidus processes during ongoing magmatism at Oldoinyo Lengai, Tanzania

HALÁSZ, Noémi^{1,*}, PEKKER, Péter², PÓSFAL, Mihály^{2,3}, GUZMICS, Tibor⁴,
BERKESI, Márta^{4,5}, †MILKE, Ralf⁶, M. TÓTH, Tivadar¹

¹Department of Geology, University of Szeged

²Research Institute of Biomolecular and Chemical Engineering, University of Pannonia

³HUN-REN-PE Environmental Mineralogy Research Group, Veszprém

⁴Lithosphere Fluid Research Laboratory, Department of Petrology and Geochemistry, Institute of Geography and Earth Sciences,
Eötvös Loránd University, Budapest

⁵HUN-REN Institute of Earth Physics and Space Science, MTA FI FluidsByDepth Lendület Research Group, Sopron

⁶Freie Universität Berlin, Germany, † Deceased 7 October 2022

*Corresponding author: halasznoemi94@gmail.com

*Cirkonolit-tartalmú szimplektitek mikro-ijolitokban: jelentőségük a szubsolidusz folyamatok
értelmezésében az Oldoinyo Lengai (Tanzánia) területén zajló magmatizmus során*

Összefoglalás

Az Oldoinyo Lengai vulkánból származó olivin-flogopit mikro-ijolit kőzetek komplex magmás folyamatokat rögzítenek. Ezekben szimplektitek formájában megőrződtek szubsolidusz-reakciók bizonyítékai is. A kutatás során vizsgált szimplektitek alkotói lamellás formában jelennek meg bimodális szemcseméret-eloszlással: a diopszid és az ilmenit egyaránt előfordul durva- (2–3 µm) és finomszemcsés (<2 µm) lamellákban, míg a cirkonolit kizárólag durva (~5 µm), a ritkaföldfém-perovszkit pedig közepes méretű lamellákban jelenik meg. A bimodális eloszlás eltérő hőmérsékleteken történő kialakulást tükröz. A mikro-ijolit kialakulását leginkább két paragenézis váltakozása határozta meg: magas hőmérsékleten a „diopszid-paragenézis” (970–1070 °C), míg alacsonyabb hőmérsékleten az „egirin-augit-paragenézis” (700–850 °C). A durvaszemcsés szimplektitlamellák képződése a magasabb hőmérsékletű paragenézishez köthető, míg a finomszemcsés lamellák az alacsonyabb hőmérsékletű paragenézis során jöttek létre. A szimplektitek feltehetően az olivin és a titanit közötti szubsolidusz reakció eredményeként alakultak ki, amelynek reakciótermékei a diopszid, az ilmenit és a cirkonolit. Utóbbi a titanit lebomlása során felszabaduló ZrO₂-ből (0,4–0,8 tömeg%) jöhetett létre. Transzmissziós elektronmikroszkópos vizsgálatok kimutatták, hogy a cirkonolit kristályok összetétele közel ideális, a cirkonolit-2M politípushoz tartoznak, és két ikerdoménből épülnek fel. Az ikertengely az [110] iránnyal párhuzamos, ami 180°-os elfordulást eredményez, a kontakt ikersík párhuzamos a (001)-gyel. Eredményeink rávilágítanak arra, hogy a szubsolidusz folyamatok egyidejűleg is működhetnek a magmás kristályosodással. Ennek ékes bizonyítékai az Oldoinyo Lengai olivin-flogopit mikro-ijolit kőzeteiben megfigyelhető szövetek és ásványgyűttesek.

Tárgyszavak: szimplektit, Oldoinyo Lengai, ijolit, cirkonolit, szubsolidusz-reakciók, TEM

Abstract

Olivine-phlogopite micro-ijolite enclaves from Oldoinyo Lengai record complex, multistage magmatic processes. These rocks preserve evidence of subsolidus reactions demonstrated by the development of symplectites. The symplectites studied here are present in lamellae and display bimodal grain size distributions of their constituent phases: diopside and ilmenite occur as both coarse- (2–3 µm) and fine-grained (<2 µm) lamellae, whereas zirconolite forms only in coarse- (~5 µm) and REE-perovskite medium-sized lamellae. The bimodality reflects crystallization at different temperatures. For the thermal evolution of the micro-ijolite, two parageneses have been discovered: at high-temperature the “diopside-paragenesis” (970–1070 °C), whereas at lower-temperature “aegirine-augite-paragenesis” (700–850 °C) was formed. Coarse-grained lamellae’s formation corresponds to the high-T formation, and the fine-grained ones formed during the low-T evolution steps. The symplectites likely formed through a subsolidus reaction between olivine and titanite, forming diopside, ilmenite and zirconolite as reaction products. Titanite’s breakdown in this reaction and thus the deliberation of its ZrO₂ (0.4–0.8 wt%) were the major factors controlling zirconolite formation. Transmission electron microscopy analyses revealed that zirconolite crystals are near-ideal in composition, belong to the zirconolite-2M polytype and composed of two twin domains. The twin axis is parallel to [110], resulting in 180° rotation around the [110], with the contact plane parallel to (001). Our findings demonstrate that subsolidus processes may operate simultaneously with magmatic crystallization, as recorded by the textures and mineral assemblages within these rocks from Oldoinyo Lengai.

Keywords: symplectites, Oldoinyo Lengai, ijolite, zirconolite, subsolidus reactions, TEM

Introduction

Although the active Oldoinyo Lengai is primarily known for its recently erupting natrocarbonatite lavas (YAXLEY et al. 2022 and references therein), the evolution of the underlying alkaline plutonic rocks remains comparatively poor, despite their critical role in the understanding of East African Rift magmatism. The diverse suite of plutonic rocks already described beneath Oldoinyo Lengai (e.g., pyroxenite, urtite, ijolite) suggests a complex magmatic system at sub-volcanic level associated with the evolution of the volcano (KELLER & KRAFT 1990, DAWSON et al. 1995, DAWSON 2008, CARMODY 2012, SEKISOVA et al. 2015, HALÁSZ et al. 2023). Evidence of multi-stage magmatic evolution is well preserved in the olivine-phlogopite micro-ijolites (DAWSON 2008, CARMODY 2012, SEKISOVA et al. 2015, HALÁSZ et al. 2023). However, the subsolidus processes associated with these rocks have received limited attention, even though they are essential for understanding their complex evolutionary history as symplectites are vital markers for subsolidus (re)crystallization processes (VERNON 2004). Although symplectites are commonly associated with metamorphic processes, they are not restricted to regional metamorphic environments. Similar microstructures may also form under magmatic to subsolidus conditions through solid-state reactions between primary igneous minerals or as a result of mineral–melt interaction during late-stage crystallization.

In this study, symplectites contain minerals such as zirconolite and REE-bearing perovskite. Zirconolite-bearing symplectites have not previously been described from Oldoinyo Lengai rocks. However, they may provide important insights into the interaction between subsolidus processes and ongoing magmatic crystallization, as well as into the role of titanite breakdown in zirconium mobilization and zirconolite formation. Here we present detailed textural and mineralogical features of symplectites occurring in olivine-phlogopite micro-ijolites. We estimate the formation temperature, the significance of the zirconolite-bearing symplectite formation coeval with the igneous crystallization. We demonstrate that magma chamber processes can be the host of subsolidus reactions besides the dominant magmatic evolution through the case study of symplectite formation in ijolite rocks underneath Oldoinyo Lengai. The aim of this study is to characterize the mineralogy and microstructural features of these symplectites, and to constrain their formation mechanisms in relation to the host rock evolution.

General overview of zirconolite

Zirconolite is a zirconium–titanium oxide with the nominal, IMA-approved composition formula:



It occurs as an accessory mineral in a variety of rock types, including metamorphic (e.g., granulite, contact metamorphic rocks, metamorphosed breccia, metacarbonates), magmatic (e.g., kimberlites, ultrabasic cumulates, nepheline

syenites, carbonatites), and metasomatized rocks (WILLIAMS et al. 2011). In addition, zirconolite has been identified in lunar and meteoritic samples, though it is most commonly associated in magmatic carbonatites (WILLIAMS et al. 2011). Occurrence of zirconolite is additionally documented from several areas where alkaline and carbonatitic complexes worldwide, including Arbarastakh, Russia (KRUK et al. 2021); Eifel, Germany (DELLA VENTURA et al. 2000, ZUBKOVA et al. 2018); Vico, Italy (BELLATRECCIA et al. 2002); Afrikanda, Russia; Amba Dongar, India; Araxa, Brazil; Cummins Range, Australia, Howard Creek, Canada; Jacupiranga, Brazil; Mabouine, Gabon; Sokli, Finland; Phalaborwa, South Africa (WILLIAMS & GIERÉ 2001); Larvik, Norway (HAIFLER et al. 2020); Evate, Mozambique (HURAI et al. 2018). Zirconolite is also used as a ceramic waste form designed to immobilize the high-level radioactive waste from reprocessing spent fuel from nuclear reactors (KESSON et al. 1983). Zirconolite formation can be attributed to various geologic processes such as crystallization from a silica-poor melt, solid–melt interaction, metamorphism and metasomatism (GIERÉ 1986, 1990; GIERÉ & WILLIAMS 1992; HEAMAN & LECHÉMINANT 1993; RIED 1994; GIERÉ et al. 1998; BELLATRECCIA et al. 2002).

Zirconolite has five known polytypes (BAYLISS et al. 1989), three of which (zirconolite-2M, zirconolite-3T, zirconolite-3O) have been reported in natural samples (MAZZI & MUNNO 1983, WHITE et al. 1984, BAYLISS et al. 1989), while two additional polytypes (zirconolite-4M, zirconolite-6T) have been synthesized experimentally (SMITH & LUMPKIN 1993, COELHO et al. 1997). Among the three natural polytypes, zirconolite-3O is a three-layered orthorhombic, zirconolite-3T is a three-layered trigonal, and zirconolite-2M is a two-layered monoclinic variety (BAYLISS et al. 1989, GIERÉ et al. 1998). In the monoclinic crystal structure, the two layers are related to each other by a 180° rotation and interlayer stacking vectors $[130]$ and $[\bar{1}\bar{3}0]$ with a 2.1 Å displacement (WHITE 1984, WHITE et al. 1984, BAYLISS et al. 1989). The monoclinic structure of zirconolite is closely related to those of fluorite and pyrochlore; it can be regarded, for instance, as an anion-deficient superstructure based on the fluorite structure (ROSSELL 1980).

Zirconolite often exhibits chemical zonation. The composition of zirconolite can be very diverse, as more than thirty elements (Mg, Al, Si, Ca, Ti, Mn, Fe, Zr, Nb, Hf, Ta, W, Pb, Zn, Sr, Ba, rare earth elements (REE: Y, La, Ce, Pr, Nd, Gd); and actinides (ACT: Th, U) may be present at concentrations of 0.1 to 1.0 (in wt%) (DE HOOG & VAN BERGEN 1997, LUMPKIN et al. 1994). Pb is occasionally present in some samples (up to 1.5 wt% PbO), and its concentration correlates with those of Th and U, as most of the Pb is radiogenic (LUMPKIN et al. 1994, GIERÉ et al. 1998). REE and ACT element enrichment causes twinning in some zirconolites (GIERÉ et al. 1998). Owing to its U and Th content, zirconolite can be suitable for age estimation, for example by the methods of WANG et al. (2021).

While we assume this is the first report of zirconolite occurrence from Oldoinyo Lengai, it was already reported from the neighbouring Kerimasi volcano (*Fig. 1*), as part of

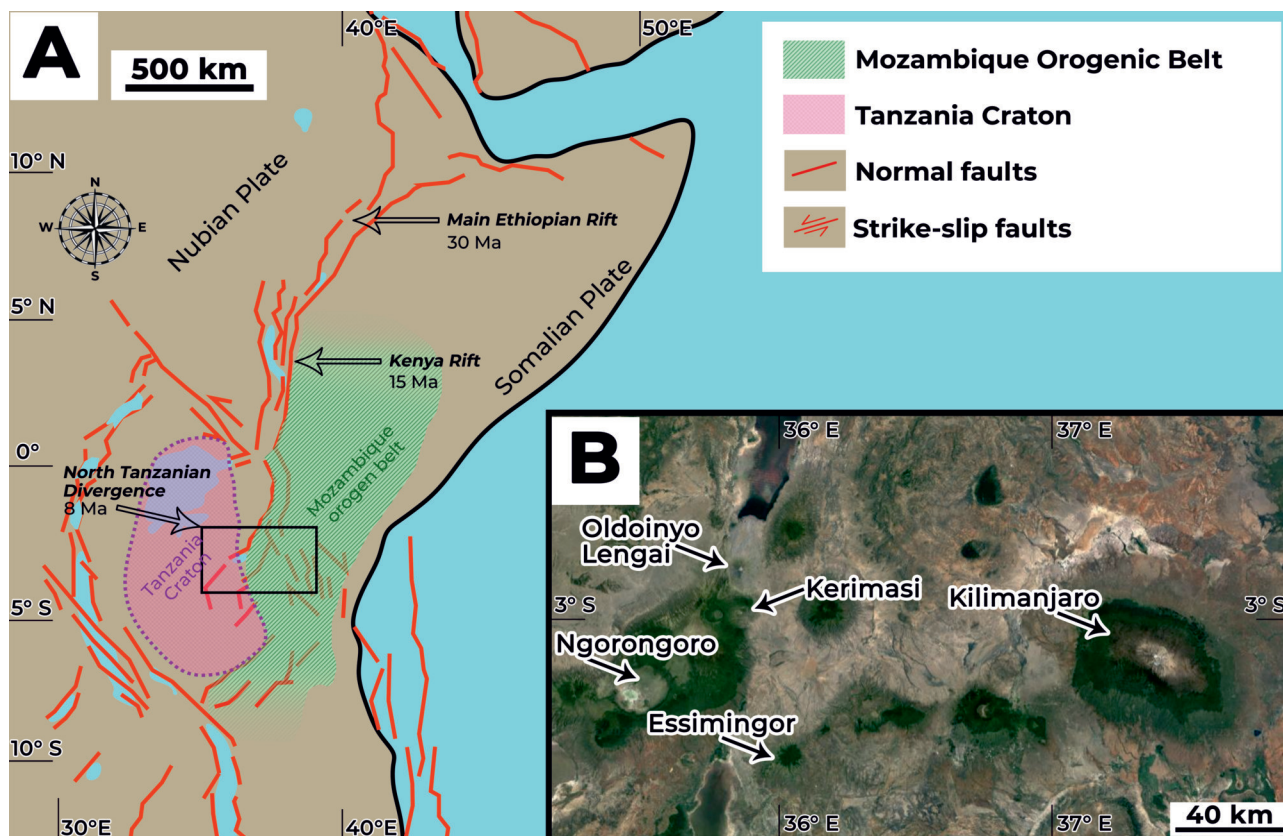


Figure 1. A – Map of the East African Rift system; B – inset satellite image of the North Tanzanian Divergence, the study area. Figure A was modified after CONTI et al. (2021).

I. ábra. A – a Kelet-afrikai-árokrendszer sematikus térképe (CONTI et al. 2021 után módosítva); B – műholdkép az észak-tanzániai vulkanikus provinciáról, melyen a kutatási terület található.

a magnetite-hosted carbonate melt inclusion along with baddeleyite, perovskite and olivine (KÁLDOS et al. 2015).

Geological background

The East African Rift System extends approximately 3,700 km in a north-south direction from the Gulf of Aden to Mozambique (Fig. 1a). Based on gravity anomaly data, seismic tomography, modelling and geochemistry (BROWN & GIRDLER 1980, SIMIYU & KELLER 1997, LITHGOW-BERTELLONI & SILVER 1998, EBINGER & SLEEP 1998, ROGERS et al. 2000), the plate motion is interpreted to result from continental rifting, possibly governed by one or more impinging mantle plumes beneath the region. These plumes have also resulted in lithospheric thinning, causing the Moho depth to be shallow at 40 to 35 km (PRODEHL et al. 1994).

The East African Rift System, a significant geological feature, splits the African plate into the Nubian and the Somali plates along two tectonically different rift branches, the Western Rift (Albertine-Rift) and the Eastern Rift (Gregory-Rift). The Tanzania Craton (Fig. 1a) plays a key role in controlling the rift geometry and development (EBINGER & SLEEP 1998, CORTI 2012, WOOD & GUTH 2014). The magmatism occurs predominantly at the contact zone between the Archaean Tanzanian Craton and the Mozambique Belt (MANA et al. 2015).

Rift-related volcanism started around 30 Ma ago in the northern parts of the Eastern Rift in Ethiopia, continued 15 million years ago in Kenya, and then 8 million years ago along the North-Tanzanian Divergence, with the first evidence recorded from Essimngor (Fig. 1a, b). The North Tanzanian Divergence is a ~200 km wide zone extending from the caldera of Ngorongoro to the Kilimanjaro volcano (BAKER et al. 1971, DAWSON 2008) (Fig. 1a, b).

The Oldoinyo Lengai volcano is dominantly built by phonolitic and nephelinitic rocks (DONALDSON et al. 1987, KLAUDIUS & KELLER 2006, DAWSON 2008). In addition to the peralkaline volcanic rocks, the volcano also brings a variety of plutonic rock types to the surface and uniquely produces natrocarbonatite lava (DONALDSON et al. 1987, KLAUDIUS & KELLER 2006, DAWSON 2008). At Oldoinyo Lengai, the most common plutonic rocks are pyroxenite, urtite and ijolite, occurring as blocks or bombs hosted by nephelinite lavas and pyroclasts (DAWSON 2008). Oldoinyo Lengai ijolites are divided into two distinct types: archetypal coarse-grained plutonic ijolite composed of clinopyroxene, nepheline, titanite, magnetite, perovskite, biotite, $\pm$ garnet, $\pm$ wollastonite, and olivine-phlogopite ijolite containing clinopyroxene, nepheline, titanite, magnetite, perovskite, biotite, $\pm$ garnet, $\pm$ wollastonite, phlogopite and olivine (DAWSON et al. 1995, DAWSON 2008, SEKISOVA et al. 2015). Some olivine-phlogopite ijolite samples (DAWSON et al. 1995, DAWSON 2008, CARMO-

DY 2012, SEKISOVA et al. 2015) should not be termed ijolite *sensu stricto* as these samples are texturally different and do not exhibit the typical allotriomorphic granular textures of plutonic ijolites. Therefore, referring to these rocks simply as “olivine-phlogopite ijolite” could lead to misleading petrogenetic comparisons. Although there is currently no IUGS-approved term for this fine-to-coarse-grained assemblage, in a previous study (HALÁSZ et al. 2023) we proposed that these distinctive rock types be classified as *olivine-phlogopite micro-ijolite*. Olivine–phlogopite micro-ijolite enclaves (previously described as xenoliths in the literature) from Oldoinyo Lengai record complex, multistage magmatic processes. The term “enclave” is used here to emphasize their co-magmatic origin and genetic relationship with the host melt and to avoid the implication of an exotic source inherent in the term “xenolith.” The subject of the present research – zirconolite-bearing symplectites – is found in these micro-ijolites and consists of ilmenite, diopside, zirconolite, and occasionally REE-bearing perovskite.

Studied samples and analytical methods

Sampling and thin section preparation

Rock samples were collected by Tibor GUZMICS during a 2016 field trip at Oldoinyo Lengai, Tanzania. From approximately 100 kg of collected material, 40 kg of fresh and representative hand specimens were selected, including olivine–phlogopite micro-ijolite (~13%). Samples were collected at latitude 2.749002° S and longitude 35.890602° E, and five representative specimens from the OL-15 series (HALÁSZ et al. 2023) were selected for detailed study. All investigated samples display uniform textural and mineralogical characteristics and are therefore described collectively. Polished thin sections were prepared following standard procedures at the University of Szeged, Department of Geology. Petrographic observations (made using Brunel-SP-300-P and Olympus BX 41 optical microscopes) confirmed the homogeneity of the studied material and guided the selection of analytical sites for in-situ mineral chemical analyses.

In-situ mineral chemistry by electron beam

In-situ mineral compositions were determined using both SEM–EDS and EPMA techniques. Zirconolite, ilmenite and perovskite in symplectitic intergrowths were analyzed by EDS using a Hitachi TM4000Plus scanning electron microscope equipped with an Oxford Xplore Compact 30 SDD detector at the ELTE FS-RICF. Analyses were performed at 15 kV accelerating voltage with short counting times, following the analytical approach validated by BERKESI et al. (2020). Element concentrations were corrected using the XPP algorithm and recalculated to oxide weight percentages assuming stoichiometry; totals were normalized to 100 wt%, with Fe reported as FeO^T. Mineral formulae were calculated in atoms per formula unit (apfu) following HAIFLER

et al. (2021). Major element compositions of associated minerals were measured by wavelength-dispersive EPMA using a JEOL JXA-8200 Superprobe at the Free University Berlin. Analyses were conducted at 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current, with ZAF correction using the PAP algorithm. Analytical totals within 100.0 ± 1.5 wt% were considered acceptable. Mineral formulae were calculated on the basis of fixed number of oxygen atoms for each mineral phase (4 O for zirconolite and ilmenite, 6 O for diopside, and 5 O for perovskite) following established IMA-approved classification schemes.

High-resolution transmission electron microscopy (HR-TEM)

Focused ion beam (FIB) lamellae were prepared using a Thermo Fisher Scientific SCIOS-2 dual-beam FEG-SEM/FIB at the HUN-REN Centre of Energy Research, Budapest. HR-TEM investigations were carried out at the University of Pannonia using a Thermo Fisher Scientific Talos F200X G2 microscope operated at 200 kV and equipped with a Super-X EDS system. Bright-field, high-resolution images, selected-area electron diffraction (SAED) patterns, and EDS analyses were acquired in TEM mode, while HAADF imaging and STEM–EDS element mapping were performed in STEM mode. Zirconolite polytypes and planar defects were identified primarily using SAED and HAADF imaging, whereas chemical compositions were determined from EDS area analyses and element maps using Cliff–Lorimer k-factors. Compositional variations between crystal cores and rims were identified by integrating summed spectra from selected areas.

Results

Petrography and mineral chemistry of olivine-phlogopite micro-ijolite enclaves

For a detailed petrographic description and discussion of the evolution of the olivine-phlogopite micro-ijolite rocks, see HALÁSZ et al. (2023). In this paper, only a concise summary of their petrology is provided, as the main focus is on the subsolidus reactions and their products: symplectites. Nevertheless, to better understand the formation and evolution of the symplectite, it is necessary to understand the host micro-ijolites.

The symplectite-hosting studied samples consist of olivine-phlogopite micro-ijolite enclave enclosed by nepheline lava rock (Fig. 2a). The olivine-phlogopite micro-ijolite part is built up by three textural domains: the groundmass, phlogopite phenocrysts (mg# = 81–85) and olivine crystal with double coronas around them (Fig. 2a) (HALÁSZ et al. 2023).

The groundmass is medium-grained (0.05–2 mm) with zoned clinopyroxene, nepheline, titanite, and minor pseudomorphous analcime crystals. Clinopyroxene occurs as zoned phenocrysts; some crystals are euhedral, whereas others have

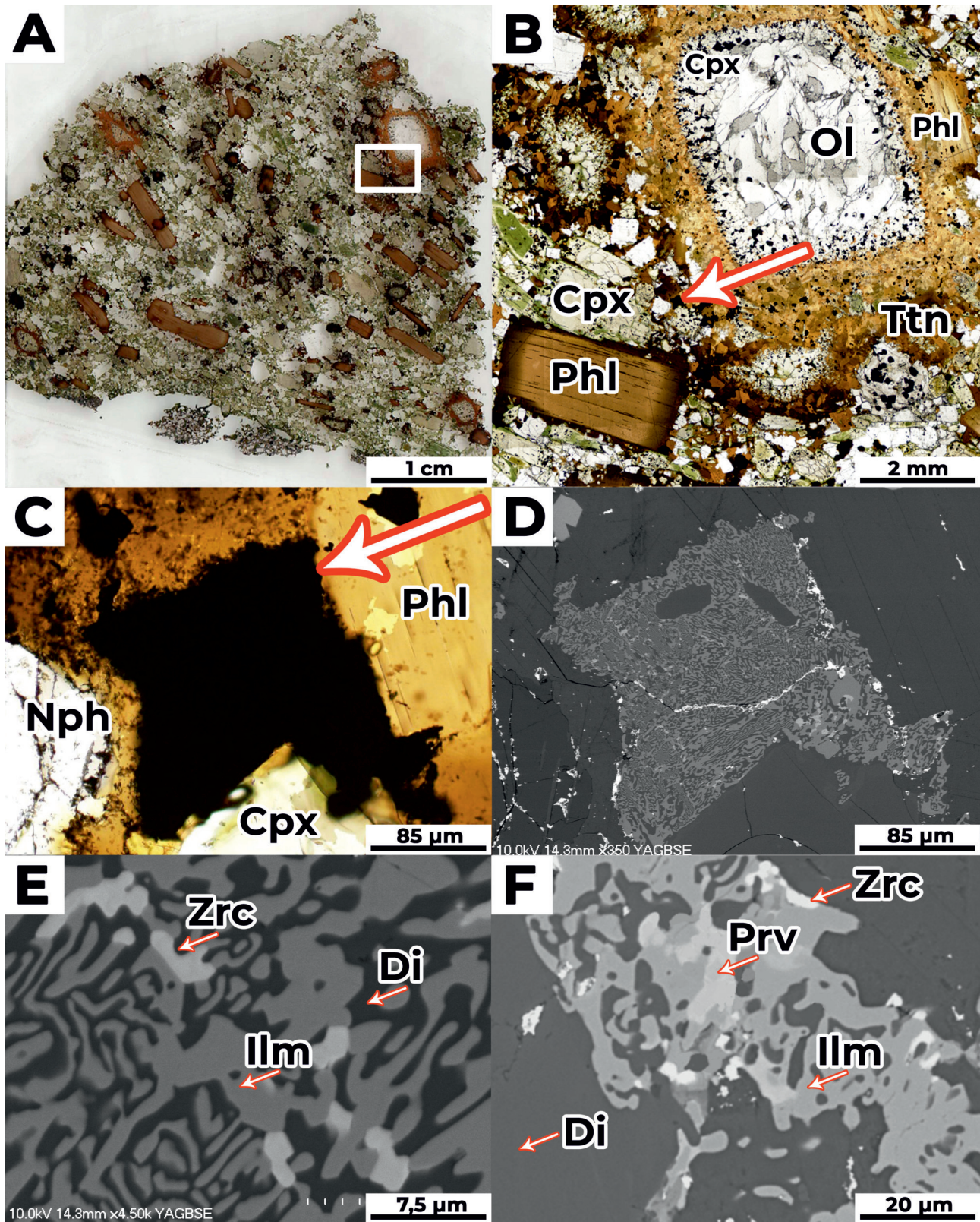


Figure 2. The studied olivine-phlogopite micro-ijolite enclave, Oldoinyo Lengai, Tanzania. A – Optical microscope image of a representative symplectite; B – inset of A image, showing a double corona; C – petrographic image of a symplectite; D – BSE image of a symplectite shown in C; E – close-up of a symplectite; F – close-up of a symplectite containing perovskite. Abbreviations cf. WHITNEY & EVANS (2010), plus Zrc – zirconolite.

2. ábra. Az Oldoinyo Lengairől (Tanzánia) származó, vizsgált olivin-flogopit mikro-ijolit enklávé. A – egy reprezentatív szimplektit helyének optikai mikroszkópos képe; B – az A képrészlet kinagyított részlete, mely bemutatja a szimplektit tartalmazó kettőskoronás szöveti elemet; C – egy szimplektit petrográfiai képe; D – a C képen látható szimplektit BSE-képe; E – egy szimplektit közeli felvétele; F – perovszkitot tartalmazó szimplektit közeli felvétele. A rövidítések WHITNEY ÉS EVANS (2010) alapján, továbbá Zrc – cirkonolit.

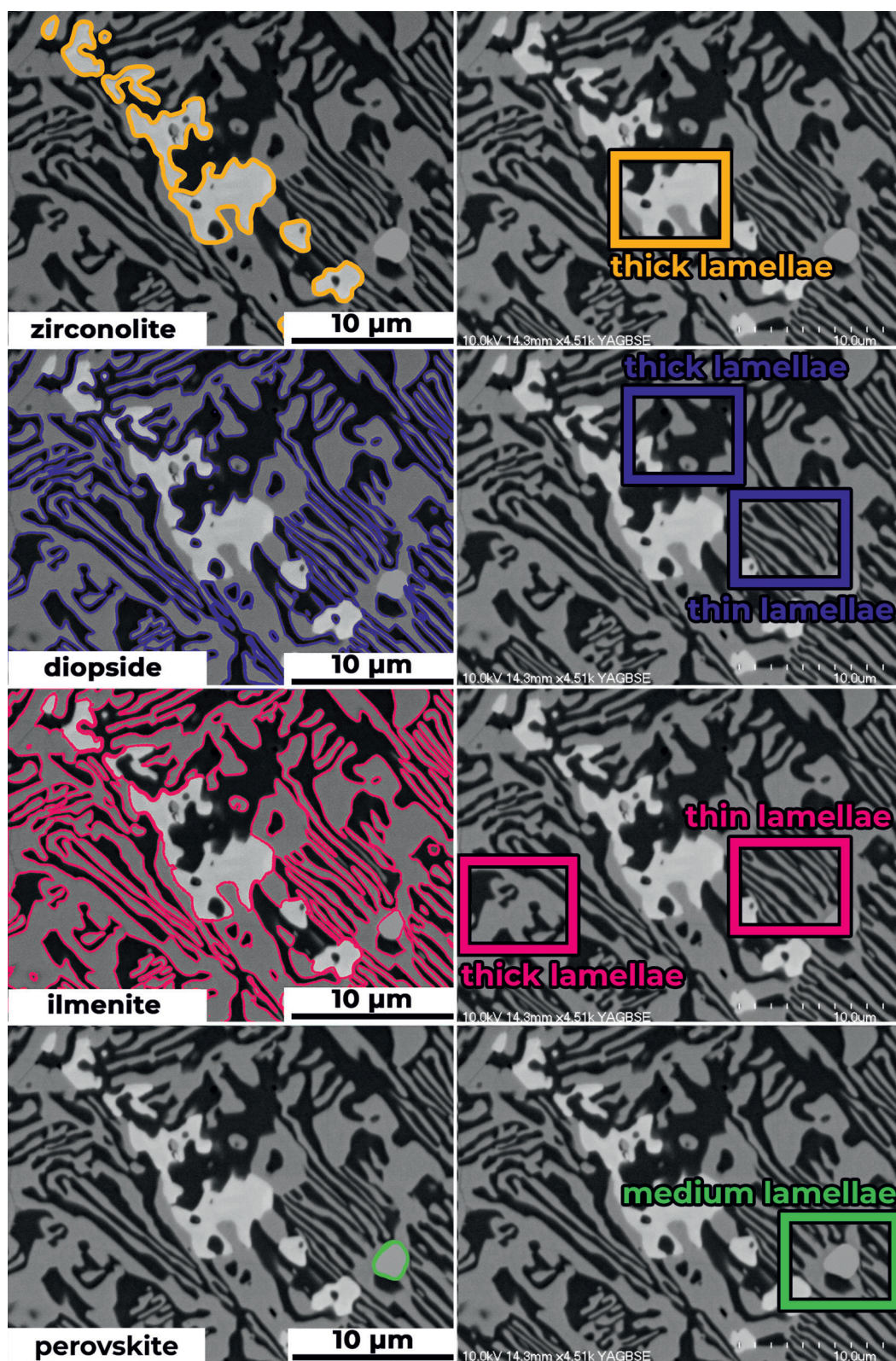


Figure 3. Representative BSE images of symplectites, Oldoinyo Lengai, Tanzania. Symplectites show white zirconolite lamellae with orange outlines, dark grey diopside lamellae with blue outlines, light grey ilmenite lamellae with pink outlines, and grey REE-perovskite lamellae with green outlines. Thick lamellae stand for coarse-grained lamellae, while thin lamellae stand for fine-grained lamellae.

3. ábra. Reprezentatív, BSE-módban készült képek a szimplektitekről (Oldoinyo Lengai, Tanzánia). A narancssárgával körberajzolt részek a szimplektitiek cirkonolitját mutatják; a kékekkel körvonalazott részek a diopszid alkotói; a rózsaszínnel körbevett részek az ilmenitet jelzik; a zölddel körberajzolt rész pedig a RFF-perovszkitot mutatja. A „thick” (vastag) lamella a durvaszemcsés lamellákra utal, míg a „thin” (vékony) lamella a finomszemcsésekre.

corroded margins. The zones of groundmass clinopyroxene ranges from diopside (light green, mg# = 86–98) to aegirine-augite (dark green, mg# = 58–80). The diopside zones are rich in fine-grained (50 μ m) euhedral inclusions of magnetite and perovskite, whereas the aegirine-augite zones host inclusions of titanite. Both zones host randomly distributed primary melt inclusions also. Nepheline is euhedral, homogeneous in composition, and hosts randomly distributed clinopyroxene and melt inclusions. Titanite occurs in two forms: 1/ large (~1 mm) subhedral crystals with magnetite and perovskite inclusions; 2/ anhedral crystals with fewer or no mineral inclusions. The latter usually occurs close to the double coronas. All titanites are homogeneous in composition and contain small amounts of ZrO₂ (0.4–0.8 wt%).

The groundmass contains large oriented and euhedral light brown phlogopite phenocrysts (mg# = 81–85) containing magnetite, perovskite, apatite, diopside and primary melt inclusions. The phenocrysts commonly exhibit kink bands. All phlogopites have dark brown anhedral rims of biotite (mg# = 55–61).

The double coronas surround a large, up to 2 mm, olivine xenocrysts in the center (mg# = 80–83) with a corroded rim. Olivine is interpreted as a xenocryst, as indicated by its corroded margins and the development of reaction coronas, reflecting disequilibrium with the host magma and incorporation from an earlier, compositionally distinct mantle-derived assemblage (see details in HALÁSZ et al. 2023). The olivine is surrounded by a fine-to-medium sized (<0.05 and 0.05–2 mm) inner clinopyroxene corona (diopside with mg# = 88–98, to augite with mg# ~78), and an outer mica corona (mg# = 83–85) (Fig. 2b). Clinopyroxene and phlogopite corona host randomly distributed (primary) melt inclusions and mineral inclusions of magnetite, perovskite, and also tiny symplectic microtextures (hereafter referred to as symplectite) in some cases (Fig. 2c,d).

Minerals of the symplectites

The symplectites vary between 50 and 180 μ m in diameter and are opaque in transmitted light optical microscope (Fig. 2c). Nevertheless, backscattered electron images (BSE) (Fig. 2d) reveal that symplectite texture consists of a complicated interfingering of three types of lamellae: wavy bright white (zirconolite), light grey (ilmenite) dark grey (diopside) (Fig. 2e, Fig. 3); and in some symplectites a pale white lamella type also occurs (REE-bearing perovskite) (Fig. 2f). The lamella thickness shows a bimodal distribution in the case of diopside and ilmenite that appear as both coarse-grained and fine-grained lamellae (Fig. 3), while zirconolite forms solely coarse-grained lamellae (Fig. 2f and Fig. 3) and REE-bearing perovskite forms a few medium-grained lamellae.

Diopside

As mentioned above, diopside in symplectites appears as both coarse-grained and fine-grained lamellae. It shows no chemical zonation and is pure diopside with mg# of 86–

96 (Fe^{II} 0.03–0.09, Fe^{III} 0.10–0.12, Mg 0.81–0.85, Na 0.03–0.09 apfu) (see Table I in the Electronic Supplementary Materials – ESM). As diopside occurs ubiquitously in the groundmass, in the double coronas, and in the symplectites, it is possible to make correlation (see details in the Discussion).

Ilmenite

Despite the geometry of the lamellae, both coarse-grained and fine-grained ilmenite lamellae contain (all in wt%) 40.2–40.9 FeO^T, 50.3–50.7 TiO₂, 1.7–2.0 MnO, 5.7–6.2 MgO, 0.2 CaO, 0.1–0.3 Al₂O₃ (see Table 2. in ESM). The studied phase in the ilmenite-geikilite-pyrophanite solid solution is closest to the ilmenite component (75.6–77.6 % apfu), with a slight geikilite component (19.2–20.8 % apfu) and negligible pyrophanite component (3.2–3.8 % apfu) based on the mineral formula.

Perovskite

The perovskite of the symplectites forms medium sized lamellae, and is enriched in FeO^T, Nb₂O₅, ZrO₂, HfO₂, SrO or REE (see Table II. in ESM). Based on the nomenclature triangle, they are shifted from the ideal (CaTiO₃) perovskite composition toward the loparite and lueshite components but are still perovskite (MITCHELL & VALDYKIN 1993, MITCHELL 2002) (Fig. 4). Besides the symplectites, perovskite appears in the groundmass minerals as inclusions (see correlation in Discussion).

Zirconolite

Zirconolite appears only in the symplectites as coarse-grained lamellae and contains (all in wt%) CaO (18.3–21.0), ZrO₂ (18.1–22.3), TiO₂ (42.6–47.6), FeO^T (4.2–7.2), MgO (1.3–1.6), Al₂O₃ (0.3–1.3) and is enriched in ThO₂ (0.2–0.8), UO₂ (0.1–0.6), and LREE (0.2–0.8), Y₂O₃ (0.2–0.9) (Table I). STEM-EDS map shows zonation of zirconolite (Fig. 5),

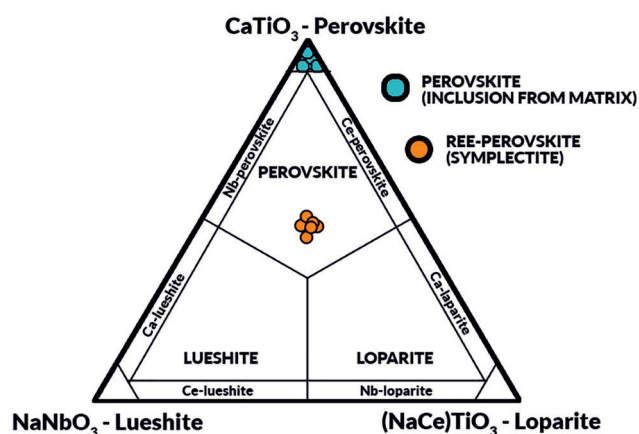


Figure 4. Compositions of REE-bearing perovskite from symplectites, and the perovskite inclusions from the groundmass clinopyroxenes, Oldoinyo Lengai micro-jiolite, Tanzania. The figure contains the modified diagrams of MITCHELL & VALDYKIN (1993), MITCHELL (2002).

4. ábra. Az Oldoinyo Lengairől származó olivin-flogopit mikro-jiolit mintákból származó perovszkitok összetételét mutató háromszögdiagram. A narancssárga körök a szimpletekben található RFF-perovszkitot, a kék körök pedig az olivin-flogopit mikro-jiolit alapanyagában lévő klinopiroxének perovszkitzárványait mutatják. Az ábra MITCHELL és VALDYKIN (1993) és MITCHELL (2002) után módosítva.

Table I. Main element oxide contents in selected zirconolite grains from Oldoinyo Lengai micro-ijolite, Tanzania, in weight percent by EDS (normalized). FeOT represents total iron oxide content. Each measurement from number 1 to 6 stands for different grains; 7 is an area measurement from the interior of a zoned zirconolite grain, while measurements 8 and 9 represent the core and rim analyses from the same zoned grain based on the element map. The measured lead values may be uncertain due to the properties of the sample mount; however, since lead is present in several zirconolite grains, its presence cannot be ruled out based on the measurement, although it should be interpreted with caution. Based on the instrument and the different types of measurements, the LLD value is generally in the range of about 0.1–0.5 wt% for EDS analyses.

I. táblázat. Néhány reprezentatív cirkonolitszemcse főelem összetétele (tömegszázalékban) oxidos formában a Oldoinyo Lengai (Tanzánia) mikro-ijolitjából, EDS-analízis alapján (normálva). A FeOT a teljes vas-oxid-tartalmat jelöli. Az 1-től 6-ig számozott mérések különböző szemcsékre vonatkoznak; a 7-es egy zónás cirkonolitszemcse belső részéből származó területi mérés, míg a 8-as és 9-es mérések ugyanazon zónás szemcse mag- és peremösszetételét reprezentálják. A mért ólomértékek bizonytalanok lehetnek a mintatartó tulajdonságai miatt; ugyanakkor mivel több cirkonolitszemcsében is kimutatható az ólom jelenléte, a mérések alapján nem zárható ki az ásvány ólomtartalma sem, de az eredményeket óvatosan kell értelmezni. A műszer és a különböző mérési módszerek alapján az EDS-analízisekre jellemző LLD (kimutatási határ) értéke általában körülbelül 0,1–0,5 tömegszázalék.

	EDS						TEM		
	main element oxide contents in weight percent (wt%)						7	8	9
SiO ₂	1.5	1.3	2.3	1.2	2.9	1.8	1.7	3.2	2.4
TiO ₂	43.0	42.6	44.0	44.7	44.6	44.9	47.1	43.6	47.6
Al ₂ O ₃	0.5	0.9	0.6	0.3	1.1	0.5	1.2	1.2	1.3
FeO ^T	7.0	6.7	6.8	6.9	6.6	7.1	4.4	7.0	4.2
MgO	1.3	1.4	1.6	1.3	2.7	1.2	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	19.1	18.7	18.5	19.3	19.0	18.3	21.0	19.7	21.1
Nb ₂ O ₅	3.5	3.6	3.5	3.6	2.9	2.9	2.1	3.0	2.0
Ce ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	0.8	0.3	0.6	0.4
UO ₂	0.4	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3	0.1	0.6	0.1
ThO ₂	0.7	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.2	0.8	0.2
ZrO ₂	22.1	22.3	20.5	20.6	18.1	21.5	20.9	19.5	19.6
Nd ₂ O ₃	n.d.	0.7	0.7	n.d.	n.d.	n.d.	0.2	0.3	0.2
Y ₂ O ₃	0.7	0.5	0.5	0.9	0.4	0.2	0.8	0.5	0.8
PbO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.1	0.1
Ta ₂ O ₅	0.1	0.3	0.1	0.3	0.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
analytical sum	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
	numbers of cations based on 4 O in atoms per formula unit (apfu)								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	0.09	0.08	0.13	0.07	0.19	0.10	0.09	0.18	0.13
Ti	1.83	1.82	1.85	1.90	1.83	1.89	1.95	1.83	1.97
Al	0.04	0.06	0.04	0.02	0.07	0.03	0.08	0.08	0.08
Fe ^{II}	0.29	0.28	0.29	0.30	0.28	0.31	0.19	0.31	0.18
Fe ^{III}	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Mg	0.11	0.11	0.13	0.11	0.22	0.11	–	–	–
Ca	1.16	1.14	1.11	1.17	1.11	1.10	1.24	1.18	1.24
Nb	0.09	0.09	0.09	0.09	0.07	0.07	0.05	0.08	0.05
Ce	–	–	–	–	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
U	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Th	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Zr	0.61	0.62	0.56	0.57	0.48	0.59	0.56	0.53	0.53
Nd	–	0.01	0.01	–	–	–	0.00	0.01	0.00
Y	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Pb	–	–	–	–	–	–	–	0.00	0.00
Ta	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	–	–	–	–
sum cations	4.07	4.08	4.13	4.10	4.08	4.07	4.22	4.26	4.23

although the STEM-EDS alone, neither proves nor rules out the presence of non-zoned grains. The SEM analyses (Fig. 8b), however, demonstrate that there are presumably zirconolite grains in both zoned and non-zoned varieties. This assumption is also supported, though not conclusively proven, by the STEM-EDS data. In the zoned grains, there is extreme zonation in U, Th, and Fe, and slight zonation is present in most trace elements. Thorium is also enriched in the U-rich zones, while Nd, Nb and Ce are slightly increased (Fig. 5). There is no difference in the content of Zr, Y in the U-rich and U-poor zones. In the zoned grains, the enrichment of U, Th, Fe, Nd, Nb, and Ce increases towards the rims (Fig. 5).

Symplectites were also examined at nanoscale to understand the crystal type and chemical composition of zirconolite. High-resolution STEM-HAADF images and SAED patterns are consistent with the same monoclinic crystal structure, suggesting that the studied zirconolite belongs to the zirconolite-2M polytype. In addition, the images reveal a characteristic twinning pattern (Fig. 6), where each zirconolite crystal is built by two twin domains (X and Y) of variable thicknesses. The twin relationship was studied in two orientations (α and β) of the crystals (by tilting the sample $\sim 30^\circ$ around [001]), displaying two pairs of orientations. In orientation α , the [1-10] and [010] and in orientation β , the [100] and [130] zone axes are parallel to the electron beam and belong to X and Y twin domains, respectively (Fig. 7). Although this orientation relationship between twin domains looks similar to that described by WHITE et al. (1984), we found the twin axis to be parallel to [110] (resulting in 180° rotation around the [110], with the contact plane parallel to (001)). For visualization, see the Supplementary info. The density of twin boundaries changes across the studied zirconolite crystals (Fig. 6a); however, within the limits of the STEM-EDS technique, no compositional differences were associated with the varying density of defects.

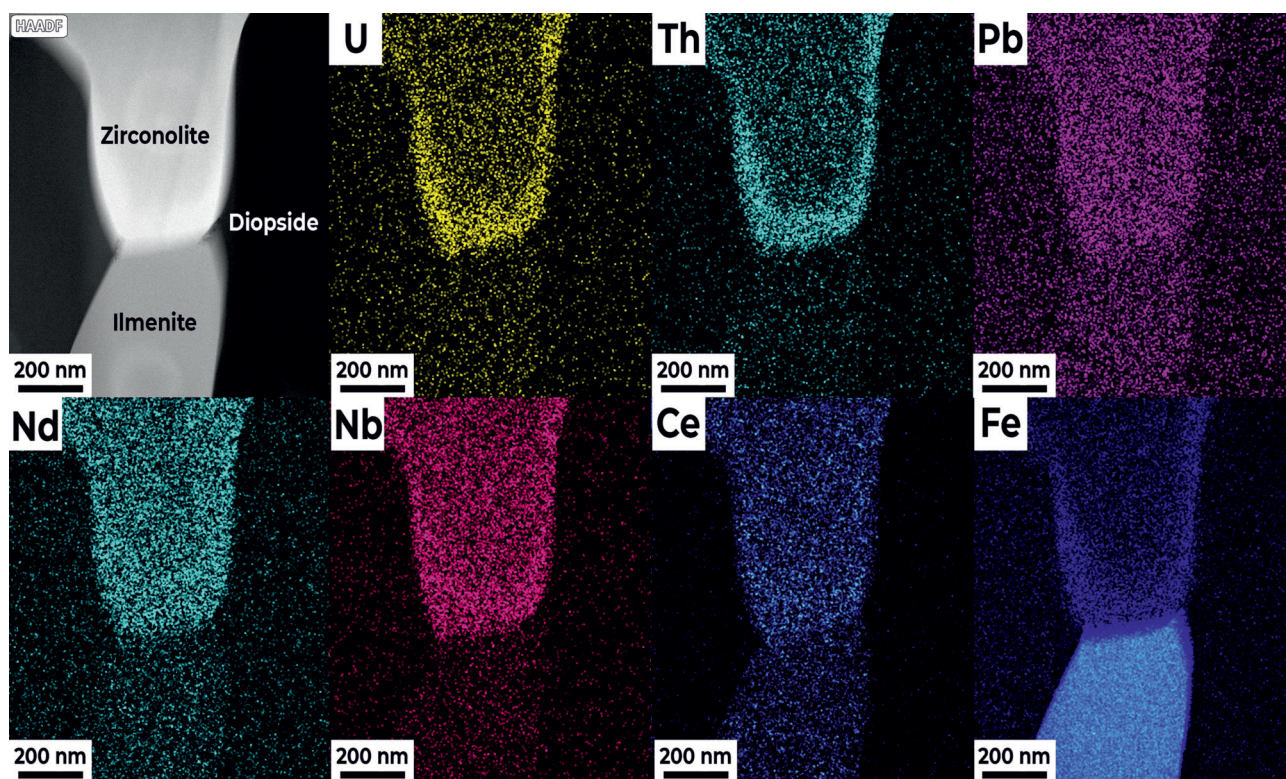


Figure 5. STEM HAADF image and STEM-EDS element maps of a zoned zirconolite grain, Oldoinyo Lengai micro-ijolite, Tanzania. The changes in colour intensities are related to the concentration changes of the indicated elements. The intensity of colours were calculated from the “net” peak intensities, which are integrated from EDS spectra after background correction and peak deconvolution. The colour intensities are normalized for the better visualization. The low Pb content on the element map may originate from both the sample and the sample holder, therefore its interpretation is uncertain.

5. ábra. STEM HAADF-kép és STEM-EDS-elem térképek egy az Oldoinyo Lengai (Tanzánia) olivin-flogopit mikro-ijolitjából származó, zónás cirkonolitszemcséről. A színeken belüli intenzitás az elemek koncentrációváltozását mutatja. A színintenzitások a „net peak” intenzitások alapján kalkuláltak az EDS-spektrumokból. A jobb vizualizáció érdekében a színintenzitások normalizáltak. Az elem térképen megfigyelhető alacsony Pb-tartalom származhat magából a mintából, de a mintatartóból is, ezért értelmezése bizonytalan.

Discussion

Evolutionary overview for olivine-phlogopite micro-ijolite enclaves

This section provides a brief summary of the previously established petrogenetic framework of olivine-phlogopite micro-ijolites (HALÁSZ et al. 2023), in order to place the present study’s observations into context.

Olivine-phlogopite micro-ijolites are heterogeneous and compositionally complex rocks that contain a mixture of minerals crystallized at different stages during the evolution of an olivine-nephelinite parental magma, as a result of multiple magma injections (for details, see HALÁSZ et al. 2023, fig. 9). During this process, two distinct parageneses developed, alternating several times throughout crystallization: the “diopside paragenesis” at 970–1070 °C and the “aegirine-augite paragenesis” at 700–850 °C (HALÁSZ et al. 2023). The formation of diopside and nepheline together with their subordinate magnetite and perovskite inclusions, occurred during the “diopside paragenesis”; whereas aegirine-augite and titanite formed during the “aegirine-augite paragenesis”. The alternating zonation is interpreted to have developed from repeated injections of hot magma followed by cooling periods. This hypothesis is supported by the occurrence of

anhedral titanite in the groundmass, interpreted as resorbed titanite formed during renewed magma influx. The observed ductile deformation of the phlogopite phenocrysts further supports this interpretation.

The olivine of the double coronas represents an early magmatic liquidus phase from a silicate melt of metasomatized mantle origin. As the magmatic environment evolved, the olivine became unstable, leading to its partial dissolution and the formation of a corroded rim. Clinopyroxene coronas around olivine in the Oldoinyo Lengai system are generally interpreted as reaction products of the olivine and a nephelinitic magma (DAWSON et al. 1995, SEKISOVA et al. 2015). However, the presence of randomly distributed primary melt inclusions, whose compositions are similar to those of groundmass clinopyroxenes, indicates a magmatic origin. The clinopyroxene corona grew on the olivine using it as a nucleus, while the outer mica corona is interpreted to have formed as a result of magmatic dynamics.

All the constituents mentioned above in the olivine-phlogopite micro-ijolites are of magmatic origin, except for the symplectites of the double coronas, which are interpreted here as having formed through subsolidus processes during magmatic evolution. Alternative interpretations are discussed below, while the broader crystallization framework of the host rocks has been established in detail by HALÁSZ et al. (2023).

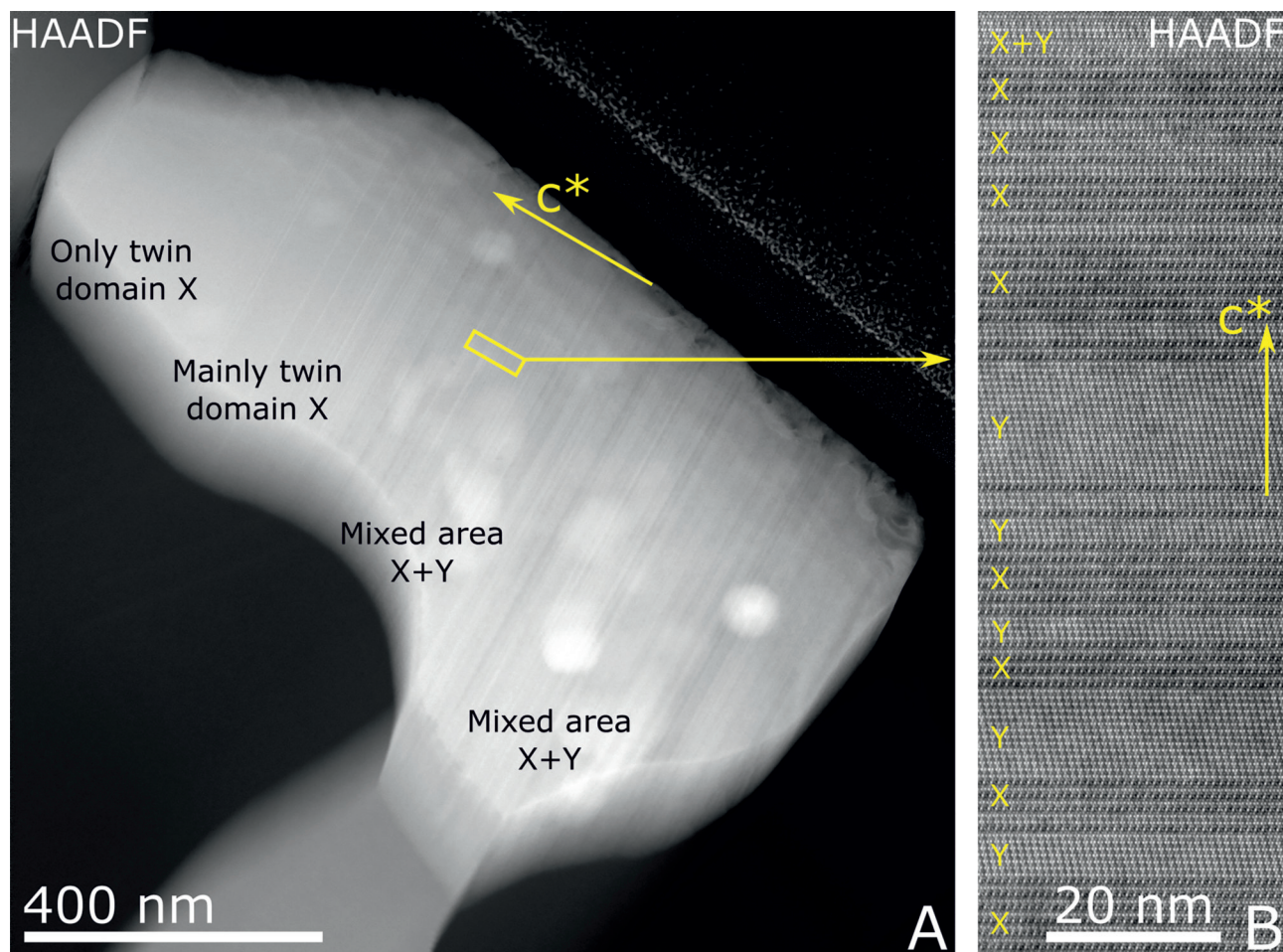


Figure 6. Visualisation of twinning in a zirconolite crystal, Oldoinyo Lengai micro-ijolite, Tanzania. A – STEM HAADF image shows variation in the thicknesses of twin lamellae X and Y and a gradation in twin boundary density within the crystal; B – The alternation of X and Y twin lamellae can be observed in an atomic-resolution STEM HAADF image taken from the mixed area marked with a yellow rectangle in (A) (the image in (B) was rotated to align c^* vertical).

6. ábra. Az ikresedés megjelenése egy cirkonolitkristályban a Oldoinyo Lengai (Tanzánia) mikro-ijolitjából. A – STEM HAADF-kép, amely az X és Y ikerlemezek vastagságának változását, valamint az ikerhatár-sűrűség fokozatos változását mutatja a kristályon belül; B – az X és Y ikerlemezek váltakozása megfigyelhető egy atomi felbontású STEM HAADF-képen, amely az (A) ábrán sárga téglalappal jelölt kevert területen készült. A B ábrarészen látható kép úgy készült, hogy azt elforgatták úgy, hogy a c^* irány függőleges legyen.

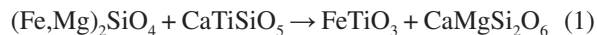
Solid-solid reaction

Usually, symplectite textures develop as reaction products or as solid-state mineral reactions due to slow grain-boundary diffusion relative to interface propagation rate (HIROI et al. 1997, OBATA 2011, GAIDIES et al. 2017). Alternatively, it may be induced by changes in pressure, temperature or fluid composition by oxidation or dehydrogenation (GAIDIES et al. 2017). Considering the evolution of the host olivin-phlogopite micro-ijolites and the properties of the symplectites in the studied samples, the most likely formation mechanism is a solid-phase reaction, facilitated by changes in temperature.

Two minerals could have triggered this solid phase reaction: the early-stage magmatic olivine ($T > 100^\circ\text{C}$) and later-stage magmatic titanite ($700\text{--}780^\circ\text{C}$). These minerals cannot coexist under equilibrium due to their stabilities at different silica activity (CARMICHAEL et al. 1970). This is consistent with experimental and thermodynamic studies that have extensively explored titanite stability under vary-

ing temperature– $f\text{O}_2$ – $a\text{SiO}_2$ conditions (XIROUCHAKIS et al. 2001a,b), which demonstrate that olivine + titanite assemblages are only stable within a narrow range of silica activity and redox conditions, and are otherwise prone to react to form diopside + ilmenite.

During the progressive crystallization of olivine-phlogopite micro-ijolite, titanite and olivine were in close proximity within the double coronas, allowing the following reaction to occur:



olivine + titanite $\rightarrow$ ilmenite + diopside

Equation 1 is a typical example of a solid–solid reaction commonly observed in metamorphic settings (VERNON 2004), but rarely documented during active magmatic crystallization. The presence of such symplectites provides clear evidence for simultaneous subsolidus processes occurring during ongoing magmatic crystallization. The reaction above

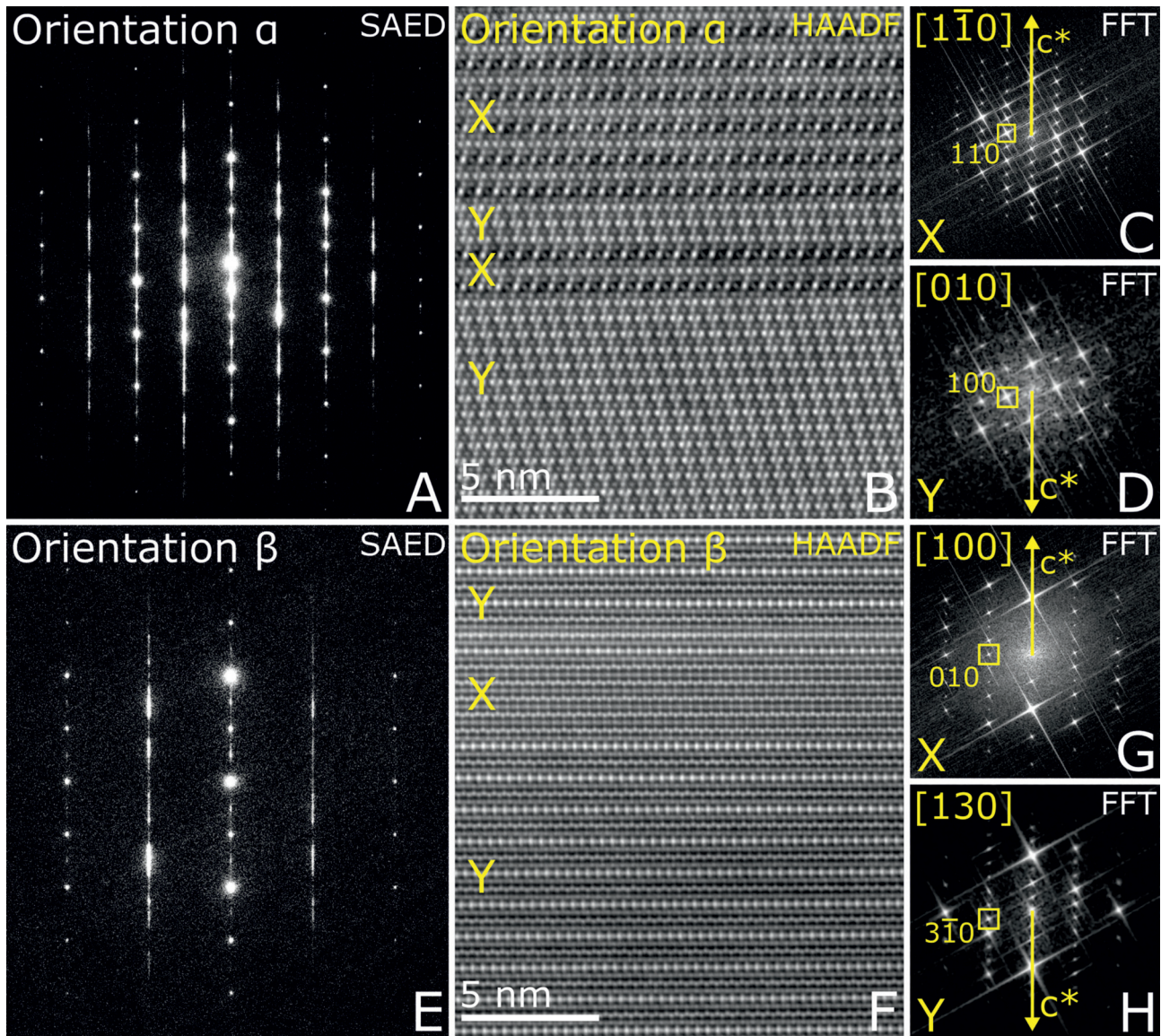


Figure 7. Determination of twinning conditions in zirconolite by evaluating two crystal orientations (α and β) of the same crystal at $\sim 30^\circ$ from each other, Oldoinyo Lengai micro-jiolite, Tanzania. A – SAED pattern of a twinned zirconolite crystal displayed in Fig. 4, in orientation α , composed of the diffraction patterns produced by domains X and Y; B – atomic-resolution STEM HAADF micrograph obtained in orientation α , displaying both X and Y twin domains; C – fast-Fourier transform (FFT) of an area containing only the X twin domain, consistent with $[1\bar{1}0]$ being parallel to the electron beam; D – FFT of an area containing only the Y twin domain, consistent with $[010]$ being parallel to the electron beam; E – SAED pattern of a twinned zirconolite in orientation β ; F – atomic-resolution STEM HAADF micrograph obtained in orientation β , displaying both X and Y twin domains; G – FFT of an area containing only the X twin domain, consistent with $[010]$ being parallel to the electron beam; H – FFT of an area containing only the Y twin domain, consistent with $[130]$ being parallel to the electron beam. (The FFTs in C, D, G, and H do not correspond to the exact areas displayed in images B and F but to larger areas of the same crystal that contain either X or Y domains.)

7. ábra. Az Oldoinyo Lengai (Tanzánia) olivin-flogopit mikro-ijolitjából származó cirkonolit ikresedési feltételeinek meghatározásához ugyanazon kristály $\sim 30^\circ$ -kal elforgatott két kristályorientációja (α és β) látható az A és E képeken. A – a 4. ábrán bemutatott ikres cirkonolitikristály SAED-diffrakciós képe α orientációban, amely az X és Y domének által létrehozott diffrakciós mintázatokból tevődik össze; B – α orientációban készült, atomi felbontású STEM HAADF-mikrográfia, amely mind az X, mind az Y ikerdoméneket mutatja; C – kizárólag az X ikerdomént tartalmazó terület gyors Fourier-transzformációja (FFT), ahol az $[1\bar{1}0]$ irány párhuzamos az elektronsugárral; D – kizárólag az Y ikerdomént tartalmazó terület FFT-je, ahol a $[010]$ irány párhuzamos az elektronsugárral; E – a 4. ábrán bemutatott ikres cirkonolit kristály SAED-diffrakciós képe β orientációban; F – β orientációban készült, atomi felbontású STEM HAADF-mikrográfia, amely mind az X, mind az Y ikerdoméneket mutatja; G – kizárólag az X ikerdomént tartalmazó terület FFT-je, ahol a $[010]$ irány párhuzamos az elektronsugárral; H – kizárólag az Y ikerdomént tartalmazó terület FFT-je, ahol az $[130]$ irány párhuzamos az elektronsugárral. (A C, D, G és H ábrákon bemutatott FFT-k nem pontosan a B és F képeken látható területeknek felelnek meg, hanem ugyanazon kristály nagyobb kiterjedésű részeinek, amelyek kizárólag X vagy Y doméneket tartalmaznak.)

confirms that ilmenite and diopside are reaction products. Ilmenite is purely a reaction product as it only occurs in the symplectites not elsewhere in the host rocks. While ilmenite is rare in Oldoinyo Lengai rocks, is not unique appearing in olivine-free rocks (DAWSON 2008, CARMODY 2012, SEKISOVA

et al. 2015). In contrast, diopside occurs in the groundmass, in the double coronas, and also in the symplectites, which allows for a correlation. While the groundmass and corona clinopyroxenes are built by different zones, the diopside of the symplectites shows no chemical zonation, however, its

composition closely resembles the diopside zone of the groundmass clinopyroxenes. Such diopsides are very common in the Oldoinyo Lengai plutonic rocks (i.e., ijolite, pyroxenite, jacupirangite, and olivine-mica ijolite) either as solely crystals or as zones (DAWSON & SMITH 1992; DAWSON et al. 1995, 2008; CARMODY 2012; SEKISOVA et al. 2015; HALÁSZ et al. 2023).

While equation-1 confirms that ilmenite and diopside are reaction products; it does not explain the presence of zirconolite and REE-perovskite. As perovskite is a typical early-stage accessory phase in many silica-undersaturated igneous rocks and non-silicate rocks such as carbonatites and oxide cumulates (VEKSLER & TEPELEV 1990, BERKESI et al. 2023), it is common in Oldoinyo Lengai rocks, also appear in the olivine-phlogopite micro-ijolite as inclusion. These inclusion perovskites are not enriched in FeO^T , Nb_2O_5 , ZrO_2 , HfO_2 , SrO or REE (see HALÁSZ et al. 2023), and they plot as ideal (CaTiO_3) perovskites (MITCHELL & VALDYKIN 1993, MITCHELL 2002) (Fig. 4). In contrast the REE-bearing perovskites of the symplectites are enriched in those elements (see Table II. in Supplementary info) and deviate from ideal compositions toward lueshite- and loparite-like components (Fig. 4). These two perovskite populations (1/ REE-bearing symplectite ones, 2/ inclusion ones) are genetically unrelated, as evidenced by the reasons mentioned above.

Zirconolite occurs exclusively in the symplectites, precluding direct, within-sample petrographic correlation. However, it is possible to correlate it to other zirconolites. Based on the Ca-Zr-Ti diagram of GIERÉ et al. (1998), the studied zirconolites are close to nominal composition $((\text{Ca}, \text{Y})\text{Zr}(\text{Ti}, \text{Mg}, \text{Al})_2\text{O}_7)$, slightly shifted to the metasomatic and carbonatite zirconolites (Fig. 8a). As the zirconolite contains ACT and REE elements, the diagram of HURAI et al. (2018) (Fig. 8b) can further clarify its properties. Our unzoned zirconolites and the rims of the zoned zir-

conolite crystals overlap with those representing carbonatite and metasomatic rocks (Fig. 8b). The cores of the zoned grains overlap with the typical zirconolites of carbonatite and syenite, nepheline systems. Zirconolites in metasomatically altered rocks typically exhibit a considerable variation of ACT and are generally relatively poor in Nb and Ta, while they are HREE (Y) dominated (GIERÉ et al. 1998). None of these characteristics are typical to the zirconolites we studied. Concurrently, the zirconolites from carbonatite rocks are rich in Nb, their FeO^T content is higher than their MgO content, and their LREE (La, Ce, Nd) content is higher compared to their HREE (Y) content (GIERÉ et al. 1998). This is similar to our studied samples. The amount of ACT and REE may help to understand the crystallization conditions and give a possible explanation for the twinning characteristics of the studied zirconolites. Increasing ACT and REE tend to produce twinning in zirconolite (VANCE et al. 1994, COELHO et al. 1997, BEGG & VANCE 1997), a property also found in our studied zirconolite grains. While diopside and perovskite regularly appear in Oldoinyo Lengai rocks, and ilmenite is also not unique, zirconolite has not been documented yet.

Zirconolite likely did not form directly via the olivine + titanite reaction but rather crystallized from contemporaneous magmatic processes. Nevertheless, the breakdown of titanite during the solid-state reaction released Zr (0.4–0.8 wt%), which contributed to zirconolite crystallization. Zirconolite can be primary magmatic mineral in carbonatite systems, as it was found in melt inclusions from Kerimasi (KÁLDOS et al. 2015). The mineral chemistry of zirconolite indicates formation during the late stages of magmatic evolution in a REE-enriched environment, consistent with co-crystallization of REE-perovskite (MITCHELL 2002). While the nearly ideal CaTiO perovskite inclusions formed at high temperatures during the “diopside paragenesis” (970–

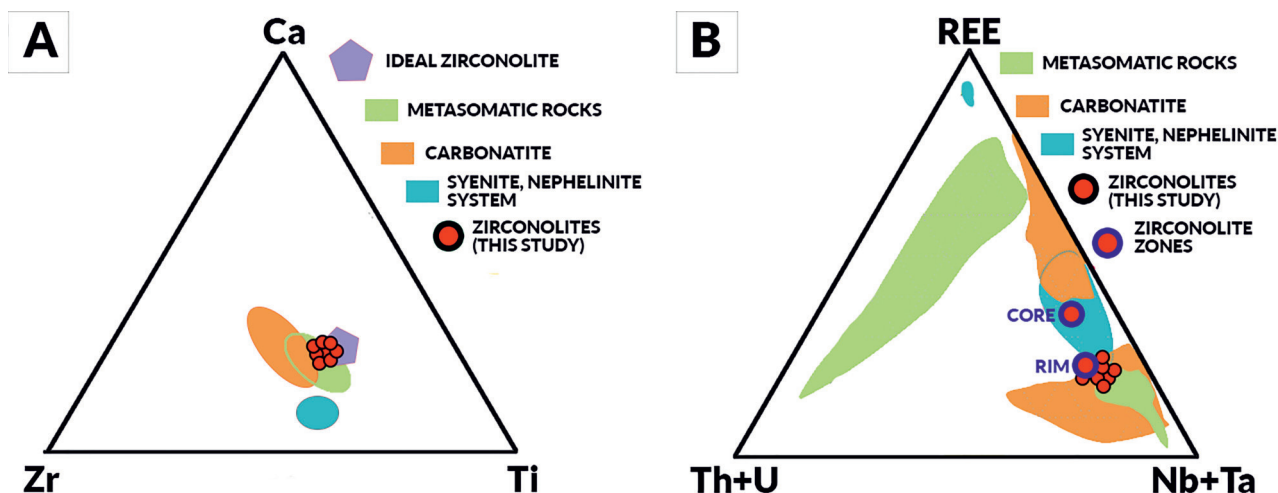


Figure 8. Compositions of zirconolite from distinct petrographic settings, Oldoinyo Lengai micro-ijolite, Tanzania. The figure contains the modified diagrams of GIERÉ et al. (1998) and HURAI et al. (2018). The plots of our samples on both A and B Figure are based on 15 analyses ($n=15$). The core and rim plots on Figure B show the results of TEM measurements.

8. ábra. Az Oldoinyo Lengai (Tanzánia) mikro-ijolitjából származó zirconolit összetétele különböző petrográfiai tulajdonságokkal rendelkező más zirconolitszemcékkel. Az ábra GIERÉ et al. (1998) és HURAI et al. (2018) után módosítva. Az A és B ábrákon található saját mérések 15 analízisre alapulnak ($n=15$). A mag-szegély (core-rim) jelek a B ábrán a TEM-mérések adatait mutatják.

1070 °C), the REE-bearing perovskites of the symplectites likely crystallized at lower temperatures, in later stages. Also, we cannot rule out the effect of a possible fluid phase, as it is known that REE can be transported in carbonatite fluids (MORORÓ et al. 2024, YUAN et al. 2024), however based on the composition and *Figure 8* it is not likely. Ideally, the U, Th content and the lack of common lead, makes zirconolite a potential U–Pb chronometer (LUMPKIN et al. 1994, WILLIAMS & GIERÉ 1996, RASMUSSEN & FLETCHER 2004, HURAI et al. 2018, WANG et al. 2021), however, the size of the studied zirconolite grains is too small, and number of the grains is also quite low, not making possible a reliable calculation for the age of this mineral.

Temperature change and symplectite grain sizes

The crystal size distribution of the symplectites is bimodal: diopside and ilmenite form both coarse-grained (2–3 µm) and fine-grained (<2 µm) lamellae, while zirconolite shows solely coarse-grained (~5 µm) lamellae, and REE-perovskite form medium-size lamellae (*Fig. 2f, Fig. 3*). Typically, low-temperatures crystallization produces fine-grained lamellae, while high-temperature conditions promote the growths of coarse-grained lamella (HOFFMANN & WEEKS 1962, WEEKS 1963, MARXSEN et al. 2020). Furthermore, variations in reaction speed may influence lamella thickness (GAIDIES et al. 2017). We propose that the temperature fluctuations during the alteration of “diopside parageneses” and “aegirine-augite parageneses” caused the observed bimodal crystal size distribution. Consequently, the fine-grained lamellae of ilmenite and diopside likely formed at lower temperatures during the “aegirine-augite paragenesis”, while the coarse-grained lamellae of zirconolite, ilmenite and diopside developed during the “diopside paragenesis” at higher temperature (*Fig. 9, Fig. 10*). The medium-sized lamellae of REE-perovskite likely formed at intermediate

temperatures between the two parageneses. To test this hypothesis, we selected two representative diopside-ilmenite pairs that co-crystallized as coarse-grained lamellae within the symplectites and used them for thermometry following the method of BISHOP (1980), assuming a pressure of 1000 to 7000 bars (*Table II*). The method is based on the distribution of Fe_c and Mg between clinopyroxene and ilmenite, a well-established geothermometric indicator in both igneous and metamorphic rocks. The thermometer is expressed by the following equation:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{748 + 2745 \left[\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{Fe2+}} \right]^{cpx} + 817 \left[2 \left[\frac{\text{Fe}^{Fe2+}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{Fe2+}} \right] \right]^{\ln} + 0.0106 P}{\ln \ln K_D} - 273 \quad (2)$$

where,

$$K_D = \frac{\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}} \right)^{cpx}}{\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}} \right)^{ilm}}$$

The thermometer is insensitive to pressure, and the results indicate that the coarse-grained lamellae of diopside and ilmenite crystallized at 1028–1057 °C. These values overlap with the temperature range of the diopside paragenesis (970–1070 °C), confirming that the symplectites formed during the ongoing crystallization: coarse-grained lamellae (ilmenite, zirconolite, diopside) formed at relatively high temperatures during the “diopside parageneses”; fine-grained lamellae (ilmenite, diopside) at lower temperatures during the “aegirine-augite parageneses” (*Fig. 10*); and the medium-sized lamellae of REE-perovskite formed at intermediate temperatures between the two parageneses (*Fig. 9*).

Conclusions

Our study presents the first documented occurrence of zirconolite from Oldoinyo Lengai. The mineral occurs within ilmenite–diopside–zirconolite ± REE-perovskite symplectites hosted in olivine-phlogopite micro-ijolite enclaves.

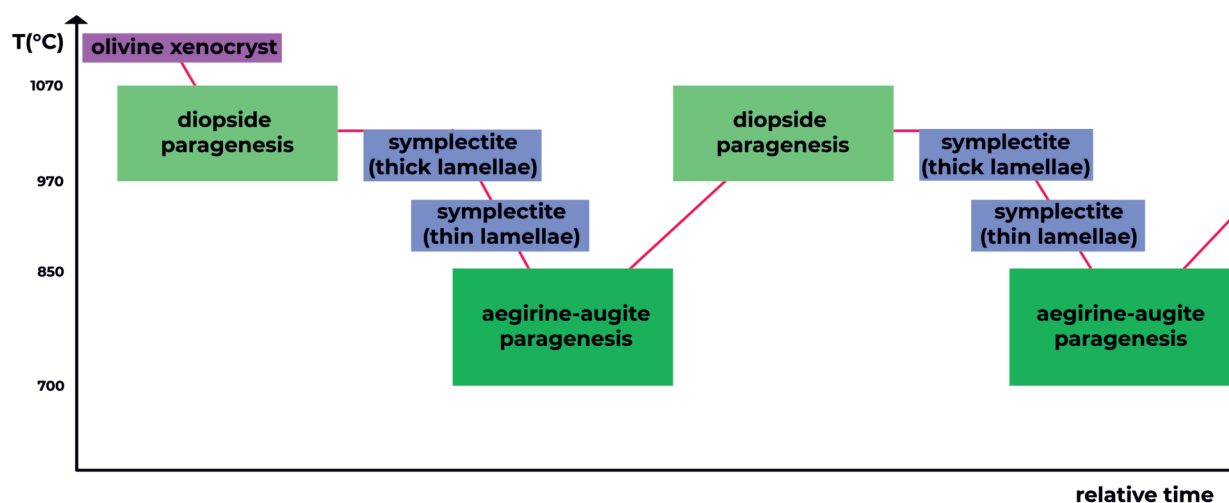


Figure 9. Schematic figure for the crystallisation of olivine-phlogopite micro-ijolite, Oldoinyo Lengai, Tanzania. The symplectites formed during crystallisation at different temperatures, probably in several steps. Thick lamellae stand for coarse-grained lamellae, while thin lamellae stand for fine-grained lamellae.

9. ábra. Sematikus ábra az Oldoinyo Lengai olivin-flogopit mikro-ijolitok kristályosodási folyamatairól. A szimplektitek különböző hőmérsékleteken, feltehetőleg több lépésben keletkeztek. A „thick” vastag lamellák a durvaszemcsés lamellákra utalnak, míg a „thin” vékony lamella a finomszemcsésre.

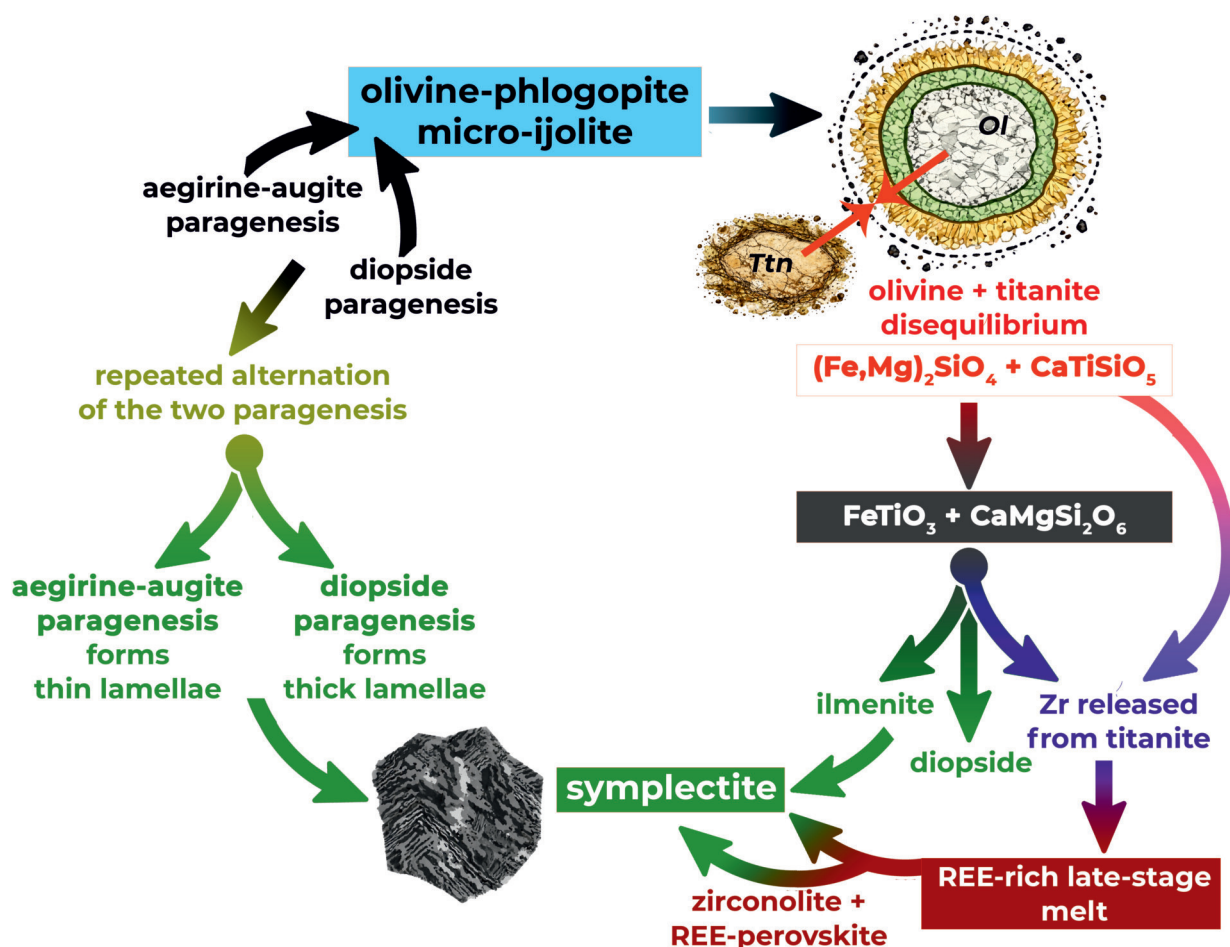


Figure 10. Schematic model of zirconolite-bearing symplectite formation in olivine–phlogopite micro-ijolite enclaves. Symplectites formed by a subsolidus reaction between olivine and titanite under disequilibrium conditions, producing diopside and ilmenite. Zirconolite did not crystallize directly from this reaction but formed from a late-stage, REE-rich melt, partly supplied by Zr released during titanite breakdown. Alternating high-temperature diopside and lower temperature aegirine-augite parageneses controlled the bimodal lamella size distribution, with coarse lamellae forming at higher temperatures and fine lamellae at lower temperatures.

10. ábra. Sematikus modell, mely az olivin-flogopit mikro-ijolitban megtalálható cirkonolit-tartalmú szimplektitok kialakulását mutatja. A szimplektitok az olivin és titanit közötti nemegyensúlyi helyzet során, szubsolidusz körülmények mellett képződtek. Az olivin és titanit reakciója okozta a diopszid és ilmenit létrejöttét; míg a cirkonolit részben a titanit szétesése során felszabaduló Zr miatt jött létre a kristályosodás kései fázisában egy addigra RFF-gazdagabbá váló olvadékból. A magasabb hőmérsékletű diopszid paragenézis és alacsonyabb hőmérsékletű egirin-augit paragenézis váltakozása vezetett a bimodális lamella méret eloszláshoz a szimplektiten belül. A vastag lamellák magasabb hőmérséklethez, a vékonyabb lamellák pedig alacsonyabb hőmérséklethez kapcsolódva jöttek létre.

The host rocks are complex, containing minerals crystallized at multiple stages, predominantly following two parageneses: high-temperature (~ 1028 – 1057 °C) “diopside paragenesis” and low-temperature (~ 700 – 850 °C) “aegirine-augite paragenesis”. The symplectites represent solid–solid reaction textures formed during ongoing magmatic crystallization, specifically resulting from disequilibrium between early-formed olivine and late-crystallized titanite (see Fig. 10). The alteration of “diopside paragenesis” and “aegirine-augite paragenesis” also influenced the growths of the symplectites (Fig. 10).

The zirconolite crystals exhibit near-ideal compositions and belong to the zirconolite-2M polytype, showing characteristic twinning. The twin axis is parallel to [110], resulting in 180° rotation around the [110], with the contact plane parallel to [001]. The presence of REE and ACT elements may have induced the twinning (GIERÉ et al. 1998). The zirconolites’ enrichment in actinides (U, Th) and LREEs together

with co-crystallized REE-rich perovskite, suggests crystallization from a later-stage, incompatible-element-enriched melt, in contrast to the other constituents of olivine-phlogopite micro-ijolite enclaves. This highlights the coexistence of subsolidus mineral reactions and magmatic processes within the same temporal and environmental framework.

Our findings demonstrate that metamorphic-style subsolidus reactions – typically considered post magmatic – can also occur in situ active magmatic evolution (Fig. 10). This challenges the conventional separation of igneous and metamorphic domains. Zirconolite, owing to its composition and potential for U–Pb geochronology, may serve as a valuable tool for constraining the thermal and temporal evolution of carbonatite-associated alkaline systems, provided that future work identifies larger grains in sufficient abundance. Such grains could also shed light on the age of the magmatic activities beneath the Oldoinyo Lengai volcano.

Table II. Two typical diopside-ilmenite pairs and thermometry cf. BISHOP (1980). The mineral compositions are in weight percent by EDS (normalized). The pairs occur as coarse-grained intergrown lamellae in symplectites. Calculated temperatures are virtually pressure-insensitive and suggest formation at 1028–1057 °C.

II. táblázat. Két reprezentatív diopszid-ilmenit pár termometriája BISHOP (1980) módszerét használva. Az ásványösszetételek tömegszázalékban vannak megadva, EDS-mérés alapján, normálva. A párok vastag (durvaszemcsés) lamellaként jelennek meg a szimplektiten belül. A számolt hőmérsékleti értékek alapvetően nyomásra nem érzékenyek, és 1028-1057°C-os kialakulást adnak.

main element oxide contents in weight percent (wt%) (EDS)				
	pair 1		pair 2	
	Ilm	Di	Ilm	Di
SiO ₂	0.9	54.7	0.9	54.6
CaO	0.2	19.5	0.2	20.4
FeO ^T	34.1	2.3	34.2	2.4
Al ₂ O ₃	0.6	0.8	0.6	0.8
MgO	11.3	21.8	11.2	21.0
TiO ₂	53.0	0.9	53.0	0.8
analytical sum	100.0	100.0	100.0	100.0
numbers of cations, for Di based on 6 O, for Ilm based on 4 O in atoms per formula unit (apfu)				
Si	0.02	1.96	0.02	1.96
Ca	0.01	0.75	0.01	0.79
Fe ^{II}	0.67	0.07	0.67	0.07
Fe ^{III}	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	0.02	0.03	0.02	0.03
Mg	0.39	1.16	0.39	1.12
Ti	0.93	0.03	0.93	0.02
sum cations	2.06	4.00	2.05	3.99
thermometry				
P (kbar)	T (°C)			
1	1027.6		1049.6	
2	1027.7		1050.7	
3	1028.2		1051.2	
4	1030.7		1052.4	
5	1033.8		1054.8	
6	1037.0		1055.7	
7	1040.1		1056.8	
	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
	1027.6	1040.1	1049.6	1056.8

Acknowledgements

We thank Levente ILLÉS (Institute of Technical Physics and Materials Science, Budapest) for preparing the FIB lamella. We thank Mohammad Sahroz Mohammad Eiaz KHAN for his assistance in enhancing the language of the manuscript. This study was supported by project NKFIH (National Research, Development, and Innovation Office of Hungary) K-142855 to Tibor GUZMICS and Márta BERKESI. Márta BERKESI was additionally supported by MTA FI FluidsByDepth Momentum research grant (nr. LP 2022-2/2022).

Availability of data and materials

All data contributing to this study are provided within the manuscript and/or the supplementary information file.

ESM Table I. Main element oxide contents of selected clinopyroxenes from distinct textural settings, Oldoinyo Lengai micro-jiolite, Tanzania. mg# - Mg/(Mg+Fe²⁺)*100, molar. The results present measurements obtained by the WDS method. The incorporation of Al into the tetrahedral and octahedral sites followed a charge-balanced fill-up approach.

DM I. táblázat. Néhány reprezentatív, különböző szövettani helyzetből származó klinopiroxénszemcsé főelemösszetétele (tömegszázalékban) oxidos formában az Oldoinyo Lengai (Tanzánia) mikro-ijolitjából, WDS-analízis alapján. A moláris mg# Mg/(Mg+Fe²⁺)*100 alapján van számolva. Az Al tetraédéri és oktaédéri pozícióját töltésgyensúly alapján kalkuláltuk.

ESM Table II. Main element oxide contents of selected ilmenite and perovskite, Oldoinyo Lengai micro-jiolite, Tanzania. The results present measurements obtained by the EDS method (normalized). Based on the instrument and the different types of measurements, the LLD value is generally in the range of about 0.1–0.5 wt% for EDS analyses.

DM II. táblázat. Néhány reprezentatív ilmenit és perovszkítszemcsé főelemösszetétele (tömegszázalékban) oxidos formában az Oldoinyo Lengai (Tanzánia) mikro-ijolitjából, EDS-analízis (normált) alapján. A műszer és a különböző mérési módszerek alapján az EDS-analízisekre jellemző LLD (kimutatási határ) értéke általában körülbelül 0,1-0,5 tömegszázalék.

3D model in supplementary. 3D model for the visualisation of zirconolite twinning. The twin relationship was studied in two orientations (α and β) of the crystals (by tilting the sample ~30° around [001]), displaying two pairs of orientations. In orientation α , the [1-10] and [010] and in orientation β , the [100] and [130] zone axes are parallel to the electron beam and belong to X and Y twin domains, respectively. The twin axis is parallel to [110] (resulting in 180° rotation around the [110], with the contact plane parallel to (001)). To open the 3D model, use 3D-builder in Windows or the following website: <https://gltf-viewer.donmccurdy.com/>

3D modell. 3D modell a cirkonolit ikresedésének szemléltetésére. Az ikerkapcsolat a kristály két orientációjában (α és β) lett vizsgálva (a minta kb. 30°-kal elfordítását követően a [001] tengely körül), két orientációpárt mutatva. Részletesen a 7. ábra mutatja meg az ikresedési vizsgálatot. A 3D modell megnyitásához használható a Windows-os 3D-builder, vagy az alábbi weboldal:

<https://gltf-viewer.donmccurdy.com/>

References – Irodalom

- ANENBURG, M., MAVROGENES, J.A., FRIGO, C. & WALL, F. 2020: Rare earth element mobility in and around carbonatites controlled by sodium, potassium, and silica. – *Science Advances* **6**, 65–70. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abb6570>
- BAKER, B.H., WILLIAMS, L.A.J., MILLER, J.A. & FITCH, F.J. 1971: Sequence and geochronology of the Kenya Rift volcanic. – *Tectonophysics* **11**, 191–215. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(71\)90030-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90030-8)
- BAYLISS, P., MAZZI, F., MUNNO, R. & WHITE, T.J. 1989: Mineral nomenclature zirconolite. – *Mineralogical Magazine* **53**, 565–569. <https://doi.org/10.1180/minmag.1989.053.373.07>
- BEGG, B.D. & VANCE, E.R. 1997: The incorporation of cerium in zirconolite. – *Materials Research Society Symp Proc* **465**, 333. <https://doi.org/10.1557/PROC-465-333>
- BELLATRECCIA, F., DELLA VENTURA, G., WILLIAMS, C.T., LUMPKIN, G.R., SMITH, K.L. & COLELLA, M. 2002: Non-metamict zirconolite polytypes from the feldspathoid-bearing alkalisyenitic ejecta of the Vico volcanic complex (Latium, Italy). – *European Journal of Mineralogy* **14**, 809–820. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2002/0014-0809>
- BERKESI, M., MYOVELA, J.L., YAXLEY, G.M. & GUZMICS, T. 2023: Carbonatite formation in continental settings via high temperature–high pressure liquid immiscibility. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **349**, 41–54. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.03.027>
- BISHOP, F.C. 1980: The distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with applications to geothermometry. – *American Journal of Science* **280**, 46–77. <https://doi.org/10.2475/AJS.280.1.46>
- BROWN, C. & GIRDLER, R.W. 1980: Interpretation of African gravity and its implication for the breakup of the continents. – *Journal of Geophysical Research* **85**, 6443–6455. <https://doi.org/10.1029/JB085iB11p06443>
- CARMICHAEL, I.S.E., NICHOLLS, J. & SMITH, A.L. 1970: Silica activity in igneous rocks. – *American Mineralogist* **55**, 246–263.
- CARMODY, L. 2012: *Geochemical characteristics of carbonatite-related volcanism and sub-volcanic metasomatism at Oldoinyo Lengai, Tanzania*. – PhD thesis, University College London, London/UK, 338 p.
- COELHO, A.A., CHEARY, R.W. & SMITH, K.L. 1997: Analysis and Structural Determination of Nd-Substituted Zirconolite-4M. – *Journal of Solid State Chemistry* **129**, 346–359. <https://doi.org/10.1006/jssc.1996.7263>
- CONTI, P., PISTIS, M., BERNARDINETTI, S., BARBAGLI, A., ZIRULIA, A., SERRI, L., COLONNA, T., GUASTALDI, E. & GHIGLIERI, G. 2021: Tectonic setting of the Kenya Rift in the Nakuru area, based on geophysical prospecting. – *Geosciences* **11**, 80. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020080>
- CORTI, G. 2012: Evolution and characteristics of continental rifting: analogue modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. – *Tectonophysics* **522–523**, 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.010>
- DAWSON, J.B. 2008: The Gregory Rift Valley and Neogene–Recent volcanoes in Northern Tanzania. – *Geol. Soc. London, Memoirs* **33**, 112 p. <https://doi.org/10.1144/M33>
- DAWSON, J.B., SMITH, J.V. & STEELE, I.M. 1994: Trace-element distribution between coexisting perovskite, apatite and titanite from Oldoinyo Lengai, Tanzania. – *Chemical Geology* **117**, 285–290. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90132-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90132-5)
- DAWSON, J.B., SMITH, J.V. & STEELE, I.M. 1995: Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania. – *Journal of Petrology* **36**, 797–826. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.797>
- DE HOOG, J.C.M. & VAN BERGEN, M.J. 1997: Notes on the chemical composition of zirconolite with thorite inclusions from Walaweduwa, Sri Lanka. – *Mineralogical Magazine* **61**, 721–725. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.408.13>
- DELLA VENTURA G., BELLATRECCIA, F. & WILLIAMS, C.T. 2000: Zirconolite with significant REE₂ZrNb(Mn,Fe)O from a xenolith of the Laacher See eruptive center, Eifel volcanics, Germany. – *Canadian Mineralogist* **38**, 57–65. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.1.57>
- DONALDSON, C.H., DAWSON, J.B., KANARIS-SOTIRIOU, R., BATCHELOR, R.A. & WALSH, J.N. 1987: The silicate lavas of Oldoinyo Lengai, Tanzania. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* **156**, 247–279.
- EBINGER, C.J. & SLEEP, N.H. 1998: Cenozoic magmatism throughout East-Africa resulting from impact of a single plume. – *Nature* **395**, 788–791. <https://doi.org/10.1038/27417>
- GAIDIES, F., MILKE, R., HEINRICH, W. & ABART, R. 2017: Metamorphic mineral reactions: porphyroblast, corona and symplectite growth. – In: HEINRICH, W. & ABART, R. (eds): *Mineral reaction kinetics: Microstructures, textures, chemical and isotopic signatures*. EMU Notes in Mineralogy **14**, 469–540. <https://doi.org/10.1180/EMU-notes.16.14>
- GIERÉ, R. 1986: Zirconolite, allanite and hoegbomite in a marble skarn from the Bergell contact aureole: implications for mobility of Ti, Zr and REE. – *Contribution to Mineralogy and Petrology* **93**, 459–470. <https://doi.org/10.1007/BF00371716>
- GIERÉ, R. 1990: Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). – *Terra Nova* **2**, 60–67. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1990.tb00037.x>
- GIERÉ, R. & WILLIAMS, C.T. 1992: REE-bearing minerals in a Ti-rich vein from the Adamello contact aureole (Italy). – *Contribution to Mineralogy and Petrology* **112**, 83–100. <https://doi.org/10.1007/BF00310957>
- GIERÉ, R., WILLIAMS, C.T. & LUMPKIN, G.R. 1998: Chemical characteristics of natural zirconolite. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **78**, 433–459. <https://doi.org/10.5169/seals-59299>
- GUZMICS, T., ZAJACZ, Z., MITCHELL, R.H., SZABÓ, Cs. & WALLE, M. 2015: The role of liquid–liquid immiscibility and crystal fractionation in the genesis of carbonatite magmas: insights from Kerimasi melt inclusions. – *Contribution to Mineralogy and Petrology* **169**, 17. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1093-4>
- HAIFLER, J., ŠKODA, R., FILIP, J., LARSEN, A.O. & ROHLÍČEK, J. 2021: Zirconolite from Larvik Plutonic Complex, Norway, its relationship to stefanweissite and nöggerathite, and contribution to the improvement of zirconolite endmember systematic. – *American Mineralogist* **106**, 1255–1272. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7510>
- HALÁSZ, N., BERKESI, M., TÓTH, M., MITCHELL, R.H., MILKE, R. & GUZMICS, T. 2023: Reconstruction of magma chamber processes

- preserved in olivine-phlogopite micro-ijolites from the Oldoinyo Lengai, Tanzania. – *Journal of African Earth Sciences* **197**, 104738. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104738>
- HEAMAN, L.M. & LE CHEMINANT, A.N. 1993: Paragenesis and U–Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). – *Chemical Geology* **110**, 95–126. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90249-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90249-1)
- HIROI, Y., MOTOYOSHI, Y., SHIRAIISHI, K. & MATHAVAN, V. 1997: Local formation of hercynite–plagioclase symplectite after garnet and sillimanite in khondalite from Habarana, Sri Lanka: mineral textures. – *Proc NIPR Symposium, Antarctic Geoscience* **10**, 153–164. <https://doi.org/10.2465/jmps.221130>
- HOFFMAN, J.D. & WEEKS, J.J. 1962: Rate of spherulitic crystallization with chain folds in polychlorotrifluoroethylene. – *Journal of Chemical Physics* **37**, 17–23. <https://doi.org/10.1063/1.1733363>
- HURAI, V., HURAIÓVÁ, M., GAJDOŠOVÁ, M., KONEČNÝ, P., SLOBODNÍK, M. & SIEGFRIED, P.R. 2018: Compositional variations of zirconolite from the Evate apatite deposit (Mozambique) as an indicator of magmatic-hydrothermal conditions during post-orogenic collapse of Gondwana. – *Mineralogy and Petrology* **112**, 279–296. <https://doi.org/10.1007/s00710-017-0538-7>
- KÁLDOS, R., MITCHELL, R.H., DAWSON, J.B., MILKE, R. & SZABÓ, Cs. 2015: A melt evolution model for Kerimasi volcano, Tanzania: Evidence from carbonate melt inclusions in jacupirangite. – *Lithos* **238**, 101–119. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.011>
- KELLER, J. & KRAFT, M. 1990: Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988. – *Bulletin Volcanology* **52**, 629–645. <https://doi.org/10.1007/BF00301213>
- KESSON, S.E., SINCLAIR, W.J. & RINGWOOD, A.E. 1983: Solid solution limits in SYNROC zirconolite. – *Waste Management* **4**, 259–265. [https://doi.org/10.1016/0191-815X\(83\)90019-0](https://doi.org/10.1016/0191-815X(83)90019-0)
- KLAUDIUS, J. & KELLER, J. 2006: Peralkaline silicate lavas at Oldoinyo Lengai, Tanzania. – *Lithos* **91**, 173–190. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.017>
- KRUK, M.N., DOROSHEVICH, A.G., PROKOPYEV, I.R. & IZBRODIN, I.A. 2021: Mineralogy of phoscorites of the Arbarastakh Complex (Republic of Sakha, Yakutia, Russia). – *Minerals* **11**, 556. <https://doi.org/10.3390/min11060556>
- LITHGOW-BERTELLONI, C. & SILVER, P.G. 1998: Dynamic topography, plate driving forces and the African Superswell. – *Nature* **395**, 269–272. <https://doi.org/10.1038/26212>
- LUMPKIN, G.R., SMITH, K.L., BLACKFORD, M.G., GIERÉ, R. & WILLIAMS, C.T. 1994: Determination of 25 elements in the complex oxide mineral zirconolite by analytical electron microscopy. – *Micron* **25**, 581–587. [https://doi.org/10.1016/0968-4328\(94\)90020-5](https://doi.org/10.1016/0968-4328(94)90020-5)
- MANA, S., FURMAN, T., CARR, M.J., MOLLEL, G.F., MORTLOCK, R.A., FEIGENSON, M.D., TURRIN, B.D. & SWISHER, C.C. 2012: Geochemistry and geochemistry of the Essimigor volcano: Melting of metasomatized lithospheric mantle beneath the North Tanzanian Divergence zone (East African Rift). – *Lithos* **155**, 310–325. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.09.009>
- MANA, S., FURMAN, T., TURRIN, B.D., FEIGENSON, M.D. & SWISHER, C.C. 2015: Magmatic activity across the East African North Tanzanian Divergence Zone. – *Journal of the Geological Society* **172**, 368–389. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-072>
- MARXSEN, S.F., HÄUßLER, M., MECKING, S. & ALAMO, R.G. 2020: Isothermal step thickening in a long-spaced aliphatic polyester. – *Polymer* **191**, 122282. <https://doi.org/10.1016/j.polymer.2020.122282>
- MAZZI, F. & MUNNO, R. 1983: Calciobetafite (new mineral of the pyrochlore group) and related minerals from Campi Flegrei, Italy; crystal structures of polymignyte and zirkelite: comparison with pyrochlore and zirconolite. – *American Mineralogist* **68**, 262–276.
- MITCHELL, R.H. 2002: *Perovskites: modern and ancient*. – Almaz Press, Ontario/CA, 316 p.
- MITCHELL, R.H. & VLADYKIN, N.V. 1993: Rare earth element-bearing taconite and potassium barium titanites from the Little Murun potassic alkaline complex, Yakutia, Russia. – *Mineral Magazine* **57**, 651–664. <https://doi.org/10.1180/minmag.1993.057.389.09>
- MORORÓ, E.A.A., BERKESI, M., ZAJACZ, Z. & GUZMICS, T. 2024: Rare earth element transport and mineralization linked to fluids from carbonatite systems. – *Geology* **52**, 240–244. <https://doi.org/10.1130/G51531.1>
- OBATA, M. 2011: Kelyphite and symplectite: textural and mineralogical diversities and universality, and a new dynamic view of their structural formation. – In: SHARKOV, E.V. (eds.): *New Frontiers in Tectonic Research—General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs*. InTech Open, 93–122. <https://doi.org/10.5772/20265>
- POUCHOU, J.L. & PICOIR, F. 1991: Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model ‘PAP’. – In: HEINRICH, K.F.J. & NEWBURY D.E. (eds): *Electron probe quantitation*. Plenum Press, New York/NY, 31–75.
- PRODEHL, C., JACOB, B., THYBO, H., DINDI, E. & STANGL, R. 1994: Crustal structure on the northeastern flank of the Kenya rift. – In: PRODEHL, C., KELLER, G.R. & KHAN, M.A. (eds): *Crustal and Upper Mantle Structure of the Kenya Rift*. *Tectonophysics* **236**, 271–290. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90180-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90180-5)
- RASMUSSEN, B. & FLETCHER, I.R. 2004: Zirconolite: A new U–Pb chronometer for mafic igneous rocks. – *Geology* **32**, 785–788. <https://doi.org/10.1130/G20658.1>
- RIED, F. 1994: *Titanmobilität: Metasomatische, titanreiche Adern am Kontakt von Dolomitmarmoren zur Bergell Intrusion*. – PhD thesis, ETH Zürich, Zürich/CH, 204 p.
- ROGERS, N., MACDONALD, R., FITTON, G., GEORGE, R., SMITH, M. & BARREIRO, B. 2000: Two mantle plumes beneath the East-African rift system: Sr, Nd, and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. – *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 387–400. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00012-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00012-1)
- ROSSELL, H.J. 1980: Zirconolite – a fluorite-related superstructure. – *Nature* **283**, 282–283. <https://doi.org/10.1038/283282a0>
- SEKISOVA, V.S., SHARYGIN, V.V., ZAITSEV, A.N. & STREKOPYTOV, S. 2015: Liquid immiscibility during crystallisation of forsterite–phlogopite ijolites at Oldoinyo Lengai Volcano, Tanzania: study of melt inclusions. – *Russian Geology and Geophysics* **56**, 1717–1737. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.11.005>
- SIMIYU, S.M. & KELLER, G.R. 1997: An integrated analysis of lithospheric structure across the East African plateau based on gravity anomalies and recent seismic studies. – *Tectonophysics* **278**, 291–313. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00109-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00109-1)
- SMITH, K.L. & LUMPKIN, G.R. 1993: Structural features of zirconolite, hollandite and perovskite, the major waste-bearing phases in

- Synroc. – In: BOLAND, J.N. & FITZGERALD, J.D. (eds): *Defects and Processes in the Solid State. Geoscience Applications*, Elsevier, Amsterdam, 401 p.
- VANCE, E.R., BEGG, B.D., DAY, R.A. & BALL, C.J. 1994: Zirconolite-rich ceramics for actinide wastes. – *Materials Research Society Symposium Proceedings* **353**, 767–774. <https://doi.org/10.1557/PROC-353-767>
- VEKSLER, I.V. & TEPTILEV, M.P. 1990: Conditions for crystallization and concentration of perovskite-type minerals in alkaline magmas. – *Lithos* **26**, 177–189. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90047-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90047-5)
- VERNON, R.H. 2004: *A practical guide to rock microstructure*. – Cambridge University Press, Cambridge, UK, 606 p.
- WANG, N., MAO, Q., ZHANG, T., HAO, J. & LIN, Y. 2021: NanoSIMS and EPMA dating of lunar zirconolite. – *Earth Planet Space* **8**, 51. <https://doi.org/10.1186/s40645-021-00446-3>
- WEEKS, J.J. 1963: Melting temperature and change of lamellar thickness with time for bulk polyethylene. – *Journal of Research of the National Bureau of Standards, Section A: Physics and Chemistry* **67**, 441–451. <https://doi.org/10.6028/jres.067A.046>
- WHITE, T.J. 1984: The microstructure and microchemistry of synthetic zirconolite, zirkelite and related phases. – *American Mineralogist* **69**, 1156–1172.
- WHITE, T.J., SEGALL, R.L., HUTCHINSON, J.L. & BARRY, J.C. 1984: Polytypic behaviour of zirconolite. – *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **392**, 343–358. <https://doi.org/10.1098/rspa.1984.0035>
- WHITNEY, D. & EVANS, B.W. 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals. – *American Mineralogist* **95**, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- WILLIAMS, C.T. & GIERÉ, R. 1996: Zirconolite: A review of localities worldwide, and a compilation of its chemical compositions. – *Bulletin of the Natural History Museum, London* **52**, 1–24.
- WILLIAMS, C.T., BULAKH, A.G., GIERÉ, R., LUMPKIN, G.R. & MARIANO, A.N. 2001: Alteration features in natural zirconolite from carbonatites. – *Materials Research Society Symposium Proceedings* **663**, 945. <https://doi.org/10.1557/PROC-663-945>
- WOOD, J. & GUTH, A. 2014: *East Africa's Great Rift Valley: a complex rift system*. Michigan Technological University. <http://geology.com/articles/east-africa-rift.shtml> (accessed 16.02.2025)
- XIROUCHAKIS, D., LINDSLEY, D.H. & ANDERSEN, D.J. 2001: Assemblages with titanite (CaTiOSiO₃), Ca–Mg–Fe olivine and pyroxenes, Fe–Mg–Ti oxides, and quartz: Part I. Theory. – *American Mineralogist* **86**, 247–253. <https://doi.org/10.2138/am-2001-2-306>
- XIROUCHAKIS, D., LINDSLEY, D.H. & ANDERSEN, D.J. 2001: Assemblages with titanite (CaTiOSiO₃), Ca–Mg–Fe olivine and pyroxenes, Fe–Mg–Ti oxides, and quartz: Part II. Application. – *American Mineralogist* **86**, 254–264. <https://doi.org/10.2138/am-2001-2-307>
- YAXLEY, G.M., ANENBURG, M., TAPPE, S., DECREE, S. & GUZMICS, T. 2022: Carbonatites: classification, sources, evolution, and emplacement. – *Earth and Planetary Science Letters* **50**, 261–293. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-032320-104243>
- YUAN, X., YANG, Z., MAYANOVIC, R.A. & HOU, Z. 2024: Experimental evidence reveals the mobilization and mineralization processes of rare earth elements in carbonatites. – *Science Advances* **10/27**, eadm9118 <https://doi.org/10.1126/sciadv.adm9118>
- ZUBKOVA, N.V., CHUKANOV, N.V., PEKOV, I.V., TERNES, B., SCHÜLLER, W., KSENOFONTOV, D.A. & PUSHCHAROVSKY, D.Y. 2018: The crystal structure of nonmetamict Nb-rich zirconolite-3T from the Eifel paleovolcanic region, Germany. – *Zeitschrift für Kristallographie – Crystalline Materials* **7**, 463–468. <https://doi.org/10.1515/zkri-2017-2133>

Manuscript received: 23/01/2026

A sekélytengeri karbonátrétegsorokban megjelenő paleotalajok sajátos jellegei és értelmezésük problémái – áttekintés

MINDSZENTY Andrea

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C. E-mail: andrea.mindszenty@gmail.com

The controversial nature of paleosols related to shallow marine carbonate depositional sequences – A review

Abstract

The study of paleosols, intercalated in cyclic shallow water carbonates sediments, dates back to the 19th century. For a long time, they were considered simply as indicators of subaerial exposure. Only in the '80-ies of the 20th century their significance in assessing the duration of the subaerial episodes became realized. By the analogy of modern soils, the degree of development (soil maturity index) of pedogenically modified horizons seemed to be promising in this respect. Also, the climate signal potentially present in paleosols has been often used with the hope of supporting climate reconstructions. More and more detailed studies, however, revealed that the analogue of modern soils has to be applied with extreme caution. They proved to be much more sediments than just old soils and even their preserved climate signal turned out to be less straightforward than previously expected. The present paper is an attempt to evaluate some of the apparent controversies of these ambivalent formations and also to show how – despite the obvious difficulties – they may be all the same, useful tools in the paleoenvironmental reconstruction. Finally, the role of the study of intraformational paleosols in understanding some hitherto overlooked details of subtle geodynamically controlled subsidence-anomalies of otherwise passive carbonate platform environments is pointed out.

Keywords: *paleosols, microkarst features, calcretes, carbonate cycles, intraformational exposure, regional unconformities, geodynamics, subsidence history, duration of exposure, early diagenesis*

Összefoglalás

A sekélytengeri karbonátciklusokhoz kapcsolódó paleotalajok tanulmányozása hosszú múltra tekint vissza. Sokáig csak a szárazulati kitettség kétségtelen bizonyítékaiként hasznosították őket, majd a '80-as évek második felétől egyre több olyan kísérlet látott napvilágot, amelyek a paleotalajok fejlettségi fokát figyelembe véve – talajtani analógiák alapján – a szárazulati epizódok időtartamát próbálták megállapítani a segítségükkel, sőt megkíséreltek belőlük közvetlen klimatikus információt is kinyerni. Az egyre részletesebb vizsgálatok azonban számos olyan részletet tártak fel, amelyekből kiderült, hogy a talajtani analógiák csak nagy körültekintéssel és a mindenkor üledékképződési környezet sajátosságait szem előtt tartva alkalmazhatók a paleotalajokra, s a klímajel sem nyerhető ki belőlük olyan közvetlenül, ahogy azt kezdetben gondolták. Jelen cikk a karbonátos aljzathoz kötött paleotalajok értelmezésének ellentmondásait és lehetőségeit igyekszik feltárni, és utal e képződmények szerepére a nagyobb kéregszezmensek süllyedéstörténeti anomáliáinak leírásában.

Tárgyszavak: *paleotalaj, paleokarszt, kalkrét, karbonátplatform, szárazulati kitettség, korai diagenézis*

Bevezetés

Az üledékes rétegsorokban megjelenő paleotalajok szárazföldi képződmények lévén minden esetben szárazulati diszkordancia-felületekhez (unkonformitásokhoz, üledékhézagokhoz) kötődnek. Arra hívják fel a figyelmünket, hogy az

üledékképződés (lett legyen az tengeri, tavi, folyóvízi vagy eolikus) valami okból szünetelt. E szünet időtartama alatt szárazulati körülmények uralkodtak, s az üledékfelhalmozódástól mentesült – az atmoszferiliáknak kitett – térszínen megindulhatott a talajosodás. Amikor az üledékképződés folytatódott, a szünet idején képződött talaj (vagy annak marad-

ványai) megőrződhettek, s elvileg a talajtani ismeretekkel is rendelkező szedimentológus számára fontos felvilágosítással szolgálhatnak az üledékhiány idején uralkodott körülményekről (klíma, domborzati helyzet, növénytakaró), sőt – szerencsés esetben – a talajképződésre fordított időről is.

A karbonátos rétegsorokban fellelhető üledékhiányok alapvetően kétfélek:

- rövid időtartamú (10^3 – 10^5 év nagyságrendű), ún. intraformacionális hézagok

- nagy regionális diszkordancia-felületekhez köthető, hosszú időtartamú (10^5 – 10^6 év nagyságrendű vagy annál hosszabb) szárazulati eseményekhez kötött, ún. „geosolok” (RETALLACK 1990).

Az intraformacionális szárazulati eseményekhez kötődő talajok jellemző módon a globális *eusztatikus tengerszint ingadozásokat*¹ tükröző, ciklusos felépítésű karbonátplatform rétegsorok sajátjai (Lofer-ciklusok Attagjai; FISCHER 1964; VÉGH-NEUBRANDT 1982; HAAS 1988, 1994). Ha elfogadjuk, hogy a *teljes cyclothema*² a Milankovich-frekvencia értelmében nagyságrendileg ~20 ezer évet képvisel, akkor a talajosodási epizódok tartama a platform süllyedési rátáját is tekintetbe véve néhány 1000 év vagy annál kevesebb is lehet (WRIGHT 1994). A hosszú időtartamot képviselő „geosolok” létrejöttéhez szükséges szárazulati esemény ezzel szemben általában tektonikus eredetű kiemelkedés, amely többnyire jelentős erózióval s ennek folytán a tényleges szárazulati esemény tartamát jelentősen meghaladó (akár több 10 millió évet kitevő), ún. látszólagos üledékhézaggal társul (pl. SLOSS 1963). Jelen cikk kutatástörténetileg érinti a hosszú időtartamú szárazulati eseményekhez kötődő paleotalajokat is, de elsősorban az intraformacionális karbonátos paleotalajokra összpontosít. Makroszkópos és mikroszkópos jellegeiket sorra véve igyekszik használható ismérveket közreadni annak érdekében, hogy ezeket az üledékképződés és a pedogenezis határmezsgyéjén létrejövő képződményeket terepi és laboratóriumi vizsgálatok alapján helyesen lehessen meghatározni.

A karbonátos környezet paleotalajainak rövid kutatástörténete

Rövid időtartamú, intraformacionális paleotalaj-sorozatok

A karbonátkörnyezet rövid időtartamot képviselő paleotalajairól szóló első híradást WEBSTER (1826), majd néhány évvel később BUCKLAND (1837) paleobotanikai ihletésű munkáiban találjuk. Mindketten a dorseti partok Purbecki-rétegeiből gyűjthető növénymaradványokra lettek figyelmesek. BUCKLAND cikkében látványos rajzot közöl a

¹Eusztázia (v. eusztatikus változások): a tengerszint globálisan egyidejű változásai/ingadozásai.

²Cyclothema: Olyan rétegek egymás utáni sorozata, amelyek egy ülepedési ciklus eredményeként jöttek létre.



Section of the Dirt-bed in the Isle of Portland, shewing the subterranean remains of an ancient Forest. De la Beche.

1. ábra. Az angliai Purbeck Formáció Portland szigetén feltáródott paleotalajszintjének eredeti rajza BUCKLAND 1837-ben kiadott munkájából (RETALLACK 1990 nyomán).

Figure 1. The original drawing of BUCKLAND (1837) of the Jurassic paleosol horizon exposed on the Island of Portland (Purbeck Formation, Dorset, England) (from RETALLACK 1990)

Portland szigetén feltároló Purbecki Formáció egy réteglapjához kötött fosszilis erdőrészt fatuskóiról (1. ábra).

E korai leletek szedimentológiai, illetve paleotalajtani vonatkozásai iránt az érdeklődés, hosszú szünet után, csak a múlt század ötvenes-hatvanas éveiben élénkült fel. Az Alpok triász képződményeivel foglalkozó SCHWARZACHERnek, majd FISCHERnek feltűnt, hogy a sekélytengeri karbonátrétegsorokat több-kevesebb szabályszerűséggel agyagos, illetve meszes-breccsás szintek szakítják meg, s ezek magyarázatául az üledékképződési környezet ismétlődő, rövid időtartamú szárazra kerülését vetették fel (SCHWARZACHER 1947, FISCHER 1964). E felismerés indította el az intraformacionális paleotalajok karrierjét, melyekről 1994-ben V. P. WRIGHT tett közzé nagyobb lélegzetű áttekintő ismertetést. A tudománytörténeti értékű Purbecki-rétegek paleotalaj-szekvenciájának modern szempontok szerinti újravizsgálata STRASSER (1991) nevéhez fűződik.

Hosszú időtartamú szárazulati eseményt képviselő paleotalajok

Bauxit és terra rossa

A karbonátos környezetek nagy regionális unkonformitásaihoz kötődő, hosszú időtartamot képviselő paleotalajairól az első említést Pietro TURINI velencei mérnök leírásában találjuk. Amint azt BÁRDOSY (1997) tudománytörténeti kutatásai feltárták, TURINI (1808) voltaképp pirites karsztbauxit mállása során képződő alunit felhasználásáról írt. Bár nem ismerte fel, hogy a pirites karsztbauxit voltaképp egyfajta elváltozott paleotalaj, mégis tagadhatatlan, hogy a képződmény első említése az ő nevéhez fűződik. A bauxit talaj jellegű málladékként való felismerése azonban még sokáig váratott magára. BERTHIER 1821-es provance-i felfedezése (Les Beaux) és az azt követő ipari érdeklődés nyomán megélénkülő tudományos kutatás nyomán ma már tudjuk, hogy a BERTHIER által felfedezett karsztbauxitok talaj eredetű, uralkodóan agyagos üledékek, melyek a karszttérzsinen felhalmozódva, a ferrallitos talajképződés folyamatainak hatására, hosszú ideig tartó szárazulati

kitettség eredményeként nedves trópusi körülmények között alakultak hasznosítható ásványi nyersanyaggá. A „hosszú idő” ez esetben, talajtani analógiák (kronoszekvenciák) tanúsága szerint sok százezer, akár több millió évet jelent (BUSHINSKI 1967, VALETON 1972, BIRKELAND 1987, RETALLACK 1990). Az így felhalmozódott, talajosodott málladék vastagsága helyenként a 100 métert is elérheti. Mivel a vastagság többszöri áthalmozódás és az üledékcsapdákban való összehordódás eredménye, a vastagság és a szárazulati kitettség időtartama között nincs közvetlen összefüggés.

A karsztbauxitokhoz üledéktanilag sokban hasonló terra rossák ugyancsak nagy regionális diszkordancia-felületek karbonátos közeihez kötődnek, de nem rejtenek gazdaságilag hasznosítható Al-feldúsulásokat, és ásványtanilag is különböznek a karsztbauxitoktól. Ennek ellenére a nyilvánvaló üledéktani hasonlóság miatt jelen munkában a karsztbauxitokkal együtt kezelem ezeket a képződményeket is. A karsztbauxitokról számos összefoglaló munka látott napvilágot (pl. legutóbb BÁRDOSSY 1982 és D'ARGENIO & MINDSZENTY 1995), amelyek azonban inkább szedimentológiai, semmint talajtani megközelítésből foglalkoztak a témával. A terra rossák első leírását NEUMAYR adta 1875-ben. Azóta mineralógusok, geológusok és talajtani szakemberek generációi foglalkoztak velük. A legutóbbi összefoglaló munkák a talajtani jártassággal rendelkező geológusnak, G. DURNnak köszönhetők (DURN et al. 1999, DURN 2003).

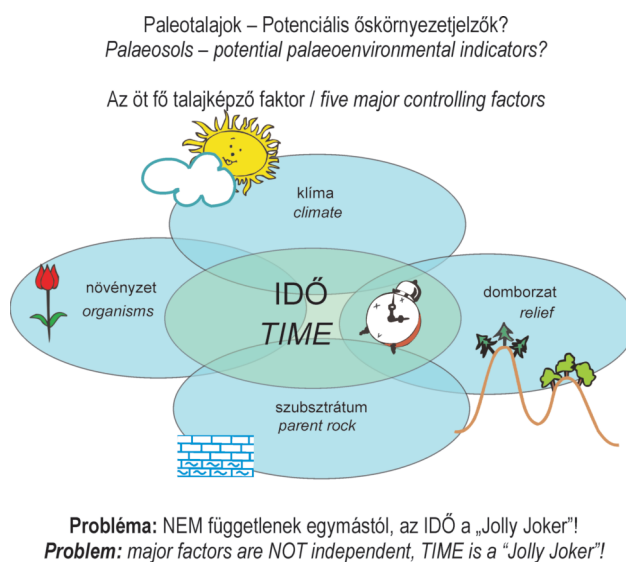
Kalkréttípusú paleotalajok

Egy másik, ugyancsak nagy regionális unkonformitásokhoz kötődő paleotalaj-típus a kalkrétek csoportja, amely a talajszelvényekben koncentrálnak a kalciumkarbonátról kapta a nevét. Ezek a talajok a szemiárid területek jellemzői, ahol a kevés (a párolgásnál kisebb mennyiségű) csapadék nem teszi lehetővé, hogy a talajképző kőzetből, a talajszelvényből a mobilizált kalciumkarbonát kimosódjék. Ennek eredményeként a szelvényben átrendeződik és másodlagos talajkarbonátként bekérgeződések, porszerű bevonatok vagy cementatív gumók formájában kicsapódik. A kalkrét (calcrete) elnevezés LAMPLUGH (1902) nevéhez fűződik (*kalkrét–mészkőtörmelék*). Sajnos azóta többféle értelemben és nem mindig következetesen használják mindenféle másodlagos karbonátimpregnációra. A kalkrétesedésnek a karbonátos kőzetkörnyezet szárazulati eseményeinek szempontjából rendkívüli fontosságát első ízben ESTEBAN & KLAPPA (1983) hangsúlyozták. A jellemzően áthalmozott talajként emlegetett karsztbauxitokkal szemben ezek a karbonátgazdag talajok (talán éppen keménységük, bekérgező mivoltuk okán) leggyakrabban *in situ* mállási kéregként jelennek meg. Eseti, részleges áthalmozódásukról mindössze néhány szakirodalmi tétel tudósít (READ 1974). Egy-egy teljesen kifejtett kalkrétszelvény akár a 10 méteres vastagságot is elérheti, bár a többség mindössze néhány méteres (READ 1974, ARAKEL 1986). Általános vélemény, hogy ezeknek az *in situ* kalkrétszelvényeknek a vastagsága és a létrejöttükhöz vezető szárazulati esemény tartama között közvetlen összefüggés van (minél vastagabb

a szelvény, annál hosszabb időt töltött a szóban forgó talajszelvény a pedogenezis zónájában). Kalkrétek esetében a hosszú időtartam a szakirodalom tanúsága szerint 50 000-től akár 2,5 millió évig is terjedhet, az átlagos időtartam néhány százezer év körül van (MILNES 1992). A kalkréttípusú paleotalajok átfogó ismertetését a WRIGHT & TUCKER (1991) szerkesztette *Sedimentology Reprint* kötetben találjuk.

Paleotalajok – Potenciális környezetjelzők?

Amint az a fenti rövid bevezetésből is kitűnik, az egykori üledékképződési környezetek rekonstrukciójára törekvő szedimentológusok számára a karbonátos paleotalajok különösen értékesek lehetnek. Mivel a talajok tulajdonságai alapvetően öt fő tényező: a klíma, a domborzat, a talajképző kőzet v. anyakőzet, a növénytakaró és a talajképződésre fordított idő kölcsönhatásának eredményeként alakulnak ki (2. ábra), minden okunk megvan rá, hogy azt várjuk, hogy a paleotalajok alapos tanulmányozá-



2. ábra. A talajképződést meghatározó tényezők és azok egymáshoz való viszonya

Figure 2. Five major controlling factors of pedogenesis and their interrelations

sa hozzásegíthet az egykori klíma, vegetáció és domborzat, sőt akár az egykori kőzetkörnyezet jobb rekonstrukciójához, valamint esetleg a rétegsorban nem dokumentált idő (a szárazulati epizód) hosszának megállapításához is. Különösen fontos mindez a sekélytengeri karbonátos üledékekkel foglalkozó szedimentológusok számára, mert ezek az üledékképződési környezetek gyakorta változnak, szabályos időközönként szárazra kerülnek, majd ismét előnti őket a tenger, és ennek eredményeként az ilyen környezetekben lerakódó rétegsorokat számos unkonformitás/diszkonformitás szakítja meg.

Az ezekhez kötődő paleotalajok öskörnyezeti indikátorként való felhasználásához az egyes tényezők talajképződésre gyakorolt hatásának értelmezésére van szükség. Itt

találjuk szembe magunkat e *paleotalajok ellentmondásos természetének* első konkrét jelével.

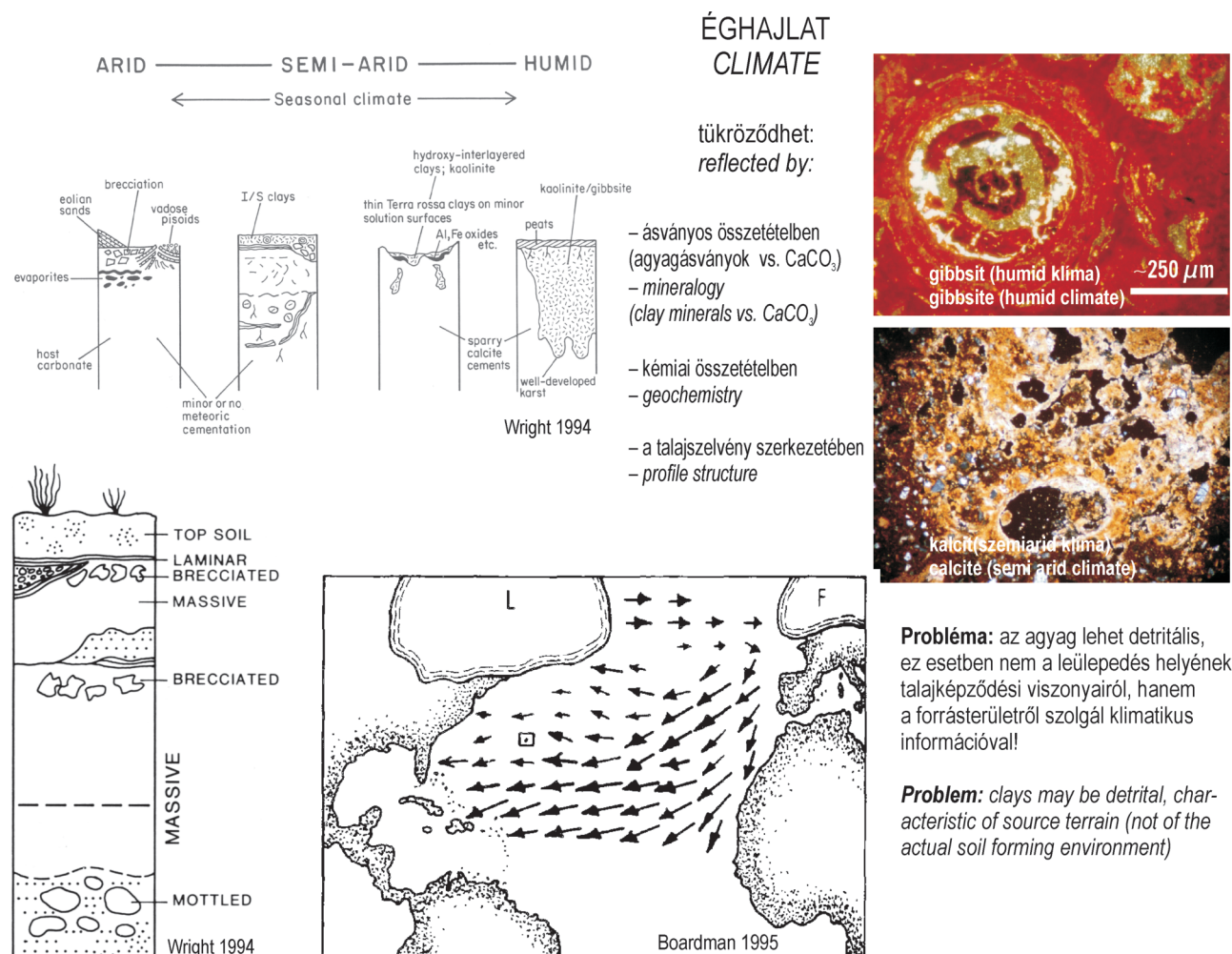
Az említett öt tényező ugyanis korántsem független egymástól. Az anyakőzetnek, de a klímának is fontos szerepe lehet a domborzat és a vegetáció meghatározásában. Mind között az időtényező az, amely – mint a kártyajátékban a *Jolly Joker* – a leginkább meghatározó szereppel bír: ha elegendően hosszú idő telik el, a talajszelvényben olyan jellegek is megjelenhetnek, amelyek normálisan csak meghatározott klímaviszonyok esetén mutatkozhatnak. Az amerikai talajosztályozási rendszer szerint *ultisol*nak nevezett talajokban például nagyon hosszú idő alatt, nem szigorúan trópusi körülmények között is, a trópusi talajokban észleltékhez hasonló ferrallitosodási jelenségek fejlődhetnek ki (RETALLACK 1990). Ez azt jelenti, hogy a paleotalajnak egy adott talajosztályozási rendszer megfelelő kategóriájába való besorolásával még nem biztos, hogy képesek lehetünk helyesen meghatározni az egykori talajképző tényezőket. Tehát a talaj pusztá megnevezésével nem tudunk következtetni a klímára, illetve a hosszú idejű talajo-

sodás termékei esetén a hosszú idő alatt bekövetkezett – és a talajtulajdonságok által esetleg rögzített – klímaváltozásokra.

A talajképző tényezők hatásának jobb megismerése érdekében érdemes külön-külön megvizsgálni, hogy melyik tényező mely talajtulajdonságokban tükröződhet legjobban.

Az éghajlati viszonyok elsősorban a talaj ásványtani/geokémiai összetételében és a talajszelvény szerkezetének (a talajszintek milyenségének) alakulásában érhetők tetten (3. ábra) (BIRKELAND 1984, RETALLACK 1990, WRIGHT 1994, STEFANOVITS et al. 1999).

A talajképződéshez vezető kémiai mállás voltaképp vízzel való cserebomlás (LOUGHNAN 1969), melynek során a primer kőzetalkotó ásványok agyagásványokká alakulnak. Ez azt jelenti, hogy minél humidabb klímán zajlik a mállás, annál agyagosabb lesz az ezen kialakuló talaj. A humiditás mértéke, illetve a talajszelvényen átszivárgó víz oldóhatásának intenzitása (kilúgozódás/lecsapolódás), amely a klíma mellett a domborzati helyzettől és a szubsztrátum



A szelvény szerkezete, amennyiben megőrződik, megbízhatóbb klímaindikátor, mint az (esetleg allochton) ásványos összetétel!
Profile structure (when preserved) is a more reliable climate-indicator than the (possibly detrital) mineral assemblage!

3. ábra. Az éghajlatra vonatkozó információt tárolni képes talajtulajdonságok

Figure 3. Soil properties potential recorders of climatic information

porozitásától is függ, az agyagfázis konkrét ásványos összetételét határozza meg (kaolinites/gibbsites agyagfázis jelentős mennyiségű csapadéka ($p \gg e$) és kitűnő lecsapolódásra utal, míg pl. tömeges szmektit jelenléte vagy a kevesebb csapadék ($p \ll e$), vagy az elégtelen lecsapolódás biztos jele.) (Itt p a csapadék, e a párolgás.)

Mindez természetesen csak abban az esetben fogadható el valóban biztos klímaindikátorként, ha az agyagfázisról be tudjuk bizonyítani, hogy nem szállítás eredményeként került a talajba, hanem *in situ*, a mállás/talajképződés helyén jött létre. Allochton agyagásványok nem a talajképződés környezetére, hanem a forrásterület klímájára utaló információt tartalmaznak. Kitűnő példája ennek a Bermudák terra rossájának ásványos összetétele. A miocén zátonymészkő karsztosodott felszínén települ terra rossa eredetét kutatva derült ki, hogy annak Al-ásványai (kaolinit, boehmit) az afrikai lateritterületekről eolikus úton (passzát szelek) szállított lateritporból származtatható allochton fázisok (MUHS et al. 1990, 2012; FOOS 1991; BOARDMAN et al. 1995), azaz a bermudai szelvényekben nem pedogén, hanem detritális elegyrészként értékelendők. Az ehhez hasonló esetek hívták fel a figyelmet arra, hogy a talajszelvény szerkezete és a talaj egyes mikromorfológiai sajátosságai megbízhatóbb adatokat szolgáltathatnak a talajképződés klimatikus körülményeiről, mint a gyakran bizonytalan eredetű agyagásványok (4. ábra) (WRIGHT 1994, STOOPS et al. 2010, SZENDREI 2000, LANGOHR in VANCAMPENHOUT et al. 2013). Ezekre a jellemzőkre elsősorban akkor lehet támaszkodni, ha a pedogenezis zónájában eltöltött idő (= a talajosodás időtartama) elegendően hosszú volt ahhoz, hogy a szelvény egyensúlyba jusson a klímával. Például egy agyag-illuviációs képletekben bővelkedő, jól fejlett B_t talajszint megbízhatóan jelzi, hogy a szelvényen

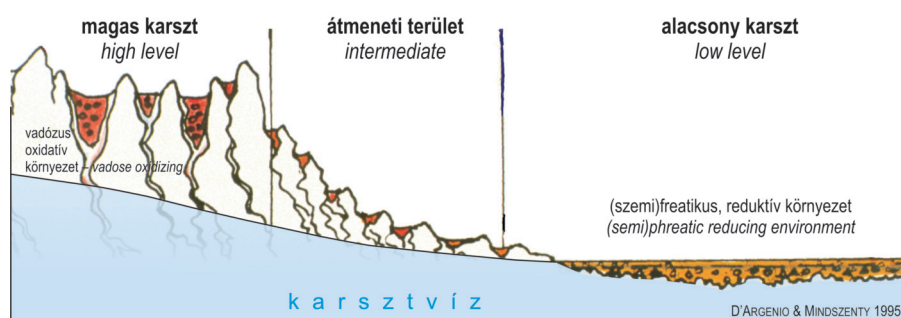
átszivárgó csapadékvíznek volt ideje a szelvény felső szakaszából minden CaCO_3 -at kioldani, hiszen tudjuk jól, hogy az agyagfázis csak akkor tud szuszpenzióként szállítódni, és valahol lejjebb illuviális képletek formájában feldúsulni, ha a környezet a szelvény felső részén már teljesen CaCO_3 -mentes (RETALLACK 1990, STEFANOVITS et al. 1999).

A talaj növénytakarójára vonatkozó, legkönnyebben megfejthető információt a növényi makrofossziliák rejtik (lásd a dorseti rétegekben megőrződött, már említett fatuskókat), ezek azonban viszonylag ritkák. A mikropaleontológia fogalomkörébe sorolható sporomorphák és a pollen-asszociáció – amennyiben megőrződik – jól kiértékelhető környezetindikátorként szolgálhat, azonban nem kizárólag a helyben élt növényzetre utaló információt hordoz. A nyomfossziliák (gyökérnyomok, talajlakó fauna „biogalériái”, rhizokonkréciók) sokkal inkább a talajképződés helyi viszonyaira utalnak, de az ilyen típusú szisztematikus tanulmányok – legalábbis a karbonátos paleotalajok témakörben – még váratnak magukra.

A talajképződési környezet domborzati helyzetéről leginkább azoknak a talajásványoknak a jelenléte vagy hiánya adhat tájékoztatást, amelyek redoxi-érzékeny elemeket (Fe, Mn) tartalmaznak (5. ábra). A talajszelvény állandó talajvízszint feletti részén (= vadózus vagy telítetlen zóna) oxidatív, míg az alatt (= freatikus vagy telített zóna) redukzív viszonyok uralkodnak. A vadózus zónára utaló jelek magasabb domborzati helyzetre utalnak, míg a freatikus zónára jellemző, pl. hidromorf talajbélyegek egyértelműen az egykori domborzat mélypontjait jelölik ki. Kalkréttípusú talajok karbonátásványainak Mn^{2+} vagy Fe^{2+} tartalmát meghatározva lehetőségünk nyílna az egykori freatikus vagy vadózus zóna helyzetének meghatározására.

DOMBORZAT – RELIEF

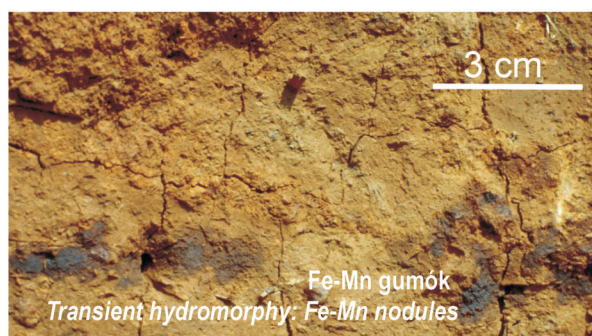
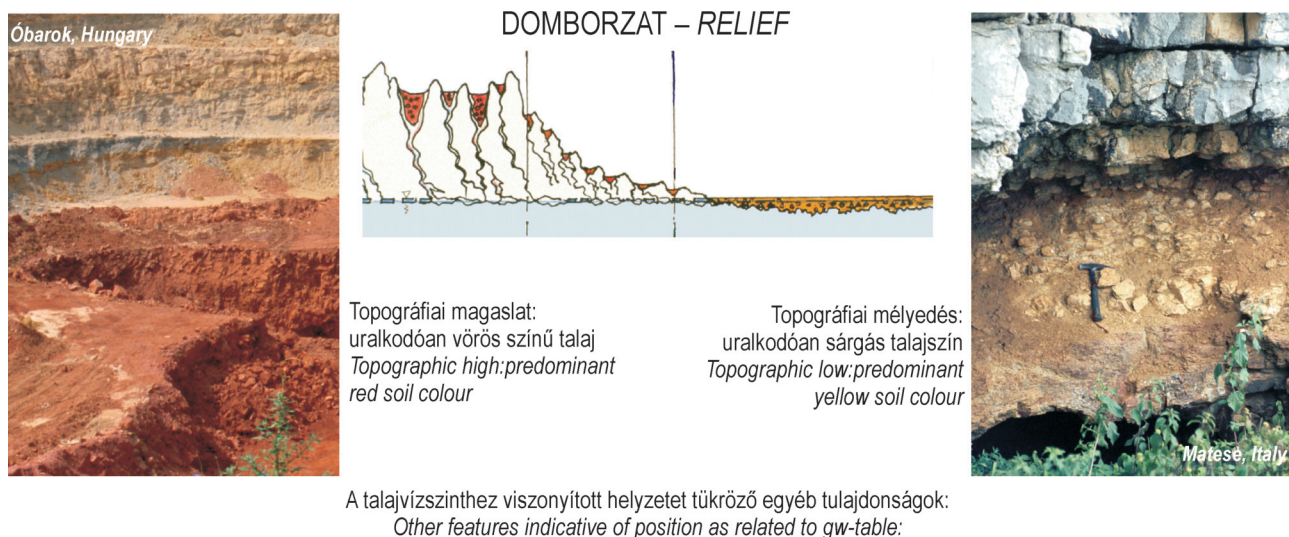
A karsztvízszinthez viszonyított helyzetet jól tükrözi a talaj vastartalmának mineralógiája és geokémiája
Position as related to groundwater table reflected by mineralogy (Fe-minerals) and geochemistry (COLOR!!) of the soil



topográfiai magaslaton: telítetlen (vadózus) oxidatív környezet
topographic high: unsaturated (vadose) oxidizing environment
mélyedésben: telített (freatikus) redukzív környezet
topographic low: saturated (phreatic) reducing environment

4. ábra. A talajképződés idején uralkodott domborzati helyzetre jellemző talajtulajdonságok karbonátos aljazaton települő, hosszú időtartamot képviselő, ferrallitos paleotalaj-catena esetén

Figure 4. Soil properties (redox conditions and textures) and the related paleorelief in case of a ferrallitic soilscape which – as a result of long-lasting pedogenesis – has reached equilibrium with the underlying karst



Probléma: a domborzati helyzet időben változik (a különböző környezetek hatásai szuperponálódnak)
Problem: paleoposition may change with time (overprints of different pedo environments)

5. ábra. Az egykori domborzati helyzetre (az állandó talajvízszinttől való távolságra) utaló litológiai és mikromorfológiai jellegek néhány példája
Figure 5. Some lithological and micromorphological features recording the paleoposition of soil formation above groundwater/karstwater table

A talajok vagy üledékek pórusait állandó jelleggel vagy legalább tranziens módon kitöltő, stagnáló talajvíz számos egyéb nyomot is képes hátra hagyni. A talajtanban glejesedésnek nevezett, vas-mobilizációs jelenségek, a gumós megjelenésű Fe-Mn-oxid-dúsulások, a ferro- és ferrivas tartalmú ásványok együttes megjelenése, a talajban megőrződő, növényi eredetű szerves anyag, a laterális (nem függőlegesen lefelé hatoló) gyökérhálózat, a biogalériákat/pórusokat kitöltő izopach (hangsúlyozottan nem sztalaktit- vagy meniszkusz jellegű) cementfázisok együttesen kitűnő indikátorai lehetnek például az egykori talajvízszint-közei helyzetnek. Sokszor a paleotalajok színe már önmagában is hasznos paleokörnyezeti útmutatóként szolgálhat: a vörös szín azt jelzi, hogy a talaj eltemetődésekor a Fe-ásványok már olyan mértékben stabilizálódtak, hogy az eltemetődéssel szükségszerűen együtt járó hidrológiai változás (telítetlen → telített) nem tudott nyomot hagyni rajtuk. A stabilizáció feltétele, hogy a lefedődést megelőzően a talaj kellően hosszú ideig jó lecsapolódási környezetben lett légyen, és ennek következtében a benne felhalmozódott, növényi eredetű szerves anyag teljes egészében elbomlott légyen. Emellett szükséges a – legalább évszakosan érvényesülő – szárazság, hogy ezáltal a talaj metastabil Fe-hidroxidjai stabilis Fe_2O_3 -má (hematit) alakulhassanak. Ha a paleotalaj zöldesszürke színárnyalatot

mutat, ez azt jelenti, hogy benne a szárazulati eseményt követő tengerszint-emelkedés és az ezzel összefüggő lefedődés pillanatában még volt el nem bomlott növényi szerves anyag, valamint hogy a Fe-oxid/hidroxid-ásványok ugyanekkor még nem érték el a végleges stabilizációt. Az eltemetődő talaj pórusait kitöltő brakk, majd tengeri összetételű pórusvíz SO_4 -tartalma a szerves anyag lebontását végző anaerob mikrobák számára lehetőséget kínált a szulfát-ionok mellett a ferrivas redukciójára is. Az így fokozatosan növekvő koncentrációjú S^{2-} az instabil vasásványok redukálódó vastartal-mával összekapcsolódva finom eloszlású pirit képződéséhez vezetett. Ettől a korai diagenetikus ásványfázistól és a ferrovas tartalmú agyagásványoktól származik a zöldesszürke szín.

A fentiekben alapuló paleodomborzati rekonstrukciók esetében mindazonáltal óvatosan kell eljárunk. Ha a talaj nagyon hosszú időt tölt el a pedogenezis zónájában, és eközben, esetleg akár többszörösen is, megváltozik a paleotalajvíz-szinthez viszonyított helyzet, akkor előfordulhat, hogy alapos paragenetikai elemzés hiányában nem fogjuk tudni jól elkülöníteni egymástól a pedogén és a diagenetikus fázisokat.

A talajszelvény fekéje (az anyakőzet) karbonátos környezetben mind kémiai összetétele, mind fizikai tulajdon-

ságai okán kiemelt figyelmet érdemel. Kiapadhatatlan CaCO_3 -forrás lévén azt eredményezheti, hogy a rajta kialakuló talajszelvény bázisegyensúlya eleve a CaCO_3 -tartalom felé tolódik el. Ennek elsősorban a hidromorf talajok esetében van jelentősége, amelyekben a CaCO_3 -kiválás nem feltétlenül arid klímajelként értelmezendő, hiszen eredhet akár mésztelített talajvízzel való kölcsönhatásból a freatikus zónában vagy annak határán is, ahol a talajvíz és a szubsztrátum között épp beállt az egyensúly.

Az anyakőzet fizikai tulajdonságai sokféleképpen befolyásolják a kialakuló talajszelvényt. Ezt mindenképp figyelembe kell vennünk, ha meg akarjuk érteni a talaj mikromorfológiai sajátosságait. Fontos tudomásul vennünk, hogy a talajképző folyamatok karbonátos környezetben másképpen fejtik ki hatásukat akkor

- ha nem konszolidált („friss”) üledék szárazra került felszínén indul meg a talajosodás, vagy
- ha a szubsztrátum korábban már litifikálódott, stabil ásványos összetételű kőzet.

A különbség hasonló a paleokarszt-kutatásban már polgárjogot nyert *bahamai* („mineral-controlled”) és *alpesi* („water-controlled”) típusú karsztosodási folyamatok közti különbséghez. A laza, nem konszolidált, karbonátos üledék diffúz porozitása és összetételbeli inhomogenitása (kalcit, Mg-kalcit, aragonit) a szárazra kerülést közvetlenül követő szakaszban kiváló lehetőséget kínál a gyökerek, illetve a talajlakó fauna aktivitásának köszönhető pedoturbációra. Ezáltal a szárazra került üledék karbonátszemcséi, valamint az esetleg hozzájuk adódó eolikus eredetű agyagásványok alaposan elkeveredhetnek a talaj szerves anyagával. A karbonátfázis átrendeződése (az oldható szemcsékből – aragonit, Mg-kalcit – szabaddá váló kalciumkarbonát stabilabb szerkezetű módosulattá, kalcittá alakulása) ezt a keveréket szilárd kéreggá cementálja, amely a továbbiakban a képződményt megvédi a lepusztulástól. Kitűnő példáit látjuk ennek a Bahama-szigetek $\text{A-B}_k\text{-C}^3$ típusú talajszelvényeiben. Nyilvánvaló, hogy e folyamat az üledék ásványtani stabilizálódását és litifikációját segíti elő, azaz a bahamai és alpesi scenárió közötti különbség fokozatosan eltűnik: a nem konszolidált üledék felszínén meginduló, korai talajosodási környezet helyét a rendzinák (vagy megfelelő klímaviszonyok esetén a terra rossák) képződéséhez vezető környezet veszi át. Mind a rendzina, mind a terra rossa a már korábban litifikálódott kőzetfelszínen zajló pedogenezis termékei. Az $\text{O/A-(B}_k\text{)-C-R}$ szelvény-szerkezetű rendzinák szerves anyagban gazdag felszíni szintje alatt finom karbonáttörmelékekkel vegyes agyagos szint, majd ez alatt a felbreccsásodott anyakőzet (C) és legalul a kompakt, litifikált karbonátkőzet (R) következik. A terra rossák – annak megfelelően, hogy intenzívebb oldódással

jellemezhető környezetben képződnek – agyagban gazdagabbak, CaCO_3 -ban és szerves anyagban szegényebbek, mint a rendzinák, szelvénytípusuk: $\text{A-B}_k\text{-C-R}$.

Karbonátos kőzetek felszínén a karsztosodás és a talajképződés szimultán zajló folyamatok. A felszín ezért idővel egyre egyenetlenebbé válik. Az ilyen felszínen az erózió, a szállítás és a keletkezett talaj (valamint a szubsztrátum feltöredezett részének) folyamatos áthalmozódása elkerülhetetlen, s ezek nem segítik elő a korai talajosodásra jellemző szöveti/mikromorfológiai bélyegek megőrződését. Ezért van az, hogy a karbonáttérszínen, a hosszú időtartamot képviselő, érett, jól fejlett paleotalajokban a legritkább esetben lelhetők fel a korai talajosodásra utaló jelek. Ezeknek csak a relatíve rövid idő alatt kialakult, intraformációs paleotalaj szekvenciákban van megőrződési potenciálja, ahol a talajok, a szubsztrátum teljes litifikációját megelőzően, a korai stádiumban már el is fedődnek.

Már a fentiekből is látható, hogy a talajképződésben szerepet játszó öt meghatározó tényező (szubsztrátum, domborzat, klíma, növénytakaró és időtartam) közül – kiváltképp a karbonátos paleotalajok esetében – a legfontosabb s egyben a legambivalensebb valóban a talajképződésre fordított idő. A recens talajokkal foglalkozó pedológiai ismeretanyagra támaszkodva kimondható, hogy adott helyen minél hosszabb időt tölt el egy képződmény a pedogenezis zónájában, annál vastagabb lesz a rajta kialakuló talajszelvény, s egyben annál fejlettebb lesz annak szerkezete (fokozatosan eltűnik a szubsztrátum eredeti rétegzettsége, megjelennek a talajszintek, s egyre nyilvánvalóbbá lesznek az ún. diagnosztikus bélyegek, amelyeket a talaj, illetve a talajszintek ásványtani és kémiai összetételével tudunk kvantitatíve jellemezni). A tapasztalatok szerint elegendően hosszú idő alatt a talaj egyensúlyba („steady state”) kerülhet a képződését meghatározó klímával és anyakőzettel, azaz – a paleotalajokra alkalmazva ezt az általános elvet – a hosszú időt képviselő paleotalajok jó lehetőséget kínálhatnak a klímarekonstrukcióra. A „steady-state” eléréséhez szükséges „elegendően” hosszú idő talajtípusonként más és más. Talajtani kronoszekvenciákból (pl. BIRKELAND 1984 in RETALLACK 1990) tudjuk, hogy *spodosolok* pl. akár néhány száz év alatt egyensúlyba kerülhetnek a környezetükkel, míg *axisolok* esetében ehhez akár millió évekre is szükség lehet. Sajnos mindez azonban csak az ideális, *in situ* talajszelvényekre igaz. Ha a talajképződéssel egyidejűleg erózió/szállítás/ áthalmozódás, majd a már „elómállott” anyag további talajosodása is zajlik, ugyanez az elv csak üggyel-bajjal vagy egyáltalán nem alkalmazható. Márpedig a földtörténeti rétegsorokban megjelenő paleotalajok többségénél e poligenetikus talajokat eredményező folyamatok valószínűségével csaknem mindig számolni kell.

Az időfaktor – kivált, ha hosszú időtartamot képviselő paleotalajokkal van dolgunk – nemcsak a klímajelet, hanem a többi talajképző tényező hatását is torzíthatja. Könnyen belátható, hogy az idő múlásával mind a klimatikus, mind a domborzati tényezők megváltoz(hat)nak. Ha ez bekövetkezik, nincs lehetőség az öt tényező közül bármelyik hatását

³ A paleotalajszelvények szintjeinek standard jelölése, a talajtanból vett terminológia szerint, fentről lefelé: O/A = szerves anyagban gazdag felszíni/felszínközeli szintek; E = eluviális(kilúgozódási) szint; B = illuviális, anyagfelhalmozódási szint; B_k = mészgazdag felhalmozódási szint; B_s = sesquioxidokban gazdag szint; B_t = agyagfelhalmozódási szint; C = átmeneti szint a szubsztrátum felé; R = üde szubsztrátum („anyakőzet”). A talajszintek betűzése nem tévesztendő össze a Lofér-cyclo-témák A, B, C tagjainak ugyancsak nagybetűs jelölésével!

úgy elemeznünk, hogy közben a másik négy tényezőt konstans értéken tartjuk, legalábbis a klímát és a pedogenezis zónájában eltöltött idő hatását nem fogjuk tudni megbízhatóan elválasztani egymástól. Azok a hosszú időtartamot képviselő paleotalajok, amelyeknek képződése közben jelentős klimatikus vagy domborzati változások zajlottak le, alkalmatlanok lesznek e változások részleteinek rögzítésére. A jel, amelyet eltárolnak, többnyire „összetett” jel lesz, mely lehetséges, hogy a változásoknak csak időben „átlagolódott” hatásait őrzi. Ha például egy talajszelvény humid klímával kerül egyensúlyba, majd ezt követően megnövekszik az ariditás, elképzelhető, hogy a korábbi szakaszban képződött agyag-illuviációs képletek bár megmaradnak, az ariditás növekedése következtében CaCO_3 fogja cementálni őket – ez esetben a két klimatikus bélyeg ellentmondó jellege és a paragenetikai sorrend rögzíti a klímaváltozást. Ezzel szemben, ha egy jól fejlett kalkrétszelvény, mely egyértelműen arid-szemiarid klímára utal, a továbbiakban humid viszonyok közé kerül, akár teljes egészében áldozatul eshet az intenzív kilúgozásnak – ez esetben semmi nem fog emlékeztetni a korábbi éghajlati viszonyokra. Mindebből az következik, hogy a nagy regionális diszkordancia-felületekhez kötődő (hosszú időtartamot képviselő) paleotalajoktól nem várható, hogy minden esetben tanúskodjanak a földtörténeti múlt nagyfrekvenciájú klímaváltozásairól. Ezek a paleotalajok viszont megfelelően hosszú idő alatt egyensúlyba kerülnek a domborzattal, így jól használhatók paleodomborzati rekonstrukciókhoz.

Ha nagyfrekvenciájú klímaváltozások hatásait akarjuk vizsgálni, olyan paleotalaj-sorozatokat (szekvenciákat) érdemes keresnünk, amelyekben az egyedi paleotalajok ismétlődésének frekvenciája összemérhető a vizsgálni kívánt klímaingadozásokéval, vagy annál kisebb. Ilyen sorozatokat vizsgálva remélhetjük, hogy az egyes paleotalajok pillanatfelvételekként rögzítik számunkra az időben változó klímának a talajképződés idejére jellemző állapotát. E célt legjobban a ciklusos felépítésű karbonátplatform sorozatok paleotalaj-szekvenciái szolgálják.

Ciklusos felépítésű karbonátplatform-sorozatok paleotalaj-szekvenciái

A földtani rétegsorok tanúsága szerint a fanerozoikum folyamán a világtengerek szintje több hierarchikus szinten, különféle okokból (klimatikus, tektonikus és egyéb globális vagy regionális, ill. akár lokális események következtében) fluktuált. A szekvenciasztratigráfiában 1.–3. rendűnek nevezett – alacsonyabb frekvenciájú – fluktuációk periódusidejének nagyságrendje rendre 100 millió, 10 millió, illetve 1 millió év körüli. Az e változások időbeli lefutását jellemző burkológörbére szuperponálódnak a nagyságrendileg 10–100 ezer éves periódusú, nagyobb frekvenciájú tengerszint-változások, melyek okaként a Föld Nap körüli pályájának rendellenességeiből (excentricitás, tengelyferdeség, precesszió stb.) fakadó energiamérleg-változások jelölhetők meg. Közülük a precesszió ~20 ezer éves periódusát nevezi

a szedimentológia Milanković-frekvenciának. A Milanković-jelenség eredménye a Föld éghajlatának, s ezzel szoros összefüggésben a globális tengerszintnek a 20 ezer éves periódusú oszcillációja is, amely különösen jól tükröződik a kiemelten környezetérzékeny, sekélytengeri karbonátplatformok üledékeiben.

A ciklusos felépítésű, sekélytengeri karbonátüledékek esetében az egy-egy elemi tengerszintváltozási ciklus „termékének” tekinthető üledéksort, amely a relatív tengerszintesítés következtében szárazra kerülő, majd a tengerszint emelkedése miatt ismét elöntött platformon rakódik le, FISCHER (1964) nyomán ciklotémának nevezzük. A ciklotéma részei: A-tag: paleokarsztos felszín/paleotalaj, B-tag: árapályövi, algagyepes üledék, C-tag: árapályöv alatti mikrites üledék molluszkákkal (FISCHER 1964).

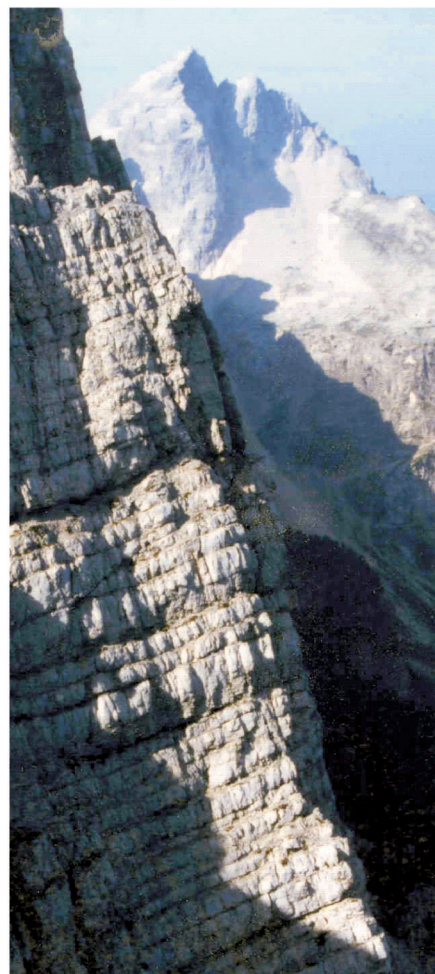
A paleotalajok uralkodóan karbonátos vagy uralkodóan agyagos összetétele elvileg megbízható klímaindikátor kellene, hogy legyen. A talajszelvény vastagsága és szerkezete emellett jó tájékoztatással szolgálhatna a pedogenezis zónájában eltöltött időről is. A szárazulati epizódokat az ilyen sorozatokban – számos lokális tényező mellett – elsősorban az eusztatikus tengerszintváltozások frekvenciája, amplitúdója, valamint ezeknek a platformsüllyedés üteméhez való viszonya szabja meg. Ha ez valóban így lenne, akkor a ciklosztratigráfia alapelvei szerint az ilyen környezetben megjelenő paleotalajok fejlettségi fokának („érettségi index”, pl. HARDEN 1982) változása a vertikális szelvényben valamiféle szabályos mintázatot kellene, hogy kövessen. Ezt példázta látszólag GOLDHAMMER et al. (1990) elvi modellje, amelyen a sötét színnel jelölt rétegek (a ciklotémák A-tagjaként azonosítható paleotalajos közbetelepülések) vastagsága a szárazulati epizódok időtartamával, azaz a talajok fejlettségi fokával volt arányosnak értelmezhető.

A 6. ábra jobb oldali, modellezett rétegsorából nyilvánvaló, hogy az alacsonyabb rendű eusztatikus görbe tengerszint-emelkedést jelző szakaszai mentén a szuperponálódó (magasabb rendű) tengerszint-fluktuációt tükröző ciklotémák vastagsága nő, ugyanakkor a szárazulati epizódokat képviselő A-tagok által reprezentált időtartamok csökkennek. Ugyan-ezek a paleotalajszintek az alacsonyabb rendű tengerszinteséssel jellemzett szakaszokon egyre hosszantartóbbá válnak, míg az egyes ciklotémák összvastagsága csökken. Az alacsonyabb rendű görbe minimum pontjai közelében a talajszintek akár össze is harapódzhatnak, ezzel szemben a maximumok közelében előfordul, hogy kimaradnak (A-tag nélküli, BC–BC típusú ciklotémák válnak jellemzővé).

A valóságban mindez korántsem mutatkozik ilyen szabályosnak. Ha az elvi modellt összehasonlítjuk például MARTIN-CHIVELET & GIMENEZ (1992) reális rétegoszlopával, azonnal szembetűnik a különbség, s ez akkor is elgondolkodtató, ha figyelembe vesszük, hogy i) a valóságban a tengerszint oszcillációk nyilvánvalóan nem szimmetrikusak, ii) az amplitúdókra és a platformsüllyedés ütemére, valamint az üledékfelhalmozódási rátákra vonatkozó ismereteink meglehetősen hézagosak, iii) szárazra kerülést nemcsak globális eusztatikus események, hanem különféle regionális, avagy lokális történések is eredményezhetnek. Így nem is

KLÍMA és IDŐ – CLIMATE and TIME

A ciklusos sorozatokban megjelenő paleotalajok alábbi tulajdonságaik révén jó pillanatfelvételeket rögzíthetnek mind a változó klímáról, mind az időtényező hatásáról:
Cycle-bound paleosols may provide good snapshots of changing climates and also give a time-signal



✓ ásványos összetétel
mineralogy

✓ szelvénytérkép
profile structure

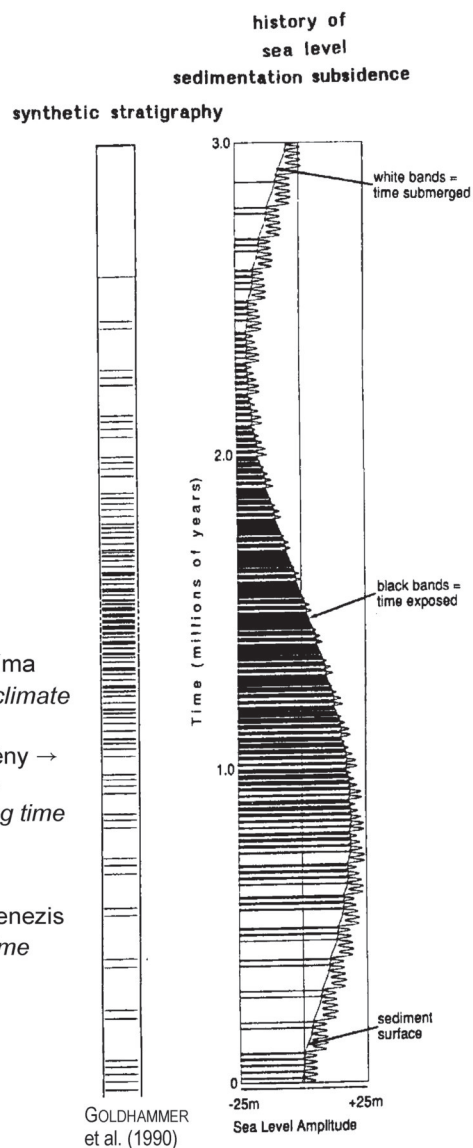
✓ vastagság
thickness

agyag → humid klíma
clay → humid climate

karbonátok → arid/szemiarid klíma
carbonates → arid to semiarid climate

vastag, szintekre különült szelvény →
 hosszú időtartamú pedogenezis
thick, well structured soils → long time

vékony, szintekre nem különült
 szelvény → relatíve rövid pedogenezis
thin unstructured soils → short time



Vertikális paleotalaj-sorozatok talajainak fejlettségi foka elvileg szabályszerű mintázatot kellene kövessen!

Degree of development of vertically stacked paleosol sequences should follow a regular pattern.

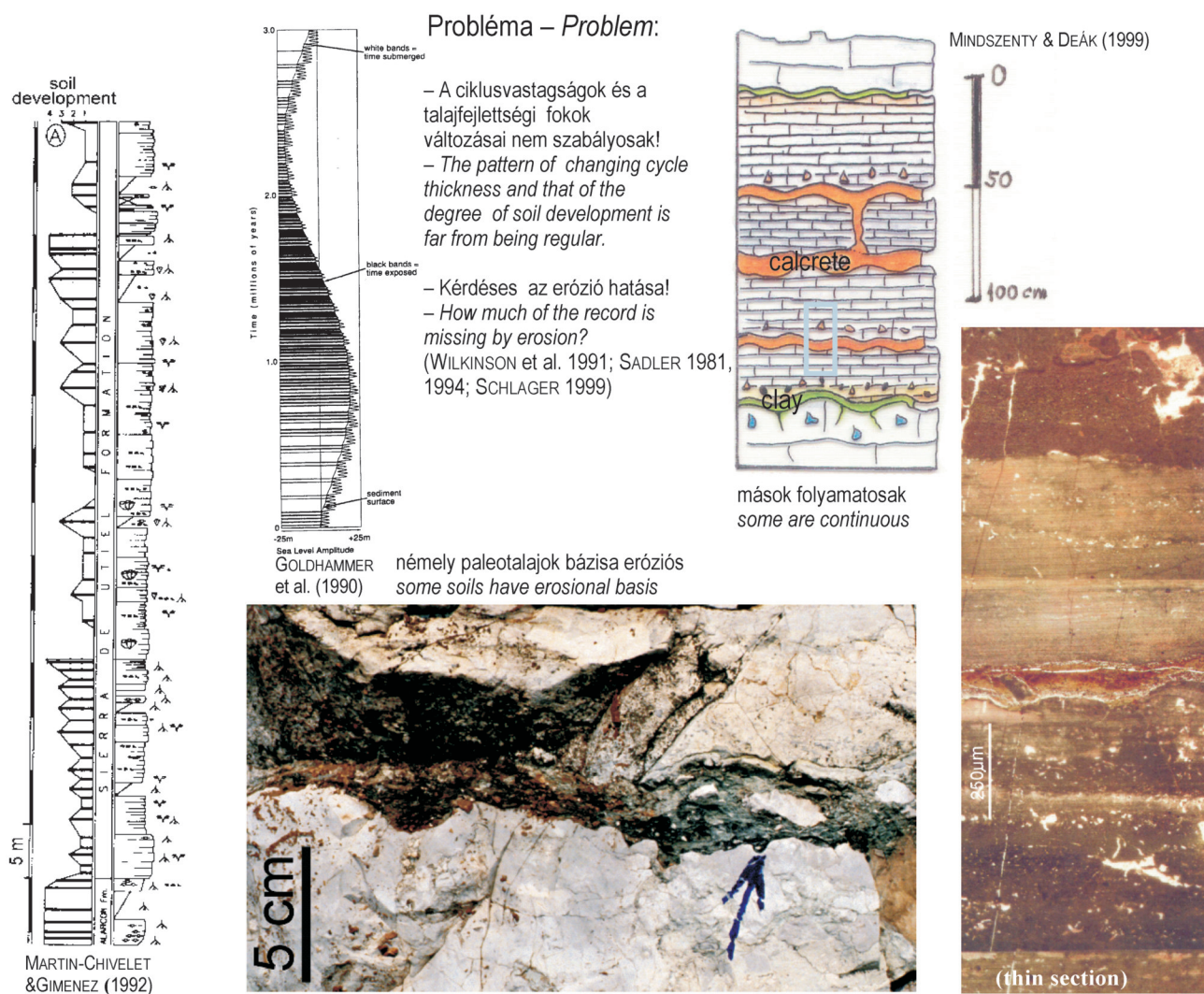
6. ábra. Ciklusos felépítésű karbonátplatformok paleotalaj-szekvenciáinak egy-egy példája: a valóságban (bal oldalt a Moistrovka triász rétegsora, Vršič-hágó, Szlovénia)) és GOLDHAMMER et al. (1990) számítógépes szimulációs modelljén (jobb oldalt), mely utóbbi a Latemar triász ciklotémáinak (később sokak által vitatott) elemzésén alapult

Figure 6. Examples of paleosol sequences in cyclic carbonate platforms: in reality (on the left, the Triassic succession of Moistrovka, Vršič Pass, Slovenia) and on the computer simulation model of GOLDHAMMER et al. (1990) (on the right), the latter of which was based on the analysis (later disputed by many) of the Triassic cyclothems of the Latemar

várhatunk olyan szabályos képet, amit a GOLDHAMMER-modell sugall. Mindebből az következik, hogy a várakozással ellentétben a ciklusos üledékek paleotalajai talán mégsem jelzik olyan egyértelműen a szárazulati események időtartamát, mint gondolnánk (lásd a 7. ábrát is).

Kétségek fogalmazódnak meg arra nézve is, hogy vajon mennyire megbízható az ilyen sorozatokból kinyert klíma-jel. A hazai felső triász paleotalajok részletes vizsgálati eredményei (DEÁK 1996; MINDSZENTY & DEÁK 1996, 1999; MINDSZENTY et al. 1996; MINDSZENTY 2019) egybecsengnek WRIGHT 1994-ben megfogalmazott véleményével. Eszerint

a ciklotémák bázisán megjelenő paleotalajok karbonátosabb vagy agyagosabb mivolta nem értelmezhető kiemelt klímajelként (humidabb és aridabb időszakok váltakozásaként). Ehelyett ezek csupán a szárazra került platform felszínén eolikus szállítóközegből kiülepedő agyag relatív mennyiségére utaló információt tartalmaznak. Az ilyen környezetekben általános agyagfrakció eolikus eredetét MUHS et al. (1990) valamint FOOS (1991) bahamai és bermudai vizsgálatai is igazolni látszanak. A viszonylag hosszabb időtartamú szárazulati epizódokhoz tartozó, általában vegyes (karbonátos-agyagos) összetételű paleotalajokkal



7. ábra. A GOLDHAMMER-féle – sokak által vitatott – szimulációs modell és egy spanyolországi valóságos szelvény összehasonlítása (bal oldalt), valamint egy eróziós felszínre települő diszkrét és egy folyamatos üledékképződésről tanúskodó komplex (aggradáló) szelvényrészlet a gerescei felső triászban (középen és jobb oldalt)

Figure 7. Comparison of GOLDHAMMER's simulation model (right) and a measured lithological column from Spain (left). In the center, field photograph of a compound paleosol overlying a distinct erosional surface; on the right

kapcsolatban VANSTONE (1996) felvetette, hogy ezek az adott szárazulati eseményen belüli humid-arid klímaátmenet termékei is lehetnek.

Ami a tisztán agyagos szinteket illeti, ENOS & SAMAN-KASSOU (1998) újrazvizsgálták a Steinernes Meer (Északi Mészkő-Alpok) akkor általában Lofér-ciklusosnak tartott sorozatát, és ennek alapján még azt is megkérdőjelezték, hogy az agyagos szintek valóban mind egy-egy szárazulati esemény tanúi-e. Némelyikkel kapcsolatban hitelt érdemlően bizonyították, hogy – épp ellenkezőleg – ezek a relatív tengerszint-emelkedés extrém értékeivel korrelálható maximális elöntéshez („maximum flooding”) tartozó agyagleplek. Hasonló eredményre jutott STRASSER & HILLGÄRTNER (1998) is a Saleve-i (Jura-hegység) ciklusos alsó kréta rétegsorainak tanulmányozása során. Szerintük a ciklotémák bázisán megjelenő agyag egy része nem pedogén eredetű, hanem a sekély lagúnába időszakosan bemosódó és a karbonátos aljzaton vékony rétegben szétterülő agyagos üledék. IMMENHAUSER et al. (2000a, b) az ománi krétából

olyan paleotalajokat írt le, amelyek kétségtelenül poligenetikus eredet nyomait mutatták. Így ezeket végül szárazulati felülbélyegzést mutató, tenger alatti kemény felszíneknek, illetve fordítva, szubmarin bioerózió nyomait mutató, eredetileg szárazulati (talajosodott) képződményeknek diagnosztizálták. Vitás esetekben több módszerrel kísérleteztek a szárazulati kitérttség kimutatására (pl. meteorikus izotópjel a talajszint fekéjéből ALLAN & MATTHEWS 1982 nyomán), vagy újabban a talajosodott szintekben a CaCO_3 kristályossági fokának anomáliája alapján (DEÁK et al. 2002), vagy az ún. expozíciós index alkalmazásával (PLATT & WRIGHT 1992). Az izotóp-geokémiai evidenciával kapcsolatban JOACHIMSKI (1994) fogalmazta meg kétségeit, aki szerint az izotópjel kialakulásához és megőrződéséhez megfelelően hosszú időtartamú szárazulati epizód szükséges. Az említett expozíciós indexet pedig, mivel recens környezetekre dolgozták ki, s ezeknek számos eleme igen csekély megőrződési potenciállal rendelkezik, csak fenntartásokkal lehet alkalmazni a fosszilis környezetekre.

Nagyon különböző a kutatók véleménye arról is, vajon társul-e, és milyen mértékű erózió társul a szárazulati körülmények között képződő paleotalajszintekkel, azaz teljesnek tekinthetők-e egyáltalán a vizsgált rétegsorok. Vannak esetek, amikor a paleotalajok és az alattuk települő képződmény közötti éles határ egyértelműen utal az erózióra, máskor a megfigyelhető mikromorfológiai elemek gyakorlatilag folyamatos üledékképződést és az elemi üledékinkrementumok ismétlődő pedogenezisét igazolják (aggradáló paleotalajok, *sensu* WRIGHT 1994).

Az intraformacionális paleotalajok környezetjelző szerepe – Repriz

Az eddigiek alapján úgy tűnhet, hogy a paleotalajok környezeti rekonstrukcióban betöltött szerepe – a várakozással ellentétben – nem lehet jelentős. Mielőtt e vélekedést következtetésként fogalmaznánk meg, érdemes még egy-

szer szisztematikusan áttekíteni a tényeket, és ütköztetni megfigyeléseinket IMMENHAUSER et al. (2000a, b), WRIGHT (1994) és WRIGHT et al. (1997) már részletezett állításaival.

Az alábbi felsorolás a gerecsei felső triász (Kecskekő, Vöröshíd: DEÁK 1996, MINDSZENTY & DEÁK 1999) a Déli-Appenninek kréta (Mte Tobenna: D'ARGENIO et al. 1997, 2011; AMODIO et al. 2008), az Isztriai-félsziget (Rovinj: DURN 2003) és a Bahama-szigetek pleisztocén (San Salvador, Eleuthera) feltárásaiban végzett, részben saját terepi és mikropetrográfiai megfigyeléseken, részben a vonatkozó szakirodalom elemzésén alapul (pl. GOLDSTEIN et al. 1991, SADLER 1994, STRASSER 1994, WRIGHT 1994, VANSTONE 1996, WRIGHT et al. 1997). Mindezeket figyelembe véve a következő megállapításokat tehetjük:

1) A karbonát-üledékképződési környezet intraformacionális paleotalajai általában nem vagy csak nehezen oszthatók fel jellegzetes talajszintekre (8. ábra). (Bár a nyilvánvalóan pedogenetikus módosulást szenvedett horizontok jellemzői – disszolúciós breccsa, agyagfelhalmozó-

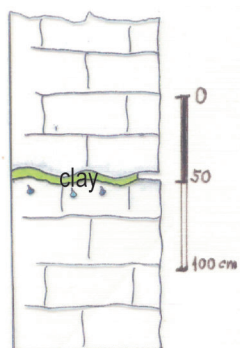
Ciklusos paleotalaj-sorozatok agyagos és karbonátos típusai – *Distribution of clay and carbonate in cycle-bound palaeosols*

Egyszerű (diszkrét) paleotalajok

simple palaeosols

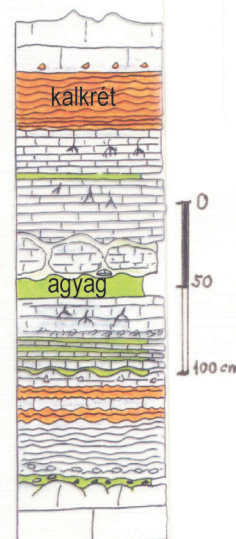
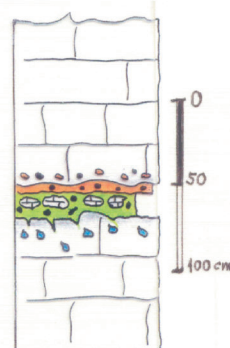
agyagos – humid klíma?

clayey – humid climate?



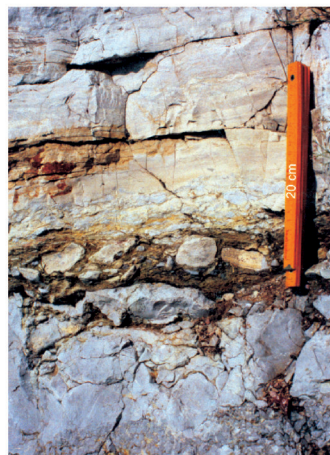
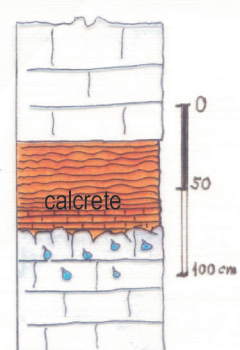
Komplex (aggradáló), agyagos-meszes paleotalajok

complex palaeosols



meszes – arid klíma?

calcareous – aridity



– váltakozó
agyag+ oldódási
breccsa,
szupratidális
mocsár/tó, kalkrét,
szubtidális üledék,
kalkrét
*alternating layers of
clay+dissolution breccia,
supratidal pond/marsh,
calcrete,
subtidal sediment,
calcrete*

8. ábra. Karbonátplatformok intraformacionális paleotalajainak alaptípusai a gerecsei felső triász (Kecskekő és Vöröshíd) példáján

Figure 8. Major types of intraformational paleosols as in the Late Triassic of Gerecse Hills (Kecskekő and Vöröshíd)

dás, kalkrétsapka – azonosíthatók, ezek egymásra következése inkább szedimentációs, és nem pedogenetikus eredetűnek mutatkozik).

2) Agyagtartalmuk változó, de nem szükségképpen korrelál a talaj fejlettségi fokával. Előfordul, hogy az agyagban talajosodási jelenségek nyomait (gyökérnyomok, rhizokonkréciók, talajlakó fauna exkrementumai vagy pedoturbációs nyomok, száradási repedések, orientált kettőtörés, „b-fabric”, *sensu* STOOPS et al. 2010) lehet kimutatni, de gyakorta előfordul, hogy ezek mind hiányoznak. Az agyag színe változó: vöröses, zöldesszürke vagy sárgás. Ami az ásványos összetételt illeti, általában illitesek kevés szemkittelt vagy kevert rétegű (Sm/I) agyagásvánnyal (ez a jelek szerint a bezáró karbonátsorozat eltemetődéstörténetétől is függ). Egyes lelőhelyeken felbukkan a kaolinit és nyomokban a boehmit is. A pirit (framboidális és euhedrális formában is) gyakori járulékos ásvány, sokszor csak a mikrites-mésziszapos kifejlődésekre korlátozódik. Az agyagos szintek csaknem mindig jelentős (korai diagenetikus vagy eltemetődési) karbonátcementációról tanúskodnak. Mind-ebből arra következtethetünk, hogy az agyag nagy része detritális (legalább részben valószínűleg eolikus) eredetű lehet. A karbonát a szárazra került térszínre vagy a szárazulati események idején a levegőből ülepedett ki, és a felszínt kolonizáló növényzettel kölcsönhatásban talajosodott, vagy esetleg a szubtidális epizód végén, a maximális előtérés során a medence felől érkező áramlások terítették szét a szubsztrátumon. Utóbbi esetben a maximális előtérést követő újabb szárazulati epizód során talajosodhatott.

3) Az intraformacionális paleotalajszintek karbonát-fázisa mikrites mésziszapként vagy mikrites, rostos, mikropátos/pátos cementként, továbbá üledék- illetve cementanyagú törmelékdarabokként lehet jelen. Finom-diszperz szerves anyag vagy agyag és vas-oxid színezi őket szürkére, barnára. Rendszerint faunaszegények, többnyire legfeljebb Ostracoda-héjakat, ritkábban Characea-maradványokat tartalmaznak (FISCHER 1964). Lamináció és/vagy belső keményszínek tagolhatják őket, s előfordul, hogy egészen apró ásásnyomokat mutatnak (hajszálgyökök, esetleg rovarlárva nyomait?). Cementáló anyaguk mikrites, rostos, előfordul, hogy jól látható függőcement morfológiát mutat.

4) A fentebb leírt, sötét színű, agyagos horizontok alatti üledékben gyakoriak a pirites bevonatú gyökércsatornák, melyeket késői mozaikszerű kalcitcement tölt ki. Ugyancsak gyökerekhez kapcsolódónak tartott, ún. alveoláris-szeptális szerkezetek (*sensu* WRIGHT & TUCKER 1991), valamint nagyobb méretű ásásnyomok és belső üledékkel vagy pátos kalcitcementtel kitöltött oldódási üregek is előfordulnak (mikrokarszt).

5) Gyakori, hogy a sötétre színezett, apró kőtörmelékkel vegyes, agyagos-karbonátos mátrixú talajanyag oldott falú repedések mentén akár 10–20 cm mélyen beszűrődik a karsztos feküfelszín alá. Ugyanígy az agyagos talajok anyaga a felbreccsásodott fekü törmelékdarabjainak közeit tölti ki, sokszor a talajszint alatt akár 0,5–1,5 m mélységig.

6) Előfordul, hogy a szárazra került üledékfelszín alatt cm–dm méretű karsztüregek (mezokarszt) jelennek meg,

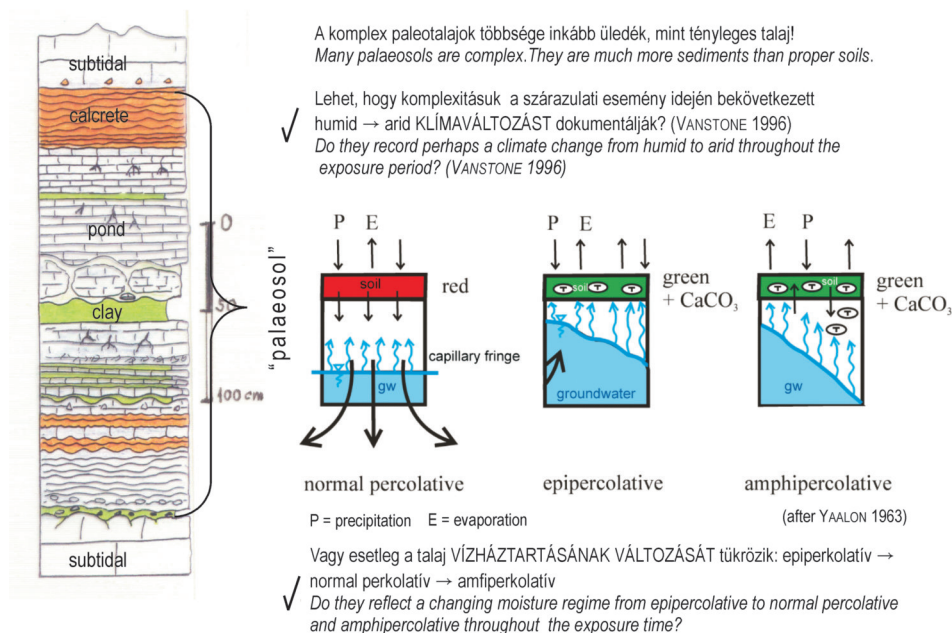
amelyeknek alakja jelzi, hogy korábbi bioturbációs nyomok (ásásnyomok) mentén alakultak ki. Belsejüket rendszerint izopach farkasfogszerű és/vagy rostos-szálas kalcitcement béleli. A maradék teret laminált belső üledék, majd mozaikszerű pátos, eltemetődési cement tölti ki. Esetenként a jelentősebb vastagságú paleotalajszintekkel kapcsolatban dm méretű, mezokarszt kategóriába sorolható, felszíni karsztrelief is megfigyelhető.

7) Gyakori kísérője a paleotalajos szinteknek egy sárgás, mikrites, sokszor dolomitos, karbonátanyagú réteg, amely vagy az agyagosabb paleotalajszintek és a fentebb leírt, sötétszürke, mikrites karbonátüledék közötti teret tölti ki, vagy egyszerűen vékonyabb-vastagabb kalkrétsapkát képez a talajkomplexum felett (közvetlenül a fedő szubtidális üledék alatt). Ez többé-kevésbé megfelel a GOLDHAMMER által szupratidális „ciklussapká”-nak nevezett képződménynek. Előfordul, hogy ez a sárgás színű, dolomitos sapka az egyetlen jel, amely arra utal, hogy a diszkontinuitási felszín mentén a karbonátanyag átrendeződése zajlott le. Ugyanez a sárga, mikrites anyag gyakran a szárazra kerülési felszín alatt, repedések, elválási lapok mentén, mélyen lehatol a szubsztrátumba.

8) A talajképződés, azaz a szárazulatra került üledék pedogenezise nem pillanatszerű esemény, hanem bizonyos időtartamot felölelő – akár nagyon is változatos – események sorozata. Ezek egy része a klíma változásait tükrözheti, más részük a szubsztrátum fizikai tulajdonságainak, megint más részük a környezet hidrológiájának a változását, a talajfelszínt kolonizáló növénytakaró történetét vagy a levegőből kiülepedett és szárazra került karbonátfelszínt lepelként beborító, agyagos üledék sajátosságait rögzítheti számunkra. Ami a hidrológiát illeti, a tengerszint változása szükségszerűen vonja maga után a hidrológiai változást: a tengerszint emelkedésével a korábban a telítetlen (vadózus) zónában tartózkodó üledék – amint pórusait az emelkedő, először édes-, majd brakk, végül tengeri összetételű talajvíz átitatja – a telített (meteorikus, majd marin freatikus) zóna részévé válik (lásd még alább és a 9. ábrát is). Amint arra már utaltam, STRASSER (1994), WRIGHT (1994) és mások számításai szerint a ciklusos karbonátplatform rétegsorokat megszakító, egyedi szárazulati epizódok hossza legfeljebb néhány ezer év lehet.

9) STRASSER et al. (2000) amellett érvel, hogy a Föld Nap körüli pályájának rendellenességei (excentricitás, tengelyferdeség, precesszió) által meghatározott tengerszint-változási ciklusokhoz (egyetlen tengerszintcsökkenésből, majd az azt követő emelkedésből álló eseménysorhoz) rendelhető szárazulati időszakok hossza érett, passzív peremi pozícióban lévő karbonátplatformon mindenképp csak rövidebb lehet, mint az elemi fél-ciklusok tartama. A Milanković-frekvenciát (precesszió, ~20 kyr) feltételezve, ez szerinte is kevesebb, mint 10 ezer év. Amikor egy szárazulati eseményt követően a tengerszint ismét megemelkedik, a karbonátgyár csak hosszabb-rövidebb késéssel (lag-time) indul be újra. Ezt – még a tengerelőtér kezdetén – az árapályöv feletti (pl. vihardagályok által eredményezett), akár jelentős erózió vezetheti be. Ezután, már

Miként függhet a klímajel megőrződése a pedogenezis egyéb meghatározó tényezőitől és időtartamától?
In addition to climate itself and the duration of the exposure what else does the apparent climate signal depend on?



9. ábra. A klimatikus és/vagy talajhidrológiai változások egyes elemeinek tárolódási lehetőségei az intraformációs paleotalajokban

Figure 9. The effect of climate and/or of changing soil-hydrology and its preservation potential in intraformational paleosols

szubmarin körülmények között, de üledékképződéssel még nem jellemzett időszak következhet, melyről a talajosodott üledékfelszínen keletkező, azt módosító *hardground* (keményfelszín) jelenségek vagy legalábbis bioeróziós nyomok tanúskodhatnak. Már említettem, hogy ilyeneket IMMENHAUSER et al. (2000a, b) írt le Ománból. Valószínűleg e képződmények sok helyütt megvannak, de csak alaposabb vizsgálatok hívják fel rájuk a figyelmet. Amikor a karbonátgyár már működik, a felhalmozódó üledék hamarosan kitölti a rendelkezésére álló teret, és az újabb szárazulati esemény – autociklikus okokból – akár meg is előzheti a következő eusztatikus tengerszintesést.

A fentiekben részletezett litológiájú képződmények mindegyike megjelenhet külön-külön, de kombinálódhatnak is. Ennek megfelelően a ciklusos karbonátsorozatokat megszakító diszkontinuitási felszínek paleotalajai lehetnek egyszerűek és összetettek. Az egyszerűek lehetnek kizárólag agyagosak (vöröses vagy szürkészöld színűek) vagy kizárólag karbonátosak. Az összetett paleotalajok ezekben a környezetekben általában keverten agyagosak és karbonátosak. A szubsztrátum felszíne bármelyik típus alatt lehet egyenetlen mikro- és mezokarsztos, vagy síkszerű, és bármelyiket kísérhetik i) mikrokarsztos üregek, ii) agyaggal vagy kalkrét jellegű, mikrites karbonáttal kitöltött repedések, iii) a breccsaklasztok közeibe beszűrődött agyaghártyák (amennyiben a szubsztrátum breccsás).

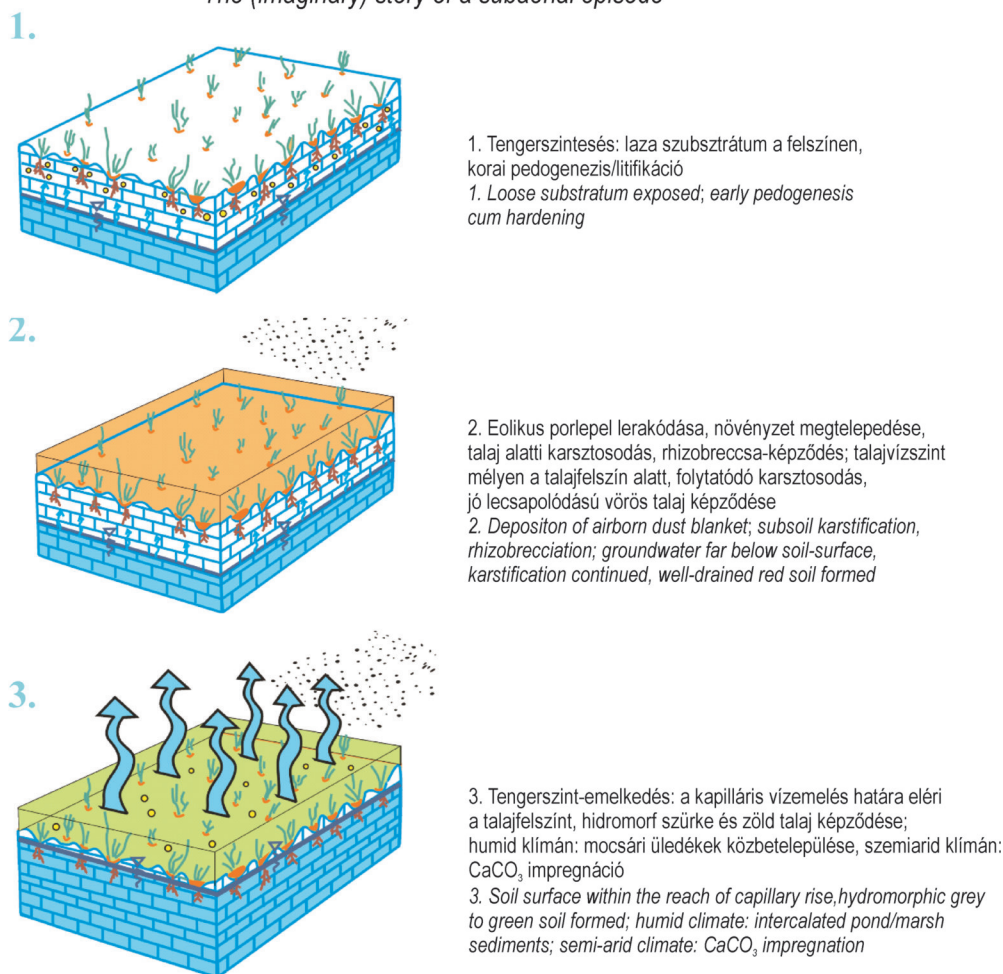
Az egyszerű paleotalajok vastagsága általában néhány cm-től néhány 10 cm-ig terjed, s megjelenhetnek egyedileg

(= *diszkrét* v. „*compound*” paleotalajok) vagy ún. kompozit (= összeharapódzó), szélső esetben ún. aggradáló paleotalaj-szekvenciák részeként. Egyedinek (*diszkrét*) nevezzük a paleotalajos szinteket WRIGHT & MARRIOTT (1996) és D'ARGENIO et al. (1997) nyomán akkor, ha a talajosodással együtt járó jelenségek (pl. a fekü oldódása, agyaghártyák beszűrődése stb.) nem hatolnak lejjebb, mint a talajfelszín alatt lévő karbonátos ciklus C-tagjának az alja.

Összeharapódzó (v. *composite*) a paleotalaj-szekvencia, ha bármely kiválasztott talaj esetében az ahhoz tartozó oldódási jelenségek az alatta lévő paleotalajszintig vagy az alá is lehatolnak.

Aggradáló (*cumulate*) talajokról akkor beszélünk, amikor a talajképződést időről-időre, ismétlődően igen kicsiny (< 1–2 mm) üledékkrementumok hozzáadódása szakítja meg, s ezek lerakódását követően az ismét meginduló pedogenezis „megemészt” a csekélyke üledékkrementumot. Ha ezek az elemi események (kevés üledék lerakódása és pedogenezis) elég sokszor ismétlődnek, az eredmény vastag (akár > 1 m), a kezdeti pedogenezis kétségtelen nyomait mutató, de jellemző talajszintekre nem különülő, aggradáló talajszelvény lesz. Az aggradáló talajszelvények (más néven „talaj-üledék komplexum”-ok) vastagságát a platform süllyedési rátájának, a hosszú távú tengerszintváltozási görbével jellemzett tengerszintesés vagy -emelkedés sebességének és a nagy frekvenciájú tengerszint oszcilláció amplitúdójának egymáshoz való viszonya határozza meg (11. ábra)

Egy szárazulati esemény elvi vázlata
The (imaginary) story of a subaerial episode



10. ábra. A szárazra kerülő karbonátfelszín talajosodásának, majd ismételt elöntésének egyszerűsített modellje

Figure 10. Cartoon showing the stages of subaerial exposure; pedogenesis; and subsequent burial of a shallow marine carbonate depositional environment

Az összetett paleotalajok csaknem mindig jelentős vastagságúak (nem ritkán > 1 m), aggradáló szelvények tagjaként jelennek meg, és agyagos elemeik leggyakrabban a már leírt redoxfolyamatokat tükrözik. Rhizobrecsás szubsztrátumra települő, sötét színű, laminált, enyhén talajosodott, mikrites üledékből és az azt fedő, gyakran ugyancsak laminált, sárgás színű kalkrétből állnak. Előfordul, hogy a szubsztrátumra települő első réteggént zöldes árnyalatú, agyagba ágyazódó, disszolvációs breccsa vezeti be a tulajdonképpeni talajos összletet.

Az ilyen összetett szelvények értelmezése felveti a kérdést, hogy tekinthető-e ezek egyetlen hosszan tartó talajképződési periódus termékeinek – ez esetben ugyanis a bennük tapasztalható vertikális anyageloszlást a konvencionális talajtan terminológiájával (A–B–C szintek) kellene/lehetne leírni. A másik lehetőség, hogy az észlelt jellegzetességek üledékképződéssel váltakozó pedogenezis ismétlődő történetét rögzítik, és ha így van, akkor vegyes szedimentológiai/talajtani nomenklatúrát kell alkalmaz-

nunk. A szárazra kerülő karbonátfelszín talajosodásának, majd ismételt elöntésének történetét ezek szerint az alábbiakban foglalhatjuk össze (10. ábra):

1. szakasz: a szárazra kerülő laza, nem konszolidált mészhomok és mészszipap kölcsönhatásba kerül a csapadékvízzel és a fokozatosan kiédesedő tengeri pórúsvízzel. Megindul az instabil (aragonitos, Mg-kalcitos) karbonát-szemcsék oldódása, és a stabilabb karbonátmódosulat (kalcit) kiválása révén a cementáció. Száradási repedések jönnek létre, és a szél által szállított por és pollen leülepedése következtében az üledékfelszínen megjelennek az első növények. A gyökerek és a talajlakó fauna tevékenysége nyomán az üledéket „biogalérák” járják át, megjelennek az első rhizokonkréciók. A klímától és a felszín öröklött domborzatától függően az üledékkel kölcsönható víz a vadózus (telítetlen) zónában meteorikus (csapadékvíz) összetételű, míg a freatikus (talajvízszint alatti) zónában és az ahhoz közvetlenül csatlakozó kapilláris szegély mentén tengeri, meteorikus vagy kevert. A relatív tengerszintesés sebes-

ségétől és az öröklött relieftől függően a tényleges szárazulati eseményt olyan hosszabb-rövidebb időszak előzhetheti meg, melynek során a laza üledéket vagy mangrove-típusú (tengerszint alatt gyökerező) vegetáció kolonizálja, vagy felszínén, már az árapályöv feletti zónában kevert víző, tenger menti mocsár (*supratidal marsh*) alakulhat ki. Az eredmény: kezdetleges talajbéllyegeket mutató, többé-kevésbé megkeményedett karbonátüledék.

2. szakasz: a megkeményedő szubsztrátum felett egyre jobban elburjánzik a növényzet, a gyökértevékenység nyomán az aljzat felbreccsásodik. Ha a klíma legalább szezonálisan száraz, jellegzetes szemcse körüli repedések (*circumgranular cracks*) jönnek létre, és megkezdődik az üledék CaCO_3 -tartalmának átrendeződése, kalkrétesedése. Növekszik a talajosodó üledék szervesanyag-tartalma, és a növénytakaró egyre nagyobb mennyiségű eolikus üledék végleges leülepedését segíti elő. Az így kialakuló talajtakaró csökkenti a szubsztrátumot érő kiszáradás hatását.

3. szakasz: ha a tengerszintcsökkenés mértéke akkora, hogy a talajvíznek a szelvény aljáról felfelé emelkedését elősegítő kapilláris vízemelés felső határa nem éri el a talajfelszínt, akkor a kialakuló talajszelvény jó lecsapolódási körülmények között alakul tovább s humid körülmények közt a végeredmény terra rossa vagy rendzina jellegű talaj lesz. Ha a klíma félszáraz vagy száraz, akkor klasszikus laminált, pizoidos, bekérgeződéses kalkrétszelvény alakulhat ki. Ha ezzel szemben a tengerszintesés olyan csekély, hogy a tengerszint a kapilláris vízemelésnek az üledék, illetve a talaj szemcseméretétől/porozitásától függő, általában 1,0–0,8 m-es tartományában marad akkor a kialakuló talaj hidromorf jelleget mutat. Szemi-arid klímán ezek laterálisan szétterjedő gyökérhálózatot, alveoláris-szeptális szerkezeteket, laminált dolomitos kalkrétsapkát foglalnak magukban, míg humid klímán gyakran mocsári üledékeket találunk Characea-maradványokkal. Szélsőségesen arid körülmények közt megjelenhetnek a sabkha-facies attribútumai is.

4. szakasz: az, hogy a szárazulati események eredményeként jó lecsapolódású (vöröses színű) vagy hidromorf (zöldesszürke színű) paleotalaj keletkezik, a tengerszint-változás sebességétől és amplitúdójától, valamint a platformsüllyedési rátától függ. Természetesen kezdődő eltemetődés során elvileg az eredetileg jó lecsapolódású paleotalajok vöröses színe is áldozatul eshet a megemelkedő talajvízszinttel összefüggő redoxváltozásnak. Az, hogy ez a gyakorlatban megvalósul-e, attól függ, hogy mennyi ideig tartott a szárazulati epizód. Ha az eltemetődéssel összefüggő hidrológiai változás olyan paleotalajt ér, amelyben a növényi eredetű szerves anyag nagy része már a felszínen elbomlott, s amelynek ásványos összetétele az eltemetődés előtt már stabilizálódott (hematittá alakult), igen kicsi az esély arra, hogy a jókristályos hematit a stagnáló pórusvízi környezetre a ferrivas ferrovassá alakulásával reagáljon. Ha azonban a talajban még a ferrihydrithez hasonló metastabil vasásványok, valamint tetemes mennyiségű szerves anyag van, akkor a stagnáló környezetben kialakuló redukzív körülmények között a vastartalom

két vegyértékű vasásványok formájában állandósul: először sziderit, majd mivel a pórusvíz a tengerszint-emelkedéssel fokozatosan brakk, illetve marin összetételűvé válik és ezt követően beindul a szulfátredukció – a finom-diszperz szerves anyagot is tartalmazó, agyagos talajban pirit jelenik meg. A talaj színe emiatt vörösből zöldesszürkévé változik. Számos mezozoos karbonátösszetűnkben (pl. a lábatlani Kecskető vagy a tardosi Vöröshíd kőfejtőiben) a feltárt paleotalajok többsége zöldesszürke színű. Ennek egy lehetséges magyarázata az lehet, hogy a legtöbb szárazulati esemény időtartama nem volt elég hosszú ahhoz, hogy a talajok vasásványai az ismételt elöntés előtt stabilizálódjanak. A másik lehetőség az, hogy esetleg a tengerszintesés rátája közel azonos volt a platformsüllyedés rátájával, a nagyfrekvenciájú oszcillációk amplitúdója pedig túl kicsi volt, így a kapilláris emelés zónája a tengerszintesés maximuma közelében sem került olyan mélyre, hogy a kapillárisok mentén felfelé emelkedő víz ne érje el a talajfelszínt – így a szárazulati epizód teljes tartama alatt hidromorf körülmények uralkodhattak.

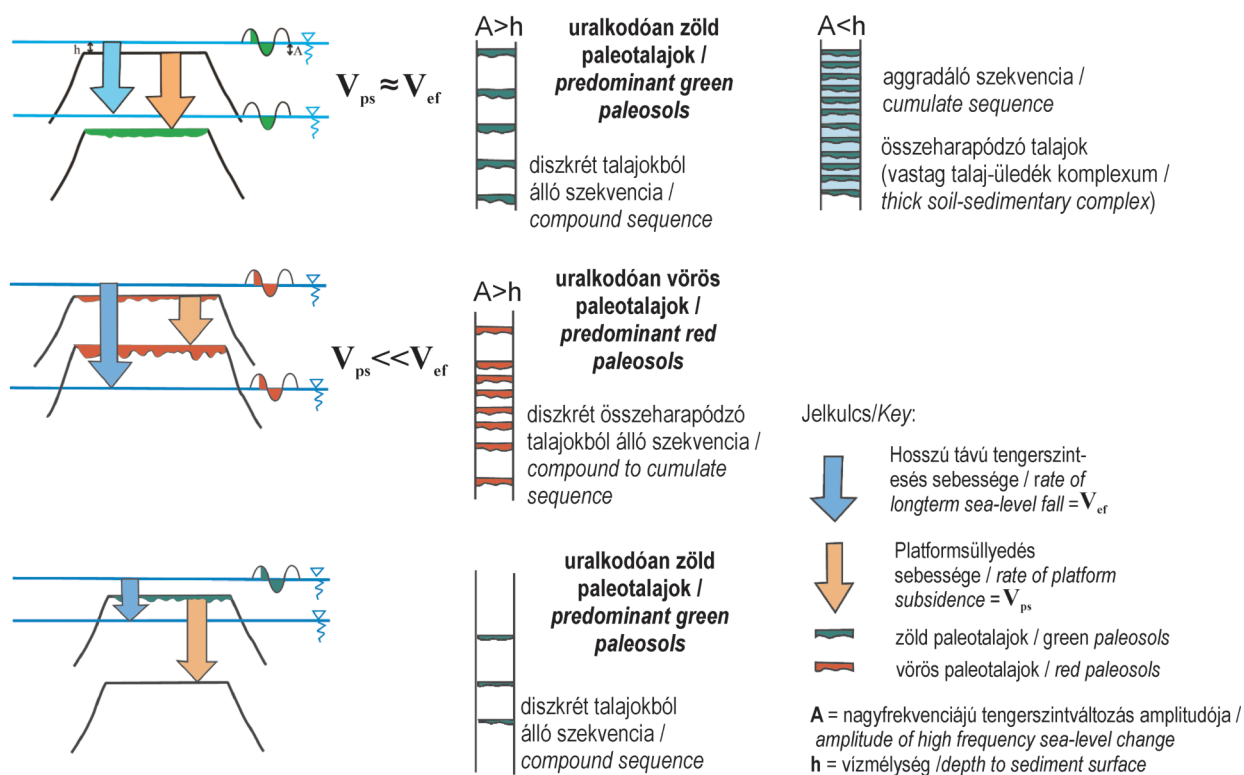
A karbonátos környezet intraformacionális paleotalajainak a kialakulását és eltemetődését a fentieket szemléltető 10. és 11. ábra mutatja be. Fontos hangsúlyozni, hogy a paleotalaj-sorozatok jellege (színe, ásványos összetétele) és a rétegsorban való előfordulásuk mintázata az egyszerű klimatikus információ mellett hasznos adalékokkal szolgálhat a platform süllyedéstörténete finom részleteinek megismeréséhez is (11. ábra).

Miként járulhatnak hozzá a paleotalajok a karbonátos üledékképződési környezet történetének pontosításához?

Tudjuk, hogy a paleotalajok keletkezésüket részben földtani, részben talajtani folyamatoknak köszönhetik, ezért az ezzel foglalkozó geológusnak mindkét szakterület tudásanyagát hasznosítania kell. Semmiképpen sem szabad a paleotalajokat feltétlenül beleerőltetni a talajosztályozási rendszerek bármely kategóriájába. Célravezetőbb, ha az elemi talajtani és ugyanígy az elemi üledéktani részfolyamatokra koncentrálna igyekszünk megfejteni mi is történt abban az időintervallumban, amelynek eredménye a pedogén folyamatok által módosított üledékréteg.

Annyi bizonyos, hogy a hosszú időtartamú, szárazulati unkonformitások paleotalajaiban tárolt klímajel szükségképpen átlagolt információt fog adni az általa reprezentált időszakról. Szerencsés esetben elképzelhető, hogy az adott időszakra eső esetleges klímaváltozás rejtett jeleit is felismerhetjük bennük (pl. alapvetően agyagos paleotalajokban megjelenő mészkonkréciós szintek humid-arid váltásra utalhatnak). Megjegyezzük, hogy ezek a paleotalajok kitűnő domborzatjelzők lehetnek.

Az intraformacionális paleotalaj-sorozatok ezzel szemben részletes (jó felbontású) információt tárolhatnak az esetleges klímaváltozásokról. A konkrét környezetre vonatkozó, értékelhető klímajel azonban csak közepes vagy jó



11. ábra. A különböző rendű relatív tengerszintváltozások és a szárazra került felszínen kialakuló paleotalajok egymáshoz való viszonya. (A jelmagyarázatot lásd a szövegben)

Figure 11. The relationship between 3rd and 4th order relative sea-level changes and the various types of paleosols formed on the exposed surface (the key is in the text)

lecsapolódású talajoktól várhatunk. A hidromorf talajok legfeljebb agyagásványaik milyensége révén utalhatnak a távolabbi környezet klímaviszonyaira (detritális agyagásványok) vagy a környező szupratidális „pocsolyák” szalinitására.

Megbízhatóbb és közvetlenebb lehet az az információ, amelyet a paleotalajok a platformsüllyedés és az euszztatikus tengerszintváltozás egymáshoz való viszonyáról őrizhetnek.

Az aggradáló paleotalajok (a WRIGHT & MARRIOTT 1996 által „cumulate”-nak nevezett talaj-üledék komplexumok) akkor jönnek létre, amikor az alacsonyabb rendű tengerszintváltozási görbe szerinti vízszintcsökkenés mértéke azonos a platform süllyedési rátájával, a szuperponálódó, magasabb rendű oszcillációk amplitúdója pedig olyan csekély, hogy a platform teteje a szubtidális tartományból éppen csak az intertidális/szupratidális zóna határára kerül. Ilyen esetben előfordulhat, hogy a platformon hosszú időn keresztül érvényesülhetnek a tengerszintközeli körülmények, következésképp az üledék-képződés és a pedogenezis folyamatos (a magasabb rendű tengerszint-ingadozásokból eredő) váltakozása vastag aggradáló sorozatot eredményezhet.

Ilyen esetekben informatív lehet a talajok színe is, mégpedig a negyedrendű oszcillációk amplitúdója szempontjából, hiszen – mint már említettem – a vörös és zöldesszürke változatok megjelenése a vasásványoknak az újabb tengerelöntéskor érvényes mineralizációs fokától

függ, amit a pedogenezis zónájában eltöltött idő határoz meg.

Nem lehetetlen, hogy – amint azt már GOLDSTEIN et al. (1991) is felvetette – a jövőben a fentiekhez hasonló talaj-hidrologiai megfontolások segíthetnek a tengerszintváltozási görbék reális alakjának pontosabb meghatározásában.

A karbonátos környezet paleotalajainak geodinamikai jelentősége

Általánosan elfogadott tény, hogy a karbonátos környezet nagy regionális unkonformitásaihoz kötődő paleotalajok minden esetben tektonikusan vezérelt kiemelkedéssel/erózióval hozhatók összefüggésbe (BÁRDOSSY 1982, BÁRDOSSY & DECOURT 1990, COMBES & BÁRDOSSY 1994, RETALLACK 1990, D'ARGENIO & MINDSZENTY 1995, MINDSZENTY et al. 1996).

Elvileg az ilyen események előhírnökeként a karbonátos üledéksorozatban mind az intraformacionális paleotalajok gyakoriságának, mind az egyedi talajosodási epizódok által képviselt időtartamoknak növekedniük kell olyasféléképpen, mint ahogy azt GOLDHAMMER et al. (1991) elvi ciklosztratigráfiai rétegoszlopai tükrözték. A mi esetünkben a ciklus természetesen nem lehet olyan teljes, mint a GOLDHAMMER-féle modellben, hiszen a növekvő gyakoriságú és időtartamú szárazulati epizódokat itt a kiemelkedést jelző, nagy méretű eróziós hézag (a nagy regionális unkonformi-

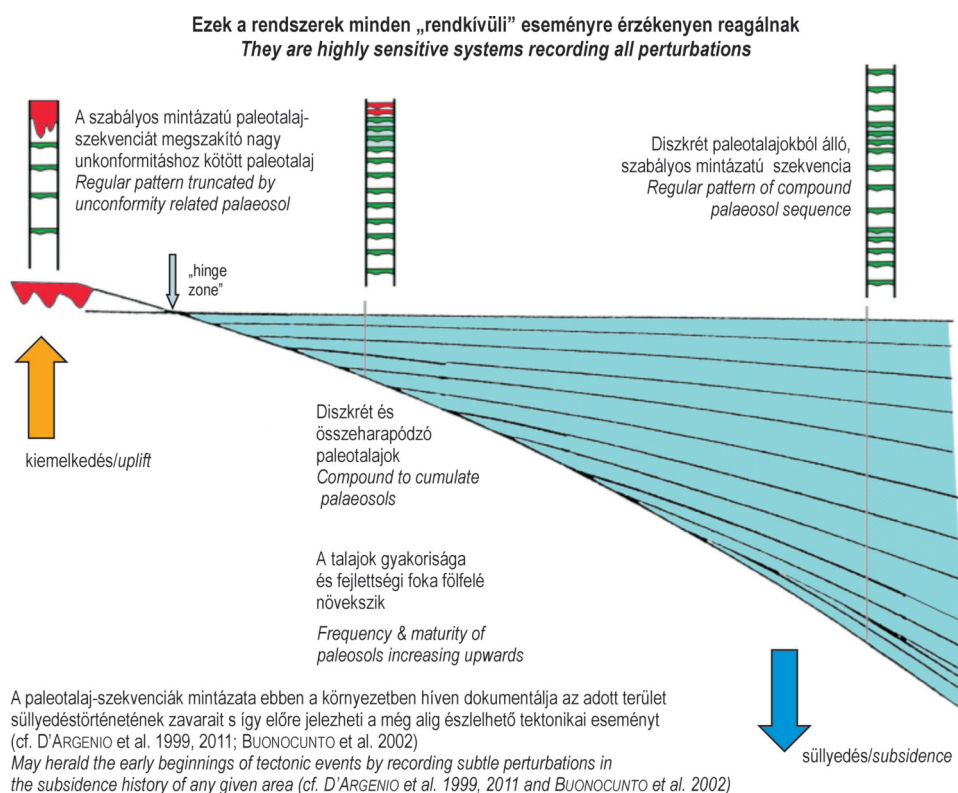
tás) vágja el, a ciklus második fele (a harmadrendű euszztatikus görbe tengerszint-emelkedéssel jellemzett szakasza) ez esetben teljesen hiányozhat.

Ugyancsak általános vélemény szerint az intraformacionális paleotalaj-sorozatokat a nagy kontinentális karbonátselfek izosztikus (termális) süllyedését és az arra szuperponálódó, globális euszztatikus vízszintváltozásokat (és részben autociklikus szárazra kerülési eseményeket) tükrözik. Ez a környezeti változásokra rendkívüli érzékenységgel reagáló rendszer képes arra, hogy az adott terület/szektor süllyedéstörténetében bekövetkező legkisebb változásokat (pl. a süllyedés egy kezdődő kiemelkedést jelző lelassulását) is tükrözze, mintegy előre jelezze (lásd fent).

Mivel a ciklosztratigráfiát leginkább szedimentoló-

is, érdekes módon ez a megközelítés a mai napig nem vált általánossá. Ugyanígy az észlelt jelenségeknek (ciklosztratigráfiai anomáliák) a globális euszztatikus vízszintváltozásokon túlmutató, geodinamikai értelmezése is csak a legutóbbi időben jelent meg a ciklosztratigráfiával foglalkozó kutatói közösségek témái közt (D'ARGENIO et al. 2011).

Ez utóbbi kísérlet arra mutat, hogy a jövőben érdemes lesz az intraformacionális paleotalajokban rejlő információt szisztematikusan megfejteni, és azt a geodinamikai folyamatok jobb megértésében is hasznosítani. Különösen ígéretes lehet ez olyan esetekben, amikor egy-egy nagy regionális unkonformitás laterális folytatásában jól vizsgálható, valamint a szárazulati epizód idején tovább



12. ábra. A platform izosztikus süllyedését megzavaró, lokális tektonikai esemény tükröződése a ciklotémák és a hozzájuk kapcsolódó paleotalajok mintázatában és litológiájában

Figure 12. Local tectonics interfering with the isostatic subsidence of the platform, is reflected by perturbation of the pattern of cyclothemes and the lithology of the related paleosols

gusok művelik, érthető, hogy figyelmüket általában a ciklushatárokhöz kötődő karsztos/diagenetikus elváltozások vizsgálata köti le (pl. HAAS 1988; GOLDSTEIN et al. 1991; READ & HORBURY 1993; STRASSER 1994; D'ARGENIO et al. 1997, 2001; AMODIO et al. 2008), és ezek alapján igyekeznek minősíteni a ciklushatárokat, illetve az azokhoz köthető diszkonformitásokat. Noha a GOLDSTEIN et al. (1991) által alkalmazott integrált megközelítés már hangsúlyozza, hogy a paleotalajjellegek és a mikrokarsztjelenségek együttes, sok szempontú vizsgálata a célra vezető, s ezt két észak-amerikai karbon és egy spanyolországi miocén esettanulmánnyal meggyőzően illusztrálják

süllyedő medenceperemi rétegsorok is tájékoztathatnak a süllyedéstörténeti anomáliákról (12. ábra).

Köszönetnyilvánítás

A kézirat alapos lektorálásáért és a gondolatébresztő megjegyzésekért HAAS Jánost és BAKACSI Zsófiát illeti köszönet. Az ábrák gondozását, csinosítását és számos egyéb szerkesztésbeli segítséget PIROS Olgának, a szöveg befogadását, a végtelen türelmet és a mindvégig fáradhatatlan biztatást pedig SZTANÓ Orsolyának köszönöm.

Irodalom – References

- ALLAN, J. R. & MATTHEWS, R. K. 1982: Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. – *Sedimentology* **29**, 797–817. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb00085.x>
- AMODIO, S., FERRERI, V., D'ARGENIO, B., WEISSERT, H. & SPROVIERI, M. 2008: Carbon isotope stratigraphy and cyclostratigraphy of shallow marine carbonates: the case of San Lorenzello, Lower Cretaceous of southern Italy. – *Cretaceous Research* **29**, 803–813. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.022>
- ARAKEL, A. V. 1986: Evolution of calcrete in palaeodrainages of the Lake Napperby area, Central Australia. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **54**, 283–303. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90129-x](https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90129-x)
- BÁRDOSY, Gy. 1982: *Karst Bauxites – Bauxite deposits on carbonate rocks*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, Elsevier, Amsterdam, 441 p. <https://doi.org/10.1016/c2009-0-14505-1>
- BÁRDOSY, Gy. 1997: Berthier és a bauxit kalandos története. – *Földtani Közlöny* **127/3–4**, 483–492.
- BÁRDOSY, Gy. & DERCOURT, J. 1990: Les gisements des bauxites téthysiens (Méditerranée, Proche et Moyen Orient); cadre paléogéographique et controles génétiques. – *Bulletin de la Société Géologique de France* **8/4(6)**, 869–888. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.vi.6.869>
- BERTHIER, P. 1921: Analyse de l'alumine hydratée des Beaux, département des Buches-d-Rhône. – *Annales des Mines, Paris*, sér. **6**, 531–534.
- BIRKELAND, P. W. 1984: *Soils and geomorphology*. – New York, Oxford University Press, 372 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756800031617>
- BOARDMAN, M. R., MCCARTNEY, R. F. & EATON, M. R. 1995: *Bahamian paleosols: origin, relation to paleoclimate and stratigraphic significance*. – In: CURRAN, H. A. & WHITE, B. (eds): *Terrestrial and Shallow Marine Geology of the Bahamas and Bermuda, GSA Spec. Paper 300*, Boulder, Colorado, 33–50. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2300-0.33>
- BUCKLAND, W. 1837: *Geology and mineralogy considered with reference to natural theology*. Vol. 2. – London, William Pickering, 328 p.
- BUSHINSKI, G. I. 1967: Regularities in bauxite distribution in geosynclines. – *Trudy SNIIGGIMS* **66**, Novosibirsk, 9–25.
- COMBES, J.-P. & BÁRDOSY, Gy. 1994: Typologie et contrôle géodynamique des bauxites téthysiennes. – *Comptes rendus de l'Académie des sciences* **318**, sér. **2**, 359–366.
- D'ARGENIO, B. & MINDSZENTY, A. 1995: Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. – *Eclogae Geologicae Helveticae* **88**, 453–499.
- D'ARGENIO, B., FERRERI, V., AMODIO, S. & PELOSI, N. 1997: Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platforms. – *Sedimentary Geology* **113**, 169–193. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(97\)00076-6](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(97)00076-6)
- D'ARGENIO, P. R., HERMANN, H. & KATOEN, J. P. 1999: On Generative Parallel Composition. – *Electronic Notes in Theoretical Computer Science* **22**, 30–54. [https://doi.org/10.1016/s1571-0661\(05\)80596-1](https://doi.org/10.1016/s1571-0661(05)80596-1)
- D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & AMODIO, S. 2011: Eustatic Cycles and Tectonics in the Cretaceous shallow Tethys, Central-Southern Apennines. – *Italian Journal of Geosciences* **130/1**, 119–127. <https://doi.org/10.3301/ijg.2010.27>
- DEÁK F. J. 1996: A lábatlani Kecskő felső triász karbonátos paleotalajszintjeinek paleopedológiai szempontú vizsgálata. – *Diplomamunka*, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 50 p.
- DEÁK, F. J., FÖLDVÁRI, M. & MINDSZENTY, A. 2002: A new tool to detect exposure surfaces in shallow water carbonate depositional environments. – *Acta Geologica Hungarica* **45/3**, 301–317. <https://doi.org/10.1556/ageol.45.2002.3.7>
- DURN, G. 2003: Terra rossa in the Mediterranean region: parent material, composition and origin. – *Geologia Croatica* **56/1**. <https://doi.org/10.4154/gc.2003.06>
- DURN, G., OTTNER, F. & SLOVENEC, D. F. 1999: Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. – *Geoderma* **91**, 125–150. [https://doi.org/10.1016/s0016-7061\(98\)00130-x](https://doi.org/10.1016/s0016-7061(98)00130-x)
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. 1998: Lofer cyclothems revisited (Late Triassic, Northern Alps, Austria). – *Facies* **38**, 207–228. <https://doi.org/10.1007/bf02537366>
- ESTEBAN, M. A. & KLAPPA, C. F. 1983: Subaerial Exposure Environment. – In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. (eds): *Carbonate Depositional Environments*. – *AAPG Spec. Memoir* **216**, 49–79. <https://doi.org/10.1306/M33429C1>
- FISCHER, A. G. 1964: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – *Kansas Geological Survey, Bulletin* **169/1**, 102–149.
- FOOS, A. M. 1991: Aluminous lateritic soils, Eleuthera, Bahamas: a modern analogue to carbonate paleosols. – *Journal of Sedimentology Petrology* **61**, 340–348. <https://doi.org/10.1306/d4267703-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- GOLDHAMMER, R. K., DUN, P. A. & HARDIE, L. A. 1990: Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns and the hierarchy of stratigraphic forcing. Examples from Alpine Triassic platform carbonates. – *Geological Society of America Bulletin* **102**, 535–562. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0535:dccslc>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0535:dccslc>2.3.co;2)
- GOLDSTEIN, R. H., ANDERSON, J. E. & BOWMAN, M. W. 1991: Diagenetic responses to sea-level change: Integration of field, stable isotope, paleosol, paleokarst, fluid inclusion and cement stratigraphy research to determine history and magnitude of sea-level fluctuation. – In: FRANSEEN, E. K., WATNEY, L. W., KENDALL, C. G. ST. C. & ROSS, W. (eds): *Sedimentary Modeling: Computer simulations and methods for improved parameter*. *Bulletin of Kansas Geological Survey* **233**, 139–161. <https://doi.org/10.17161/kgbulletin.no.233.20454>
- HAAS, J. 1988: A Dunántúli-középhegység felsőtriász karbonátos kőzeteinek fácieselemzése a Lofer-ciklusok jellegei alapján. – *Földtani Közlöny* **118**, 101–108.
- HAAS, J. 1994: Lofer cycles of the Upper Triassic Dachstein platform in the Transdanubian Mid-Mountains (Hungary). – In: BOER, P. L. DE & SMITH, D. G. (eds): *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Wiley online Library. <https://doi.org/10.1002/9781444304039.ch20>

- HARDEN, J. W. 1982: A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. – *Geoderma* **28**, 1–28. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(82\)90037-4](https://doi.org/10.1016/0016-7061(82)90037-4)
- IMMENHAUSER, A., SCHLAGER, W., BURNS, S. J., SCOTT, R. W., GEEL, T., LEHMANN, J., VAN DER GAEST, S. & BOLDER-SCHRIJVER, L. J. A. 2000a: Origin and correlation of disconformity surfaces and marker beds, Nahr Umr Formation, Northern Oman – Middle East Models of Jurassic-Cretaceous Carbonate Systems. – *SEPM Special Publication* **69**, 209–225. <https://doi.org/10.2110/pec.00.69.0209>
- IMMENHAUSER, A., CREUSEN, A., ESTEBAN, M. & VONHOF, H. B. 2000b: Recognition and interpretation of polygenetic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shu'aiba, Nahr Umr and Natih Formations of Northern Oman. – *GeoArabia* **5**, 299–322. <https://doi.org/10.2113/geoarabia0502299>
- JOACHIMSKI, M. M. 1994: Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences. Evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mts. – *Sedimentology* **41**, 805–824. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01425.x>
- LAMPLUGH, G. W. 1902: 'Calcrete'. – *Geological Magazine* (Decade IV), p. 575. <https://doi.org/10.1017/s0016756800181646>
- LOUGHNAN, F. C. 1969: *Chemical weathering of silicate minerals*. – American Elsevier, 154 p. <https://doi.org/10.1126/science.168.3939.1567-a>
- MARTIN-CHIVELET, J. & GIMENEZ, R. 1992: Paleosols in microtidal carbonate sequences, Sierra de Utiel Formation. Upper Cretaceous, S. E. Spain. – *Sedimentary Geology* **81**, 125–145 [doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90060-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90060-5).
- MILNES, A. R. 1992: Calcretes. – In: MARTINI, I. P. & CHESWORTH, W. (eds): *Weathering, Soils and Paleosols*. – Developments in Earth Surface Processes No. 2, Elsevier, 309–344. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-89198-3.50018-0>
- MINDSZENTY, A. 2019: Soils or sediments? The role of R. Langohr's process-oriented approach in understanding carbonate-related paleosols of the stratigraphic record. – In: DEÁK, J., AMPE, C. & MIKKELSEN, J. H. (eds): *Soils as Records of Past and Present. Proceedings Geoarcheological Meeting, Bruges (Belgium), 6–7 November 2019*, Raakvlak, Bruges, 263–270.
- MINDSZENTY, A. & DEÁK, F. J. 1996: Carbonate paleosols from the Upper Triassic of the Gerecse Hills, Hungary. – *Abstracts, Sediment '96, Wien, 11. Sedimentologentreffen*. University of Wien, p. 113.
- MINDSZENTY, A. & DEÁK, F. J. 1999: Carbonate paleosols from the Upper Triassic of the Gerecse Mountains, Hungary. – *Földtani Közlöny* **129/2**, 213–248.
- MINDSZENTY, A., D'ARGENIO, B. & AIELLO, G. 1996: Lithospheric bulges at regional unconformities. The case of the Mesozoic–Tertiary Apulia. – *Tectonophysics* **252**, 137–161. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00091-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00091-7)
- MUHS, D. R., BUSH, C. A. STEWART, K. C. ROWLAND, T. R. & CRITTENDEN, R. C. 1990: Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and western Atlantic islands. – *Quaternary Research* **33**, 157–177. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(90\)90016-E](https://doi.org/10.1016/0033-5894(90)90016-E)
- MUHS, D. R., BUDHAN, J. R., PROSPERO, J. M., SKIPP, G. & HERWITZ, S. R. 2012: Soil genesis on the island of Bermuda in the Quaternary: The importance of African dust transport and deposition. – *Journal of Geophysical Research* **117**, F03 025. <https://doi.org/10.1029/2012jf002366>
- NEUMAYR, M. 1875: Zur Bildung der Terra Rossa. – *K.u.K. Geol. Reichsanst. Ver. Wien* **3**, 1–50.
- PLATT, N. H. & WRIGHT, V. P. 1991: Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. – In: ANADÓN, P., CABRERA, L. & KELTS, K. (eds): *Lacustrine Facies Analysis. IAS Special Publication* **13**, 55–73. <https://doi.org/10.1002/9781444303919.ch3>
- READ, J. F. 1974: Calcrete deposits and Quaternary sediments, Edel province, Shark Bay, Western Australia. – *AAPG Special Volume on Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*, 250–282. <https://doi.org/10.1306/m22379c5>
- READ, J. F. & HORBURY, A. D. 1993: Eustatic and tectonic control on porosity evolution beneath sequence-bounding unconformities and parasequence disconformities on carbonate platforms. – In: HORBURY, A. D. & ROBINSON, A. G. (eds): *Diagenesis and Basin Development. AAPG Studies in Geology* **36**, 155–198.
- RETAILLACK, G. J. 1990: *Soils of the Past – An introduction to paleopedology*. – Unwin and Hyman, London, 520 p. <https://doi.org/10.1002/9780470698716>
- SADLER, P. M. 1981: Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. – *The Journal of Geology* **89/5**, 569–584. <https://doi.org/10.1086/628623>
- SADLER, P. M. 1994: The expected duration of upward-shallowing peritidal carbonate cycles and their terminal hiatuses. – *GSA Bulletin* **106**, 791–802. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0791:tedous>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0791:tedous>2.3.co;2)
- SCHLAGER, W. 1999: Scaling of sedimentation rates and drowning of carbonate platforms. – *Geology* **27**, 183–186. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0183:sosrad>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0183:sosrad>2.3.co;2)
- SCHWARZACHER W. 1947: Über die sedimentäre Rhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. – *Geologische Bundesanstalt, Verhandlungen*, **10–12**, 175–188.
- SLOSS, L. L. 1963: Sequences in the Cratonic Interior of North America. – *Geological Society of America Bulletin* **74/2**, 93–114. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[93:sitcio\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[93:sitcio]2.0.co;2)
- STEFANOVITS P., FILEP Gy. & FÜLEKY Gy. 1999: *Talajtan*. – Mezőgazda Kiadó, 470 p.
- STYCHULA, J. A. & ANDERSON, E. J. 2001: The relative maturity of paleosols (chrono and toposequences) formed within an orbitally forced cyclic hierarchy of cycles: The Purbeck Group, Lower Cretaceous, Dorset, England. – *Geological Society of America, Abstracts with Programs*. p. 446.
- STOOPS, G., MARCELLINO, V. & MEES, F. 2010: *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. – Elsevier, 720 p. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-18081-9>

- STRASSER, A. 1991: Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin, Springer-Verlag, 709–721.
- STRASSER, A. 1994: Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal peritidal carbonates (Upper Tithonian – Lower Berriasian, French Jura Mts.). – *Special Publication of IAS* **19**, 285–301. <https://doi.org/10.1002/9781444304039.ch19>
- STRASSER, A. & HILLGÄRTNER, H. 1998: High-frequency sea-level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and lower Valanginian of Mt Salève, French Jura). – *Eclogae Geologicae Helvetiae* **91**, 375–390.
- STRASSER, A., ERTNER, H. H., HUG W. & PITTET, B. 2000: Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. – *Terra Nova* **12**, 303–311. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00315.x>
- SZENDREI G. 2000: *Talaj-mikromorfológia*. – ELTE Eötvös Kiadó Budapest, 220 p.
- TURINI, P. 1808: *Della preparazione dell'alume nella miniera di San Pietro nel dipartimento dell'Istria*. – Venezia, 67 p.
- VALETON, I. 1972: *Bauxites. Developments in Soil Sciences*. – Elsevier, Amsterdam, 226 p.
- VANCAMPENHOUT, K., LANGOHR, R., SLAETS, J., BUURMAN, P., SWENNEN, R. & DECKERS, J. 2013: Paleo-pedological record of the Rocourt Pedosequence at Veldwezelt-Hezerwater (Belgian Pleistocene Loess Belt) Part 1. Evolution of the parent material. – *Catena* **107**, 118–129. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.02.005>
- VANSTONE, S. D. 1996: The influence of climatic change on exposure surface development: a case study from the Late Dinantian of England and Wales. – In: STROGEN, P., SOMMERVILLE, I. D. & JONES, G. L. (eds): *Recent Advances in Lower Carboniferous Geology*. – *Geological Society London Special Publications Journal* **107**, 281–301. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1996.107.01.20>
- VÉGH-NEUBRANDT, E. 1982: *Triassische Megalodontaceae – Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 526 p.,
- WEBSTER, T. 1826: Observations on the Purbeck and Portland Beds. – *Transactions of the Geological Society of London* **2**, 37–44. <https://doi.org/10.1144/transgslb.2.1.37>
- WILKINSON, B. H., OPDYKE, B. N. & ALGEO, T. J. 1991: Time partitioning in cratonic carbonate rocks. – *Geology* **19/11**, 1093–1096. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<1093:tpiccr>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<1093:tpiccr>2.3.co;2)
- WRIGHT, V. P. 1994: Paleosols in Shallow Marine Carbonate Sequences. – *Earth Science Reviews* **35/4**, 367–395. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90002-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90002-7)
- WRIGHT, V. P. & MARRIOTT, S. B. 1996: A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old red Sandstone of Britain – *Journal of Geological Society, London* **153**, 907–913. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0907>
- WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. 1991: Calcretes: an Introduction. – In: WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (eds): *Calcretes*. Reprint Series Vol. 2. IAS, Blackwell, Oxford, 1–22. <https://doi.org/10.1002/9781444304497.ch>
- WRIGHT, V. P., VANSTONE, S. D. & MARSHALL, J. S. 1997: Contrasting flooding histories of Mississippian carbonate platforms revealed by marine alteration effects in palaeosols. – *Sedimentology* **44/5**, 825–842. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1997.d01-51.x>
- YAALON, D. H. 1963: On the origin and accumulation of salts in groundwater and in soils of Israel. – *Bulletin of the Research Council of Israel* **11G**, 105–131.

Kézirat beérkezett: 2026. 01. 23.

A természetes hidrogén mint potenciális jövőbeli energiaforrás földtani háttere és kutatásának lehetőségei

BÉKÉSI Eszter^{1,2}, TARI Gábor³, BERKESI Márta^{1,2}, GELENCSÉR Orsolya⁴, HORVÁTH Laura⁵, KOVÁCS Gábor^{6,7},
MAYER Zoltán⁸, PORKOLÁB Kristóf^{1,2}, SPRÁNITZ Tamás^{1,2}, SZÁRNYA Csilla¹, SZTANÓ Orsolya⁹

¹HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron. E-mail: bekesi.eszter@epss.hun-ren.hu

²MTA–HUN-REN FI FluidsByDepth Lendület Kutatócsoport, HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron; ³OMV Energy, Vienna, Austria; ⁴University of Texas, Austin, Bureau of Economic Geology, USA; ⁵Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Közettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest; ⁶Geomega Kft., Budapest;

⁷Eötvös Loránd Tudományegyetem, Savaria Egyetemi Központ, Földrajzi Tanszék, Szombathely; ⁸Magyar Hidrogén és Tüzelőanyag-cella Egyesület, Budapest; ⁹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

Geological characteristics and exploration methods of natural hydrogen

Abstract

Natural hydrogen (H_2 , occurring naturally in the subsurface) is receiving increasing global attention as a potential energy source, although future exploitation requires the more complete understanding of hydrogen systems. Methodologies used in hydrocarbon exploration can be partly adopted to hydrogen systems, while hydrogen is expected to behave differently in the subsurface. The two most important hydrogen generating mechanisms are water-rock interactions (mainly serpentinization) and radiolysis (the breakdown of water by radioactive elements). Due to its high mobility, potential hydrogen fields are likely to be short-lived, dynamic systems, and the accumulation may only be provided by effective seals, such as evaporites. However, it is important to note that globally there is only one known natural hydrogen field discovered, the Bourakébougou field in Mali. In relation to its mobile nature, surface manifestations of hydrogen, such as mega-seeps, so-called fairy circles (sub-circular depressions), and micro-seepages associated with fault zones exist. Geo-physical and geological methods used in the hydrocarbon industry can be partially applied to hydrogen exploration, but new tools are necessary to infer for the presence of hydrogen in the subsurface. Remote sensing methods are effective tools for mapping potential hydrogen seepages, primarily fairy circles. Soil gas measurements are widely accepted methods to identify hydrogen seeps and are under rapid methodological development. The presence/absence of other gases (CO_2 , Rn, He, CH_4 , N_2) and direct analyses of fluids trapped as inclusions in rock samples can provide important additional proxies for hydrogen. The integration of observation- and model-based studies promote the better understanding of hydrogen systems, while further research is necessary for potential resource characterization and market utilization.

Keywords: natural hydrogen, hydrocarbon systems, fairy circles, remote sensing, soil gas measurements, geochemistry

Összefoglalás

A természetes (a felszín alatt természetesen előforduló) hidrogén (H_2) mint energiaforrás egyre növekvő érdeklődést kap a globális energiaszektorban, azonban a kiaknázásához a hidrogénrendszerek szélesebb körű megértése szükséges. A szénhidrogén-kutatásban használt módszerek részben alkalmazhatók a hidrogénrendszerekre, azonban a hidrogén számos aspektusban eltérően viselkedik. A hidrogén alapvetően kétféle mechanizmussal, víz-kőzet kölcsönhatással (legfontosabb folyamat a szerpentinizáció) és radiolízissel (vízbontás radioaktív elemek segítségével) keletkezhet. A hidrogén-gáz jelentős reakcióképessége és mobilitása miatt a potenciális hidrogénmezők valószínűsíthetően rövid élettartalmú, dinamikus rendszerek, és a csapdázódást hatékony zárókőzet biztosíthatja (pl. evaporitok), azonban fontos hangsúlyozni, hogy bizonyított hidrogén mezőt a mali Bourakébougou-mezőn kívül még nem tártak fel. A hidrogénmolekulák mozgékonyságának köszönhetően a természetes hidrogénnek számos felszíni megjelenési formája ismert, amely a felszín alatti hidrogénképződés indikációja lehet. Ilyenek a hidrogén megaszivárgások, az ún. tündérkörök (kerekded alakú, felszíni mélyedések), illetve kisebb, törésrendszerekhez kapcsolódó szivárgások. A hidrogén kutatására a szénhidrogéniparból ismert geofizikai-geológiai fókuszú módszerek – megfelelő módosítással – részben alkalmazhatók, a hidrogén sajátosságai miatt azonban új eszköztár is szükséges. A potenciális felszíni hidrogén-szivárgások, elsősorban a tündérkörök kutatásának hatékony eszközei a műholdalapú távérzékelési módszerek. A szivárgások helyi azonosítására a talajgáz geokémiai mérésekkel történik, melynek módszertana és eszköztára dinamikus fejlődik napjainkban. Fontos kiegészítő információt adhatnak a hidrogén potenciális jelenlétéről vagy eredetéről az egyéb gázokra (CO_2 , Rn, He, CH_4 , N_2) irányuló mérések, illetve a kőzetekben zárványok formájában csapdázódott fluidumok direkt vizsgálata. A különböző meg-

figyelés- és modellalapú kutatások integrálása, együttes értelmezése lehetőséget ad a hidrogén rendszerek tulajdonságainak és viselkedésének megismerésére. A dinamikusan fejlődő kutatások ellenére azonban a természetes hidrogénrendszerek teljes körű megértése, ami elengedhetetlen lenne a kitermelés lehetőségeinek és feltételeinek feltérképezéséhez és a piaci hasznosítás megalapozásához, még várat magára.

Tárgyszavak: természetes hidrogén, szénhidrogénrendszerek, tündérkörök, távérzékelés, talajgázösszetétel-mérések, geokémia

Bevezetés

A természetes (fehér, arany vagy geológiai) hidrogén a felszín alatt természetesen előforduló hidrogéngázt jelenti, amely a Föld mélyén található kőzetekből származik, ott vándorol és tárolódik, hasonlóan a szénhidrogénkészletekhez. A felszín alatt természetes eredetű gázok között a hidrogéngáz mobilitása, reakcióképessége jelentős, amiből logikusan következtetve sokáig úgy gondolták, hogy nagy mennyiségű hidrogéngáz-felhalmozódások nem jöhetnek létre. Ezt a nézőpontot támogatta a szénhidrogénfúrásokból származó tudásunk is, hiszen a döntően üledékes medencékben fúrt kutakban többnyire nem találtak jelentős hidrogéngáz-koncentrációkat. Az utóbbi évtizedekben a hidrogéngáz-felhalmozódások létezéséről alkotott kép jelentősen megváltozott, elsősorban a Bourakébougou-hidrogénmező (Mali) 1987-es felfedezésével, ahol véletlenszerűen, víz után kutatva szinte tiszta (98%) hidrogéngázt találtak, amit gázrobbanás kísért (PRINZHOFER et al. 2018). A felfedezést követően a fúrást lezárták, majd 2011-ben a Petroma olajcég kutatási engedélyt szerzett a területre, és a Bougou-1 fúrásban megkezdte a hidrogéntermelés tesztelését. Ezt követően, 2017-től ~30 kutatófúrást mélyítetttek, amelyek jelentős hidrogéngáz-tárolókat tártak fel. A Bourakébougou-hidrogénmező példájának hatására a Föld különböző területein indultak kutatások a potenciálisan kitermelhető hidrogénfelhalmozódások feltérképezésére. Európában például Franciaország szénbányászat által érintett, ÉK-i területén (Lotaringia) mélyült kutatófúrásokban számottevő hidrogénkoncentrációkat mértek (~1200 m mélységben), és a pozitív hidrogénindikációk és potenciálbecslések alapján (DERONZIER & GIROUSE 2020) 2025 decemberében új fúrások indultak a mélyebben (~3 km) található hidrogén kutatására.

A természetes hidrogén mint karbonsemleges energiaforrás iránt egyre nagyobb az érdeklődés az energiaszektorban (RIGOLLET & PRINZHOFER 2022), hiszen olcsóbb és hatékonyabb alternatívát jelenthet a jelenleg használt fekete, szürke, kék, rózsaszín és zöld hidrogénhez képest (1. ábra), amelyek előállítása – a zöld hidrogén kivételével – jelentős karbonlábnyommal rendelkezik. A szakirodalom számon tartja a narancs hidrogént is, amely a hidrogén természetes képződési reakciójára épül, azonban a természetben lejátszódó folyamatokat mérnöki/ipari módszerekkel segíti elő, pl. CO₂-besajtolással és/vagy közetrepesztéssel növelve a reaktív felületet a közet-víz kölcsönhatás elősegítéséhez (OSSELIN et al. 2022) (1. ábra). A természetes és a stimulált hidrogén közötti alapvető különbségek (természetesen előforduló/mesterségesen kialakított hidrogénrendszerek), valamint az eltérő technológiák és szabályozási lehetőségek

miatt a jelen tanulmányban a természetes hidrogénre koncentrálnunk.

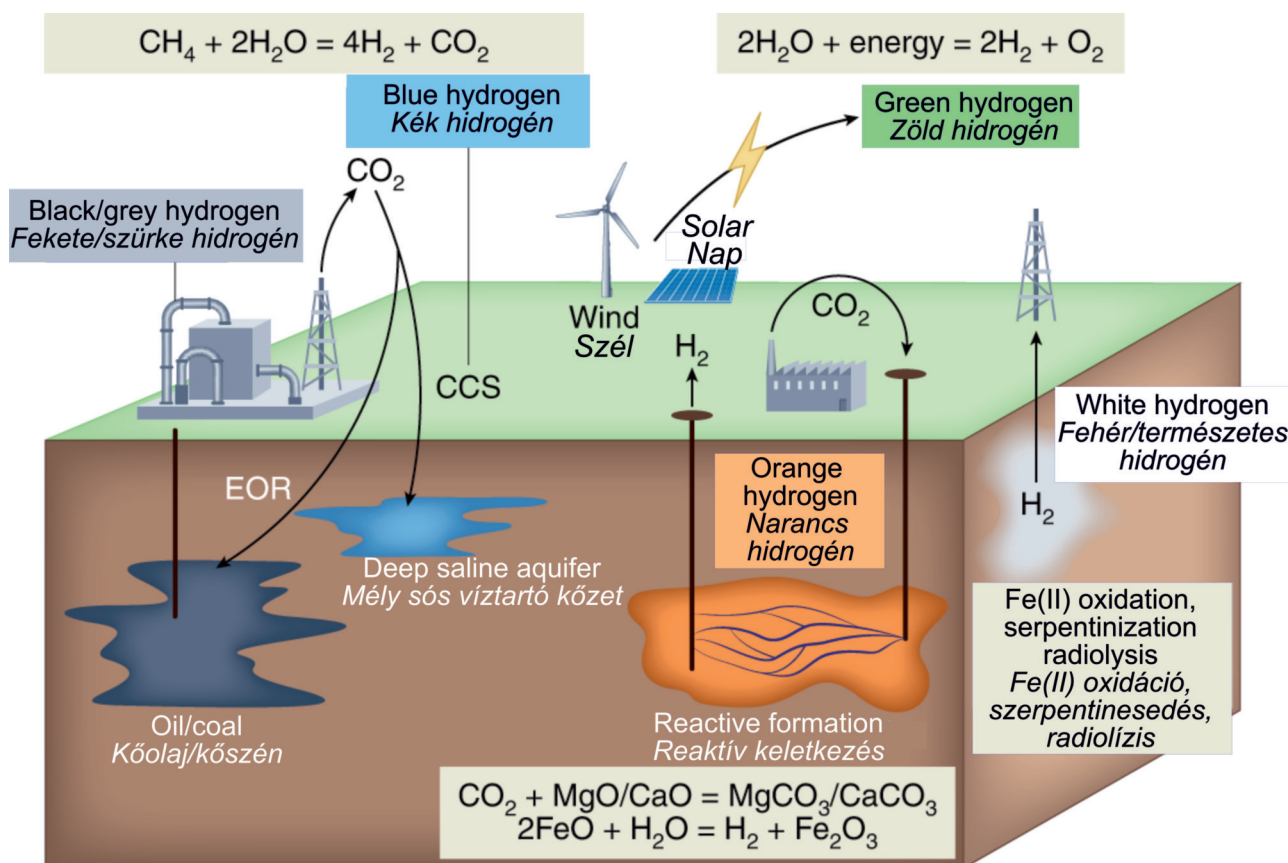
A természetes hidrogén körül továbbra is rengeteg tudományos kérdés merül fel. A keletkezési, migrációs és felhalmozódási folyamatait még nem teljesen értjük, valamint a hidrogén kutatásának eszközei és tapasztalatai hiányosak, így fejlesztésre szorulnak. A természetes hidrogénrendszerek bizonyos aspektusokban hasonlóak a szénhidrogénrendszerekhez, így a szénhidrogéniparból ismert kutatási módszertan részben alkalmazható a hidrogén kutatására (TARI 2025), azonban a természetes hidrogénforrások potenciális kiaknázásához elengedhetetlen a természetes hidrogénrendszerek szélesebb körű megértése és további kutatási eszközök, módszertanok fejlesztése.

A US Geological Survey legújabb tanulmánya szerint a földkéregben több millió megatonna természetes hidrogén halmozódhatott fel (ELLIS & GELMAN 2024). Ez a becslés azonban nagyfokú bizonytalansággal jár, hiszen a hidrogénfelhalmozódások lehetséges mérete és eloszlása nem ismert. A hidrogén nagy része valószínűleg olyan mélyen, olyan messze a parttól (offshore lelőhelyek) vagy olyan kis mennyiségben található, hogy gazdaságosan nem lehet kitermelni. Ugyanakkor a becsült felszín alatti hidrogén mennyiségének még egy kis része is több száz évre kielégíthetné a globális keresletet. A USGS a globális potenciálbecslés mellett az Egyesült Államok természetes hidrogénpotenciáljának felmérésére is készített egy részletes tanulmányt (GELMAN et al. 2025); mindkét tanulmány hangsúlyozza, hogy a valós mennyiségek meghatározásához kulcsfontosságú a hidrogénfelhalmozódásokhoz kapcsolódó geológiai folyamatok teljesebb körű megértése.

A jelen tanulmány célja, hogy átfogó képet adjon a természetes hidrogénről a hazai szakmai közösség számára. A szemle nagy mértékben épít egy angol nyelvű könyvfejezetre (TARI 2025), amely a természetes hidrogénrendszereket a szénhidrogénrendszerekhez hasonlóan írja le. A természetes hidrogén földtani vonatkozásaihoz és kutatási módszereihez kapcsolódó további szempontok részletes szakirodalmi áttekintés alapján kerülnek bemutatásra.

A természetes hidrogénrendszerek jellemzői, valamint hasonlóságok és különbségek a szénhidrogénrendszerekkel

A legfontosabb hidrogéntermelő folyamatok közé tartoznak a víz-közet kölcsönhatások, különösképp a serpentinisedés, melynek során a víz redukált vas (ferro) ionban (Fe²⁺) gazdag ásványokkal reagál, aminek eredményeként



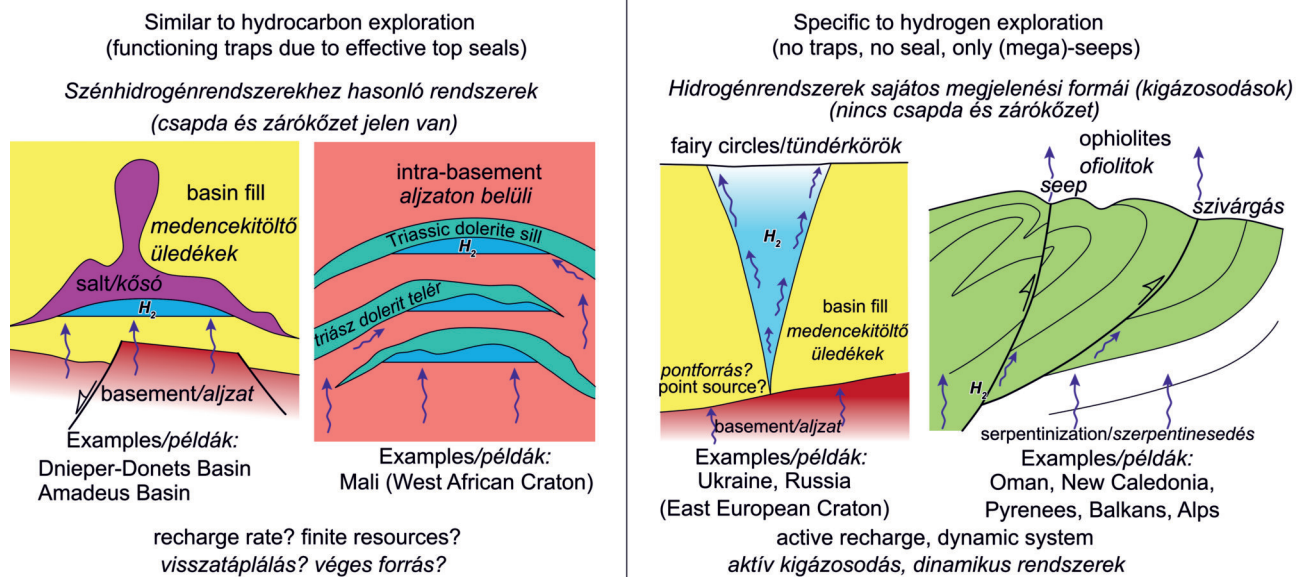
1. ábra. A hidrogéngáz előállításának és előfordulásának módjai (OSSELINE et al. 2022)

Figure 1. The different colours of hydrogen (after OSSELINE et al. 2022)

molekuláris hidrogén szabadul fel ($2\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2$). A szerpentinisedéshez kötődő hidrogéntermelés magasabb hőmérsékleten (200–300 °C) a leghatékonyabb, és elsősorban köpenyeredetű ultramafikus kőzetekhez, pl. kontinensre tolódott óceáni kőzetlemezszelvényekhez, úgynevezett ofiolitsorozatokhoz köthető. A másik fontos hidrogéntermelő folyamat a radiolízis, melynek során archaikumi-proterozoikumi kontinensmagokat és ősmasszívumokat alkotó kőzetekben lévő radioaktív elemek (U, Th, K) ionizáló sugárzása bontja a kőzetben cirkuláló, felszín alatti vizet. A szénhidrogénfúrások csak ritka esetekben érik el ezeket a hidrogéntermeléshez kapcsolódó kőzeteket, mivel a szénhidrogének elsősorban az ezek felett elhelyezkedő üledékes medencékben fordulnak elő, így kevés információval szolgálnak a potenciális hidrogénfelhalmozódásokról, rámutatva a további, hidrogénfókuszú kutatások szükségességére. Fontos megemlíteni, hogy az üledékes kőzetek – elsősorban az agyagásványban gazdag kőzetek, valamint a kőszén – is lehetnek potenciális hidrogénforrások, azonban a hidrogén felszabadulása a szénhidrogénekhez képest sokkal magasabb hőmérsékleten, így az üledékes kőzetek tipikus helyzeténél mélyebben zajlik.

A felszín alatti közegben a hidrogéngáz fluidumokban való oldhatósága nagymértékben mélységfüggő. A hidrogén többnyire más gázokkal keveredve, tiszta gázfázisban szállítódik a forrásközzettől a sekélyebb mélységtartományokba.

A migráció leghatékonyabb módja feltételezhetően vetőzónákhoz, repedésrendszerekhez kapcsolódik. A hidrogénmolekula kis kinetikus átmérője (2,89 Å) és a szénhidrogénektől jelentősen eltérő fizikai-kémiai tulajdonságai miatt – különös tekintettel a hidrogéngáz diffuzivitására szilárd fázisokban – a migrációs folyamatok modellezése jelentős kihívás. Figyelembe véve a hidrogén specifikus viselkedését és tulajdonságait, a szénhidrogéniparban használt migrációs modellek csak jelentős módosítással alkalmazhatók (TARI 2025). A hidrogén nagy mobilitását tekintve a csapdázódáshoz hatékony, az oldalirányú és felfelé történő migrációt is megakadályozó zárókőzetek szükségesek, melyek geometriája optimális a csapda kialakulására. A hidrogén csapdázódásának lehetősége a szénhidrogénekhez képest tehát sokkal korlátozottabb, csak rendkívül kis permeabilitású zárókőzetekhez, elsősorban evaporitokhoz (kősó, gipsz, anhidrit) kötött, amelyek egyébként a szénhidrogének esetén is a leghatékonyabb zárókőzetnek tekinthetők. Ugyanakkor a mali példa arra is rávilágít, hogy tömör, repedésmentes magmás kőzet vagy teleptelér is képezhet megfelelő zárást. A potenciális hidrogéncsapdák élettartamára vonatkozólag nincsenek még becslések (a bizonyított hidrogénmezők hiányában), azonban fennmaradásuk ideje a hidrogén mobilitása miatt vélhetően sokkal kisebb, mint a szénhidrogénrendszerek esetén. A hidrogén megaszivárgásokhoz (~ fókuszált hidrogén kigázosodásokhoz) köthető, szén-



2. ábra. A természetes hidrogén különböző megjelenési formái a szénhidrogénrendszerekkel való hasonlóságok (bal oldal) és különbségek (jobb oldal) tükrében (TARI 2025)

Figure 2. Cartoonish overview of documented hydrogen occurrences which appear to be similar (left) versus different (right) from play types known from petroleum exploration (TARI 2025)

hidrogénekhez képest 4-5 nagyságrenddel nagyobb gázfluxusa egyértelműen rámutat a hidrogénrendszerek dinamikus természetére, ami jelentős különbség az alapvetően statikus szénhidrogénrendszerekhez képest.

A szénhidrogénrendszerekkel való hasonlóságok és különbségek alapján alapvetően a hidrogénrendszerek két nagy csoportját különíthetjük el (2. ábra; TARI 2025): azokat a rendszereket, amelyeknél 1) jelen vannak a szénhidrogénrendszerek alapvető komponensei (csapda-zárókőzet), illetve 2) a zárókőzet hiányában felszíni hidrogénkigázosodással jellemezhető, sajátos megjelenési formákat. A következő fejezetben ezen fő hidrogénelőfordulás-típusokat mutatjuk be globális példákon keresztül, rámutatva a hidrogénrendszerek szénhidrogénrendszerekhez kötődő aspektusaira és sajátosságaira.

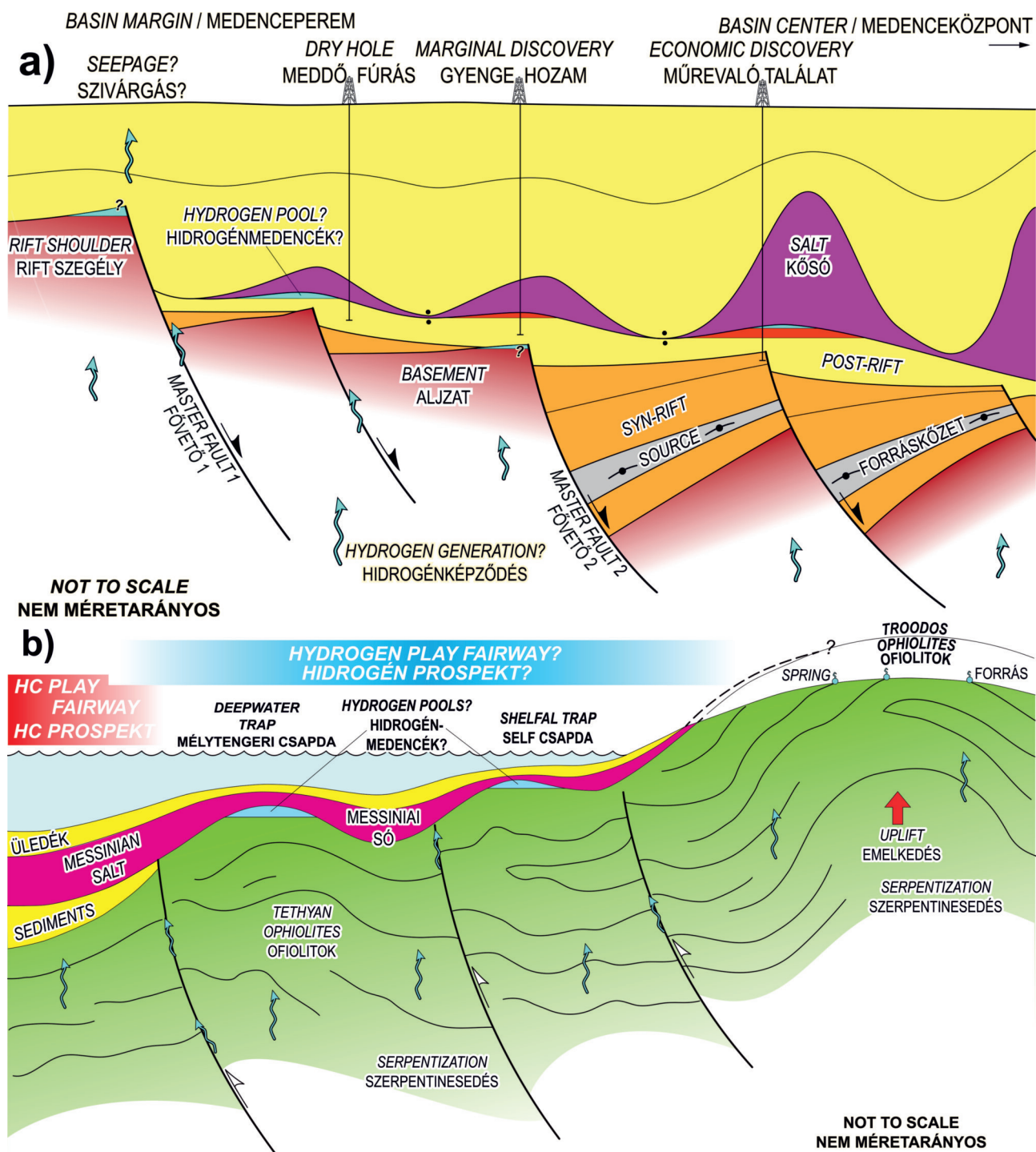
A hidrogénrendszerek típusai globális példákon keresztül

Valós felhalmozódások csapda-zárókőzet-rendszerrel

A működő csapda-zárókőzet-rendszerrel jellemezhető hidrogénelőfordulások egyik csoportja az evaporitos zárókőzetekhez kötődik, amelyek – hatékony csapdát alkotva – lehetővé teszik a hidrogén rezervoárokban történő felhalmozódását. Az evaporitos hidrogénfelhalmozódásokra elsősorban működő gázmezőkön találtak indikációkat, sok esetben hélium kíséretében. Számos szénhidrogén-kutató fúrásban mértek jelentősnek mondható hidrogéngáz-koncentrációt (~ 5–20%), például a francia Vaux-en-Bugey-gázmezőn (DERONZIER & GIOUSE 2020), az ukrán Dnyeper–

Donyeck-medencében (SHESTOPALOV et al. 2021) és az ausztrál Amadeus-medencében (LEILA et al. 2022). A gázmezők példái alapján számos természetes hidrogén kutatási projekt kezdődött evaporitos környezetben, például a Pireneusok előterében (Monzon-projekt: <https://helios-aragon.com/aragon-project>). Az ukrán Dnyeper–Donyeck-medence földgázkutatással kevésbé érintett peremterületei is jelentős hidrogénpotenciállal rendelkezhetnek, ahol 1) az Ukrán-pajzs mint hidrogénforrás (proterozoikumi aljzatban radiolízis útján), 2) fő törésrendszerek mint migrációs útvonalak, illetve 3) a sókőzetek mint csapdák biztosítják a hidrogénrendszer elemeit (3a ábra). Egy másik példaterület, amely jelentős hidrogénpotenciállal rendelkezhet, a ciprusi ofiolitokhoz és a tenger alatti zónákban található kőshoz kapcsolódik. A Ciprus szigetén kibukkanó Troodos-ofiolitok serpentine-sedés révén jelentős hidrogénképző potenciállal rendelkeznek, és bár a szárazföldi területeken a hidrogén nem tud csapdázódni, a tengerfenék alatt elterjedt sókőzetek lehetőséget biztosíthatnak a tenger alatti rezervoárokban történő felhalmozódásra (3b ábra).

Az elsőként felfedezett Bourakébougou-hidrogénmező (Mali) a potenciális hidrogénrendszerek tekintetében különlegesnek mondható, hiszen itt a hidrogén csapdázódását nem evaporitos zárókőzet, hanem rétegpárhuzamosan benyomult magmás kőzet, dolerittelér biztosítja (2. ábra), illetve a gázkeverék szinte tisztán (98%) hidrogént tartalmaz. A Bourakébougou-hidrogénmezőn tág mélységtartományokban (35–135 m és 1125–1500 m) helyezkednek el elkülönült (karbonátos és sziliciklasztos) tárolók, a hidrogénfelhalmozódás becsült mértéke ~50–100 milliárd m³. A mezőn mélyült ~30 kutatófúrás ellenére jelenleg csak egy termelőkut aktív, amelyben a nyomás viszonylag alacsony (4 bar), a kitermelés 7 éve folyamatos, és nincs indikáció a mező kime-



3. ábra. Szénhidrogénrendszerekhez hasonló, evaporitos csapda-záróközzel rendelkező hidrogénrendszerek, ahol a hidrogén forrása a) a proterozoikumi aljzat (Ukrán-pajzs, a hidrogéntermelő folyamat a radiolízis), illetve b) ofiolitok (a hidrogéntermelő folyamat a serpentinizáció) (TARI 2025)

Figure 3. Play type cartoon examples of hydrogen systems similar to hydrocarbon systems with evaporite traps. The hydrogen generation mechanisms are (a) radiolysis (Dnieper-Donets Basin of Ukraine) and (b) serpentinization (ophiolites in Cyprus) (modified after TARI 2025)

rülésére. A Bourakébougouhoz hasonló esetekben úgy gondolnánk, hogy a több csapdában felhalmozódott hidrogénkészletek végesek, és így a hidrogénkutatás módszertana valóban sok hasonlóságot mutatna a szénhidrogén-kutatással. Azonban a gázkémények és a felszíni mélyedések (ún. tünderkörök) jelenléte a medence tágabb területén arra

utal, hogy a hidrogéngáz keletkezése és/vagy migrációja még mindig aktív. A bourakébougoui fúrásokban talált gázkeverék modellezése alapján a csapdák feltöltéséhez szükséges idő rendkívül rövid, csupán néhány száz év volt, ami hangsúlyozza a hidrogénrendszer rendkívül dinamikus természetét. Ezért a látszólag átmeneti, rövid élettartamú (le-

hetséges, hogy csak 500 éves) bourakébougoui felhalmozódás csupán egy szerencsés „pillanatfelvétel” lehet egy hidrogéncsapdáról, amely rövid élettartama, egyedi csapadázási típusa és gázösszetétele miatt egyáltalán nem reprezentatív a globális természetes hidrogénfelhalmozódásokra nézve (TARI 2025).

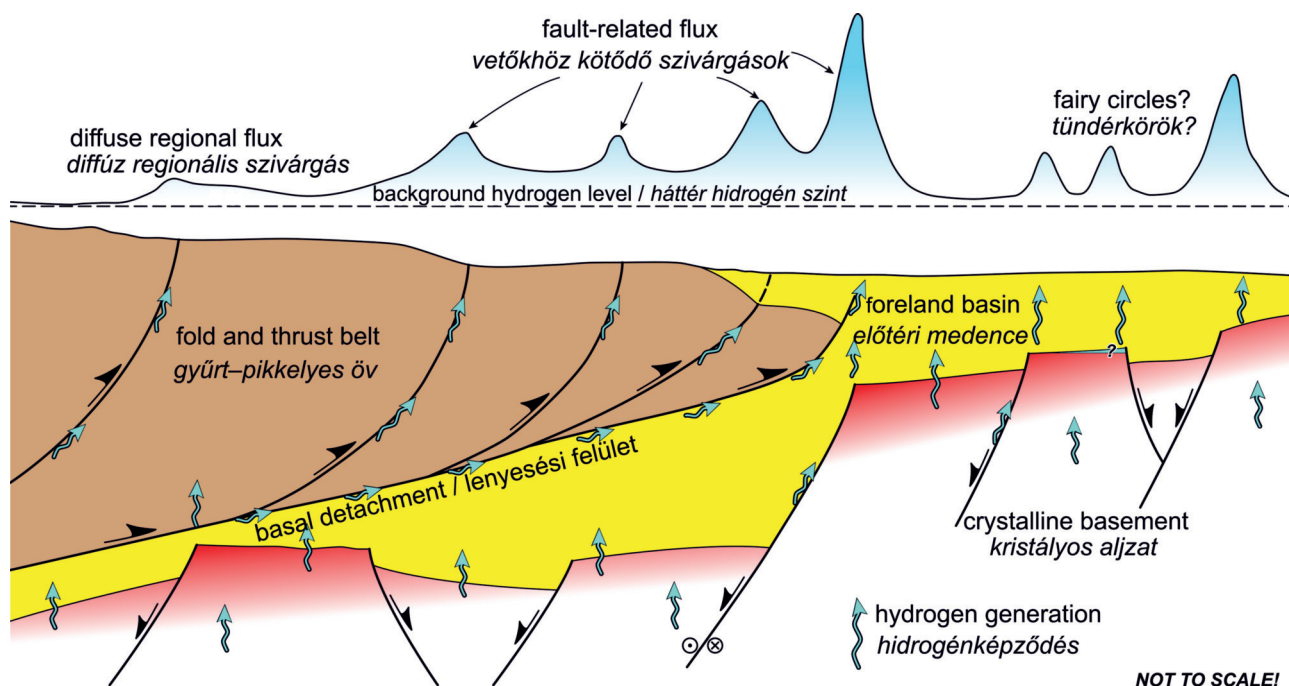
Albániában, a Dinaridák–Hellenidák hegységrendszerben egy a bourakébougoui hidrogénmezőtől jelentősen különböző, kevésbé konvencionális csapdahelyezettel rendelkező természetes hidrogén-előfordulást fedeztek fel az 1990-es években. A Bulqizë ofiolitmasszívum, amely a Keleti-Mirdita-öv része, kivételes földtani környezetet biztosít a természetes hidrogén keletkezéséhez (DONZÉ et al. 2024, TRUCHE et al. 2025). A mintegy 6 km vastag, főként harzburgitból és dunitből álló kőzettest mélyebb részében a geofizikai mérések és modellek alapján jelenleg is aktív serpentinisedés folyhat (YAO et al. 2025). Mindazonáltal az itt található mélyszinti krómitit-bányában végzett legújabb vizsgálatok olyan eredményeket hoztak, amelyek megkérdőjelezzik a természetes hidrogénrendszerre feltételezett paradigmákat, csakhogy mint Bourakébougou esetében. A bányája legmélyebb szintjén, egy szűk tektonikai zónára korlátozódó folyamatos és jelentős (200 tonna/év H_2 gáz) hidrogénemisszió nem magyarázható kizárólag az aktív serpentinisedéssel vagy a fluidumzárványok dekrepitációja (~repedezése) során felszabaduló gázokkal (TRUCHE et al. 2025). A földtani kutatás eredményei szerint a bourakébougoui hidrogénmezővel ellentétben itt a hidrogén egy törérendszer mentén kialakult rezervoárban halmozódhatott fel. Bár ez a rezervoár a befogadó peridotit kis porozitása miatt vélhetően nem számottevő méretű, azonban fontos bizonyíték a

hidrogén hosszú távú akkumulációjára. Továbbá az előforduló hidrogén- és metángáz stabil- és radioaktív-izotópgéokémiai vizsgálata rávilágított területen végbemenő serpentinisedési folyamat „fiatal” jellegére és a gázok képződési mechanizmusára, ami alapjaiban formálja át a természetes hidrogénrendszerek időbeli fennállásáról alkotott eddigi képet (TRUCHE et al. 2025). A bányában keringő vizek tríciumadatai 10 évnél fiatalabb kort mutatnak – és bár a gázrendszer áramlása ettől elkülönül –, a hidrogénnel együtt megjelenő metán ~26 000 éves radiokarbon kora azt jelzi, hogy a gázképződés nem évmilliókkal ezelőtti folyamat, hanem a legutóbbi eljegesedést követően reaktiválódhatott, ami geológiai léptékkal mérve „fiatal” rendszert jelez (TRUCHE et al. 2025). Ez a felfedezés kritikus jelentőségű a tiszta energiaforrások szempontjából, mert azt mutatja, hogy az ofiolitövekben képződő geológiai hidrogén (a szénhidrogénekkal ellentétben) kevésbé jellemezhető véges, fosszilis készletként, hanem egy folyamatosan megújuló, aktív fluidum-közet kölcsönhatásból táplálkozó erőforrás lehet, amit a Bulqizë-ban található bányában mért, évi több mint 200 tonna léptékű kiáramlás is jelez (TRUCHE et al. 2024).

Felszíni hidrogénkiáramlások

A természetes hidrogén hagyományos csapda-zárókőzet-rendszerek hiányában is megjelenik a felszínen. A hidrogénmolekulák mozgékonyságának köszönhetően alakulnak ki a megaszivárgások, illetve kisebb, törérendszerekhez kapcsolódó szivárgások is (4. ábra).

A megaszivárgások felszíni mélyedéseket, ún. tündérköröket (fairy circle) alakítanak ki, elsősorban laza üledékek-



4. ábra. Csapda-zárókőzet hiányában kialakult, felszíni hidrogénkiáramlások megjelenési formáinak koncepcionális modellje és a kapcsolódó törérendszerek kritikus szerepe (TARI 2025)

Figure 4. Surface manifestations (no traps like in hydrocarbon exploration) of hydrogen in connection to migration along fault systems (modified after TARI 2025)

ben. Az első dokumentált tündérkör Oroszországban, a Moszkva melletti Elektrostal közelében található (LARIN et al. 2015), azonban a föld számos területén, például Ukrajnában, az Amerikai Egyesült Államokban, Brazíliában, Namíbiában és Ausztráliában is előfordulnak hasonló szerkezetek (FRERY et al. 2021, MORETTI et al. 2022, PRINZHOFER et al. 2019, ZGONNIK et al. 2015), általában ősmasszívumokat fedő üledékes környezetben. A tündérkörök néhány 10–1000 méteres átmérőjű, növényzeti anomáliával (általában elhaló növényzet) járó, felszíni depressziók (5. ábra), amelyek jelentős, talajban mérhető hidrogéngáz-koncentrációt mutathatnak (PRINZHOFER et al. 2019), és így felszín alatti hidrogénfelhalmozódást indikálhatnak. Érdeemes megjegyezni, hogy a potenciális, csapda-zárókőzet-rendszerekhez köthető hidrogénfelhalmozódások tágabb környezetében (pl. Dnyeper–Donyeck-medence, Amadeus-medence) sok esetben jelen vannak a tündérkörök. A természetes hidrogén ezen felszíni megjelenési formái proximiként szolgálhatnak a hidrogénfelhalmozódások kutatásában. Azonban a tündérkörök hidrogénkigázosodás szempontjából nem feltétlenül aktív szerkezetek, talajgeokémiai mérések alapján a hidrogénkoncentráció csak egyes tündérkörökben anomálishan magas (FRERY et al. 2021), rámutatva a tündérkörökhöz kapcsolódó hidrogénfluxus időbeli változékonyságára.

A tündérkörök iránt tehát jelentős ipari érdeklődés alakult ki, azonban a szerkezetek kialakulásának mechanizmusa, amely alapvető információt nyújtana a kapcsolódó hidrogénkészletekről, még nem teljesen világos. Eddigi ismereteink arra utalnak, hogy a tündérkörök a felszín alatt, üledékes kőzetekben kialakult, tölcser alakú gázfeláramlási zónákban folytatódnak. Numerikus geomechanikai modellekkel (DETOURNAY & SCHÖPFER 2026, SCHÖPFER et al. 2025) hidrogéntermelő aljzat vagy hidrogénrezervoár tetejéről kiinduló, pontszerű forrást (2. ábra) és kétfázisú áramlást feltételezve sikerült reprodukálni a valóságban megfigyelt tündérkörök geometriáját, rámutatva, hogy a tündérkörök mérete és geometriája indikálhatja a felszín alatti hidrogénfor-

rás mélységét és erősségét. Eddigi megfigyelések alapján a tündérkörök gyorsan változó, geológiai időskálát tekintve rövid élettartamú szerkezetek, így az aktív hidrogénkigázosodás és a kapcsolódó, felszín alatti hidrogénfelhalmozódás jelenléte is valószínűsíthetően időben korlátozott. A tündérkörök teljesebb körű megértése azonban még várat magára, a további kutatások elengedhetetlenek a felszín alatti potenciális hidrogénkészletek becsléséhez.

A felszíni hidrogénszivárgások másik megjelenési formája felszínre kifutó törésekhez kapcsolódik (2. ábra). Jelentős hidrogénkoncentrációkat mértek például az észak-pireneusi frontális feltolódás mentén (LEFEUVRE et al. 2021), ahol a hidrogén további gázokkal (CO_2 , CH_4 , Rn) kísért megjelenést mutat. További, vetőzónához kapcsolódó hidrogénanomáliákat találtak például az osztrák Lavanttal-medence területén (BEZWODA et al. 2026), illetve a Brazília déli partvidékén fekvő Marica környezetében (PRINZHOFER et al. 2024). A vetőzónák hidrogénmigrációban betöltött kritikus szerepét már említettük, ezek porózus/permeábilis szállítási útvonalat biztosítanak a hidrogén (és hélium) számára. Ha a hidrogénmigrációt biztosító törések eléri a felszínt, a sekély vetőzónák megfűrésével lehetőség adódhat a hidrogén kiaknázására. Ehhez elengedhetetlen azoknak a vetőzónának a részletes feltérképezése és szerkezeti megértése, amelyek képesek szállítani a hidrogént, mint például a töréseket övező kárzónák, illetve a jelenleg is aktív vetők.

A természetes hidrogén kutatása – új eszközök és módszerek a szénhidrogén-kutatáshoz képest

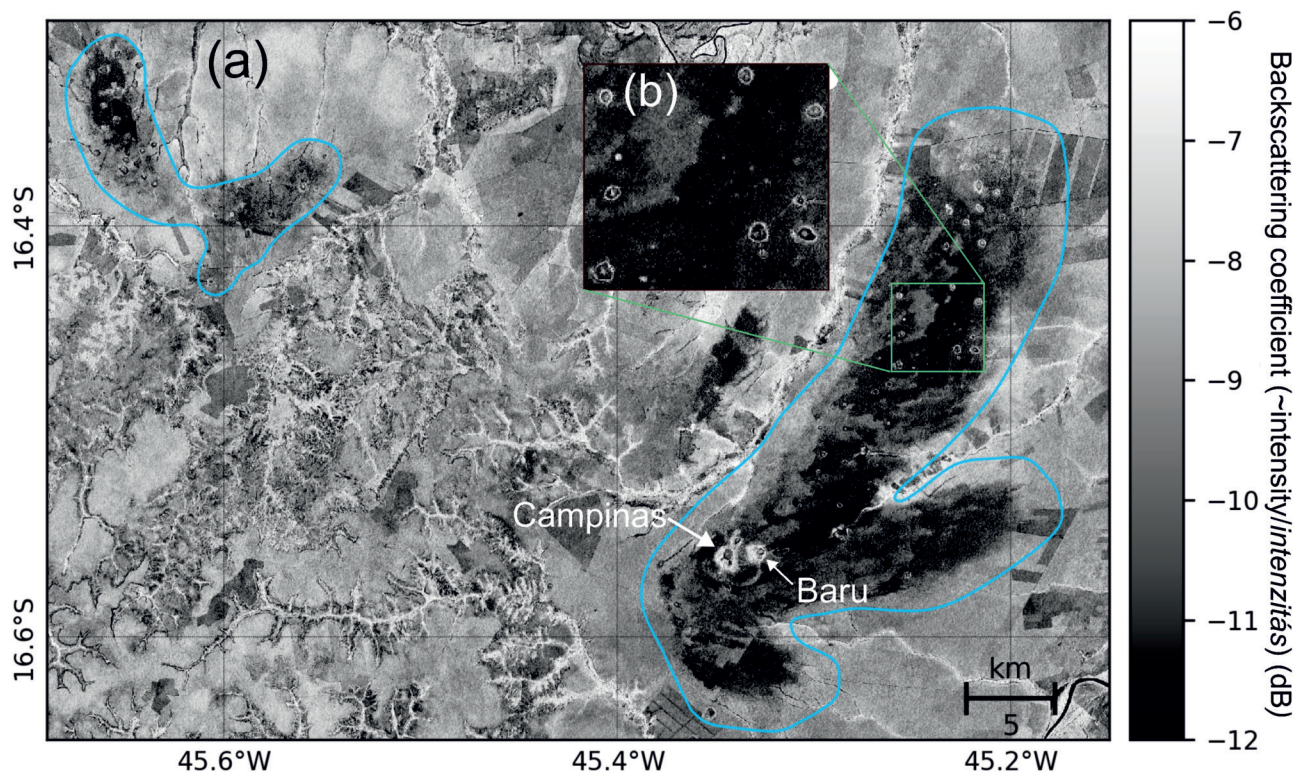
Jelen fejezetben bemutatjuk a természetes hidrogén kutatására vonatkozó, legelterjedtebb kutatási módszereket. Példákkal illusztráljuk a (műholdas) távérzékelés különböző típusú alkalmazásait, a hidrogénszivárgások kimutatásának legfontosabb eszközét: a talajgáz geokémiai méréseket, illetve az komplex gázösszetétel vizsgálatokat.

Távérzékelés

A földfelszínt vizsgáló, műholdalapú távérzékelési módszerek elsősorban a tündérkörök azonosítására alkalmazhatók. Számos aktív és passzív távérzékelési módszer alkalmas a szerkezetekhez kapcsolódó különböző (pl. geometriai, növényzeti, hőmérsékleti, talajnedvesség-tartalom) anomáliák azonosítására (BÉKÉSI et al. 2026, 6. ábra), illetve a potenciális hidrogénforráshoz, illetve a talaj összetételéhez kapcsolódó ásványindexek feltérképezésére (MOSQUERA-RIVERA et al. 2024). A műholdfelvételek mellett a geofizikai (pl. mágneses és gravitációs anomáliatérképek) adatrendszerek is segíthetnek a tündérkörök és a kapcsolódó szerkezetek megértésében (FRERY et al. 2021). A tündérkörök hatékonyabb azonosítására alkalmaznak mestersé-



5. ábra. Hidrogénkigázosodást jelző „tündérkörök” Brazíliából (forrás: Alain PRINZHOFER)
Figure 5. Hydrogen-seeping fairy circles in Brazil (source: Alain PRINZHOFER)



6. ábra. (a) Átlagos Szintetikus Apertúrájú Radar (SAR) intenzitásfelvételek a brazil São Francisco-medence tündérköreiről (BÉKÉSI et al. 2026). Az intenzitásértékek a visszavert jel amplitúdójával arányosak, és a felszínborítottság, visszaverődési mechanizmusok függvényében változnak (https://hyp3-docs.asf.alaska.edu/guides/introduction_to_sar/). A tündérkörökben gazdag területek sötét színnel (alacsony intenzitás) mutatkoznak a növényzet hiánya miatt. (b) A tündérkörök sajátos, könnyen azonosítható megjelenése a SAR-felvételeken: fehér körvonal (fákból álló gyűrű) és fehér középpont (fák a tündérkörök közepén)

Figure 6. (a) Average Synthetic Aperture Radar (SAR) intensity image of fairy circles in the São Francisco Basin, Brazil (BÉKÉSI et al. 2026). (b) Insert SAR backscatter image, highlighting fairy circles with white outline (ring of trees) and white pixels in their central part (spot of trees)

gesintelligencia-alapú módszereket is, amelyek műholdképek elemzésével lehetővé teszik a potenciális formák automatikus kijelölését nagy kiterjedésű, kevésbé ismert területeken (ROCHE et al. 2025).

Tekintve a tündérkörök tranziens természetét (gyors kialakulás, növényzeti, morfológiai változások), a távérzékelési eszközök nemcsak a tündérkörök feltérképezésére, hanem időbeli változásaiknak, fejlődésüknek monitorozására is alkalmasak lehetnek. Egy friss tanulmányban (BÉKÉSI et al. 2026) a brazil São Francisco-medence tündérkörein végeztek 5 éves időablakban műholdalapú megfigyeléseket Szintetikus Apertúrájú Radar-felvételek (Sentinel-1 műhold) segítségével. A módszertan – a tündérkörök feltérképezése mellett – lehetővé teszi a tündérkörökhöz kapcsolódó potenciális felszínmozgás, valamint a növényzet és a talajnedvesség-tartalom változásainak leképezését magas tér- és időbeli felbontással.

A távérzékelési módszerek tehát hatékony eszközei a tündérkörök feltérképezésének, értékes megfigyeléseket adhatnak a tündérkörök jellemzőiről, azonban a felszín alatti, potenciális természetes hidrogénrendszerek megértése és feltérképezése további megfigyeléseket és modellalapú kutatásokat igényel. A terepi megfigyelések és mérések elengedhetetlenek a talajban lévő hidrogénanomáliák jelenlétének megállapításához, mivel más geomorfológiai szerkezetek, például a dolinák vagy az elhagyott bányaterületek is

hasonló geometriával rendelkezhetnek, így tévesen tündérköröknek értelmezhetők.

Talajgáz-geokémiai mérések

A felszíni hidrogénszivárgások azonosítása kulcsfontosságú a természetes hidrogén kutatásában. Tündérkörökben végzett talajgáz-geokémiai vizsgálatok rámutatnak arra, hogy az anomális hidrogénkoncentráció felszínre áramló hidrogénfluxust jelezhet (MORETTI et al. 2021). A talajgeokémiai vizsgálatok tehát a hidrogénkutatás jelenleg legfontosabb eszközeinek tekinthetők. Fontos megjegyezni, hogy a talajgáz-összetétel mérésére használt eszköz, illetve a mérés kivitelezése, időtartama mind befolyásolhatja a mért hidrogénkoncentrációkat. A brazil Campinas-tündérkörben elvégzett hosszú távú (több hónapos) talajgeokémiai vizsgálatok rámutattak a mért hidrogénkoncentráció komplex, időben változó természetére. Valószínűleg a napi hőmérséklet- és nyomásingadozás, vagy az árapályjelenség (BURBEY 2010) hatására a koncentráció periodikusan változik, emellett magas amplitúdójú, random pulzációkat is azonosítottak, amelyek a mélyből feláramló hidrogénfluxushoz kapcsolódhatnak. Számos további tényező (pl. a talaj kapilláris pórusnyomása, a talaj nedvességtartalma és összetétele, bakteriális eredetű hidrogéntermelés és fogyasztás) is befolyásolhatja a mért hidrogénkoncentrációt, így elengedhetetlen

a mért idősorok részletes kiértékelése, a rövid idejű mérések ismételt elvégzése és az esetleges mesterséges (pl. műszer talajba fúrása miatt kialakult) anomáliák elkülönítése (DAVIES et al. 2025).

Hidrogénkigázosodás-mintázatok nemcsak tündérkörökkel hozhatók összefüggésbe, hanem már más környezetben is, pl. a törésekhez kapcsolódóan is kimutatták (PRINZHOFER et al. 2024). Példaként bemutatjuk egy talajgáz-monitorozási kampány eredményeit a Keleti-Alpok területéről (7. ábra). A jelet 1 méter mélységben egy 1 perces, nagy felbontású, önálló talajgáz-megfigyelő eszköz rögzítette néhány héttig. Az itt bemutatott 3 napos példában a napi ingadozások jól megfigyelhetők, illetve a hidrogéncsúcsok kifejezett aszimmetriája a brazil tündérkörökben mért jelhez hasonló karakterisztikát mutat (TARI 2025).

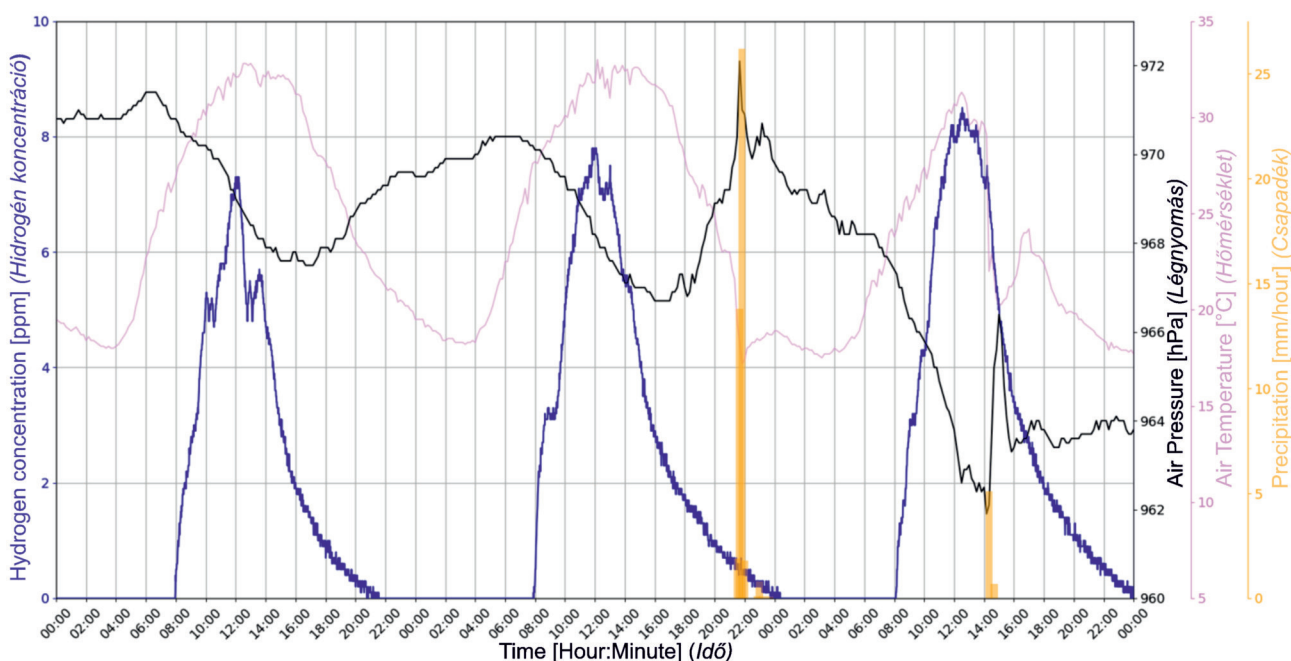
A talajgeokémiai mérések eredménye rámutathat a mélyebb hidrogénforrásokra, azonban a talajból származó komplex hidrogénjel nem ad egyértelmű bemenő információt a felszín alatti hidrogénfluxus és felhalmozódás számszerűsítésére. A mai napig vita tárgya, hogy mi minősül megbízható természetes (azaz geológiai) hidrogénjelnek, és hogyan lehet ezt megkülönböztetni a talajban egyszerűen fermentáció (biológiai hidrogén) által okozott jeltől. Hasonlóképpen, a diffúzió és az advekciónak relatív szerepe a hidrogént tartalmazó gázkeverék esetében a felszínhez közeli körülmények között további tanulmányok tárgyát képezi.

Egyéb komplex gázösszetétel-vizsgálatok

A hidrogén direkt azonosítása mellett egyéb gázok (CO_2 , Rn , He , CH_4 , N) jelenléte és arányai is közvetetten utalhatnak a hidrogén potenciális jelenlétére, forrására, ezáltal segítenek feltárni az esetleges mélyebb gázmigrációs útvo-

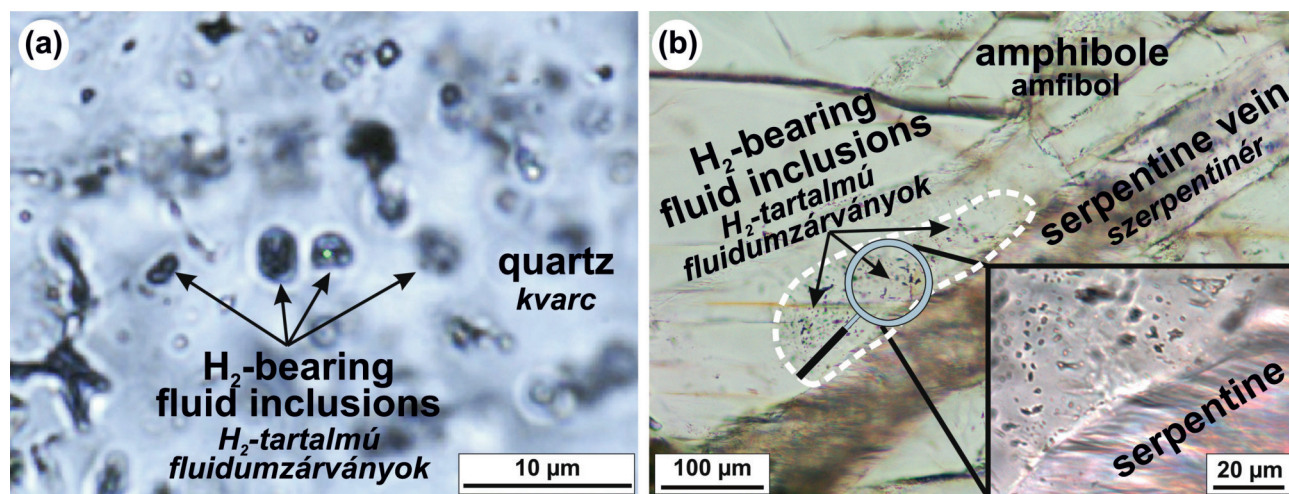
lakat. A hélium jelenléte, izotópos összetétele vagy hiánya tisztázhatja például a hidrogén keletkezésének eredetét, jelesül, hogy a radiolízis vagy a serpentinizáció útján termelnek-e hidrogént, valamint a metán is proximálisan szolgálhat aktív hidrogéntermelésre. A radon jelenléte például jelezheti a radioaktív kőzetek jelenlétét (LEFEUVRE et al. 2021), amelyek azután radiolízis útján hidrogént generálhatnak. A hidrogén és radon mérésére szolgáló műszerek fejlesztése Magyarországon is elindult (CSICSÁK & TÓTH 2024), a műszerek tesztelése folyamatban van. Emellett számos esetben sikerült a felszíni radonkoncentrációkat földrengéseményekkel összefüggésbe hozni (WORTH 2015), így a radon potenciálisan alkalmas lehet a hidrogén migrációs útvonalaként szolgáló zónák azonosítására is.

A felszíni kigázosodások geokémiai vizsgálatai mellett kőzetmintákból származó fluidumzárványok is értékes információkkal szolgálhatnak a hidrogénkutatásban mind a serpentinizációhoz, mind a radiolízishez kötődő hidrogénrendszerek esetén. A hidrogéngáz áramlásával egyidejűleg kristályosodó ásványokban (elsődleges jelleggel), vagy az ásványok egykori, azóta beforrt repedéseiben (másodlagos jelleggel) apró, mikroszkopos léptékben megfigyelhető zárványokként csapdázódhat (8. ábra). Ez utóbbiakat kitöltő gázok/folyadékok összetételét egy nem nagy költségigényű és roncsolásmentes technikával, azaz a Raman-spektroszkópia alkalmazásával meg lehet határozni, beleértve a hidrogéngáz azonosítását is. A korábbi fluidumáramlásokról tanúskodó fluidumzárványok fizikai és kémiai tulajdonságainak meghatározása tehát lehetőséget nyújt a természetes hidrogéngáz keletkezési és felhalmozódási feltételeinek és áramlási útvonalainak leképzésére.



7. ábra. Nagy felbontású talajgáz-monitorozó eszközzel 1 m mélységben detektált hidrogénkoncentráció nyers idősora a Keleti-Alpokból (TARI 2025)

Figure 7. Hydrogen concentration measurements at 1 m depth acquired by a high-resolution soil-gas monitoring device (with no pump) deployed in the Eastern Alps (TARI 2025)



8. ábra. A földtani múlt hidrogénáramlásainak közvetlen képviselői: kőzetalkotó ásványokban bezáródott hidrogéngázt tartalmazó fluidumzárványok mikroszkópi felvételei. a) Radiolízishez kötődő, másodlagos fluidumzárványok kvarc befogadó ásványban a Kárpát-medence nyugati részéről; b) serpentinizációhoz kötődő, másodlagos fluidumzárványok amfibol befogadó ásványban ÉNy-Spanyolországból (SPRÁNITZ et al. 2021)

Figure 8. Direct representatives of hydrogen migration in the geological past: photomicrographs showing hydrogen-bearing fluid inclusions in various rock-forming minerals. a) Radiolysis-related secondary fluid inclusions in quartz from W Pannonian Basin; b) serpentinization-related secondary fluid inclusions in quartz from NW Spain (SPRÁNITZ et al. 2021)

Természetes hidrogénpotenciál Magyarországon

A hazai hidrogénpotenciálról elsőként TARI Gábor (2023) akadémiai előadásán hallhatott a szakmai közösség, a jelen fejezetben ennek tartalmát fejtjük ki bővebben.

Közép-Európában több különböző kőzettípus is található, amelyek potenciálisan képesek természetes hidrogén generálására. Ezek közé tartoznak a) az alpi ofiolitegységek, amelyek még mindig serpentinizáción mennek keresztül, és b) a hercini vagy régebbi gránitos aljzategységek, ahol a természetes hidrogén termelődése a radiolízisnek köszönhető. Bár Magyarországon még nem állnak rendelkezésre egyértelmű bizonyítékok átlagon felüli hidrogénkoncentrációról a talajszinten, a környező országokban zajlott előzetes kutatások arra utalnak, hogy a Pannon-medencében vannak olyan területek, ahol a hidrogén felszínre áramlása dokumentálható. Ez utóbbi feltételezést erősíti az a tény is, hogy országunkban számos hidrogéntermelés szempontjából fontos kőzet található, ami további érvként szolgál a hazai hidrogénpotenciál szélesebb körű vizsgálatának szükségességére. Továbbá, a szénhidrogénmezők analógiáját folytatva, a Pannon-medence rezervoárközetben kifejezetten gazdagnak tekinthető. A pannon-medencebeli hidrogéntárolás lehetőségeinek feltérképezése hazánkban is megkezdődött (GELENCSEI et al. 2026), és ennek a kutatásnak a természetes hidrogénre vonatkozó jelentősége az, hogy vannak olyan porózus kőzetek, amelyek ásványos összetétele kedvező a hidrogéngáz megtartásához, tehát nem reagál vele.

Az ofiolitok egyik lehetséges kutatási területe a Vas-hegy térségében felszínen kibukkanó, penninikumi metamorf egységek. A Vas-hegy közelében, az osztrák oldalon található, badersdorfi serpentinittöfjében magas hidrogénkoncentrációt lehet kimutatni a mélyben zajló serpentinizációnak köszönhetően. A Vas-hegyen felszínközeli

található serpentinitek ÉK-i irányban a felszín alatt folytathatók és elérhetik a hidrogéngeneráció szempontjából kedvező, néhány km-es mélységtartományt (200-300 °C). A serpentinitek általánosságban lehatárolhatók például mágneses anomáliatérképek segítségével, ami alapján a Moson térségében található mágneses anomália indikálhat a hidrogéngeneráció szempontjából kedvező mélységtartományban (~5-6 km) eltemetett serpentinitek. A feltételezett eltemetett serpentinitek létezése és hidrogéntermelő potenciálja azonban még nem bizonyított, igazolásukra további, geológiai-geofizikai adatrendszeren alapuló kutatások szükségesek. A másik, triász-jura korú ofiolitos egység a Bükk térségében található (pl. Darnó- és Szarvaskő-egységek), amely szintén tartalmaz serpentinitek, azonban ezek mélységtartománya nem ismert. A harmadik ofiolitos egységet a Mecsektől délre található paleozoikumi serpentinitek alkotják (FALUS György, szóbeli kommunikáció, 2026), amelyek létezését néhány sekély fúrás dokumentálja.

A serpentinizációhoz kötődő hidrogénpotenciál mellett az aljzati egységekben található gránitok (pl. Mórággyörög) is jelentős hidrogéntermelő potenciállal rendelkezhetnek radiolízis útján. Ezen egységek hidrogéntermelése nem bizonyított, azonban hidrogén jelenlétére utalhatnak a fúrásokban mért héliumelőfordulások (pl. Székesfehérvár és Battonya-Pusztaföldvár). Tekintve, hogy a granitoidok az ország különböző területein előfordulnak, részletes feltérképezésük és további kutatásuk kulcsfontosságú lehet a radiolízishez kötődő hidrogénpotenciál meghatározásában.

Konklúzió

A természetes hidrogénrendszerek számos aspektusban hasonlítanak a szénhidrogénekhez, azonban a hidrogéngáz sajátos tulajdonságai (reakcióképesség, mobilitás) miatt a

hidrogénrendszerek valószínűsíthetően időben változó, dinamikus természetűek. A dinamikus jellegre utalnak a felszíni hidrogénszivárgások (tündérkörök és kisebb, törésrendszerhez kötődő kigázosodások), amelyek indikációként szolgálhatnak felszín alatti hidrogén képződésére és migrációjára, potenciális felhalmozódásokra. A hidrogénkutatásban a szénhidrogéniparból ismert módszerek részben alkalmazhatók, azonban új eszközök és módszerek (pl. műholdas távérzékelés, talajgáz-geokémiai mérések, egyéb fluidumösszetételre vonatkozó vizsgálatok) szükségesek a hidrogén kialakulási potenciáljának, jelenlétének és felhalmozódásának kimutatására. A megfigyelés- és modellalapú kutatások integrálása, együttes értelmezése lehetőséget ad a hidrogénrendszerek tulajdonságainak és viselkedésének megismerésére. Az intenzív kutatások ellenére azonban a hidrogén keletkezési,

migrációs és csapdázódási folyamatainak, feltételeinek teljesebb körű megértése még várat magára, így a természetes hidrogén mennyiségi becslése is jelentős hibával terhelt. A piaci hasznosítás megalapozásához tehát elengedhetetlen a kitermelés lehetőségeinek pontosabb ismerete és a természetes hidrogénre vonatkozó szabályozási háttér megalkotása.

Köszönetnyilvánítás

A bemutatott tanulmány a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal által támogatott, PD147116 számú kutatási projekt, valamint a Magyar Tudományos Akadémia által támogatott FluidsByDepth Lendület-projekt (LP2022-2/2022) keretein belül készült el.

Irodalom – References

- BÉKÉSI, E., PRINZHOFER, A., PORKOLÁB, K., TARI, G. & SZÁRNYA, C. 2026: Exploration and monitoring of “fairy circles” associated with natural hydrogen seepages with synthetic aperture radar backscatter analysis and interferometry in the São Francisco basin (Brazil). – *International Journal of Hydrogen Energy* **199**, 152767. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2025.152767>
- BEZWODA, N., SCHÖPFER, M., GRASEMANN, B. & TARI, G. 2026: *Fault Controlled Migration of Geogenic Hydrogen in the Lavanttal Basin (Austria)*. – Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu26-5645>
- BURBURY, T. J. 2010: Fracture characterization using Earth tide analysis. – *Journal of Hydrology* **380/3–4**, 237–246. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.037>
- CSICSÁK, P. & TÓTH, S. 2024: *Development of an offline Natural Hydrogen and Radon detector*. – AAPG Europe Regional Conference, Kraków.
- DAVIES, K., JOSSE, R., FRERY, E., ESTEBAN, L., KESHAVARZ, A. & IGLAUER, S. 2025: Distinguishing drilling-induced artifacts from naturally occurring hydrogen in soil gas surveys: Insights from sub-circular depressions. – *International Journal of Hydrogen Energy* **109**, 1230–1240. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2025.02.094>
- DERONZIER, J.-F. & GIOUSE, H. 2020: Vaux-en-Bugey (Ain, France): the first gas field produced in France, providing learning lessons for natural hydrogen in the sub-surface? – *Bulletin de la Société Géologique de France* **191/1**. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020005>
- DETOURNAY, C. & SCHÖPFER, M. P. 2026: Numerical simulations of hydrogen seepage in “fairy circles”. – *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **201**, 106482. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2026.106482>
- DONZÉ, F.-V., LEFEUVRE, N., TRUCHE, L., YAO, Y., VUJEVIĆ, I. & DUTOIT, H. 2024: Natural hydrogen exploration within Western European and the eastern Mediterranean ophiolites and ultramafic complexes. – *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* **24/4**, geochem2024-043. <https://doi.org/10.1144/geochem2024-043>
- ELLIS, G. S. & GELMAN, S. E. 2024: Model predictions of global geologic hydrogen resources. – *Science Advances* **10/50**, eado0955. <https://doi.org/10.1126/sciadv.ado0955>
- FRERY, E., LANGHI, L., MAISON, M. & MORETTI, I. 2021: Natural hydrogen seeps identified in the north perth basin, western Australia. – *International Journal of Hydrogen Energy* **46/61**, 31158–31173. doi:<https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2021.07.023>
- GELENCSÉR, O., CSERESZNYÉS, D., SZAMOSFALVI, Á., BREITNER, D., KÖVÁGÓ, Á., SZABÓ, C., SZABÓ-KRAUSZ, Z. & FALUS, G. 2026: Geological potential of hydrogen storage in the Pannonian Basin complex. – *Geological Society, London, Special Publications* **555/1**, SP555-2023-198. <https://doi.org/10.1144/SP555-2023-19>
- GELMAN, S. E., HEARON, J. S. & ELLIS, G. S. 2025: *Prospectivity mapping for geologic hydrogen*. – 2330-7102, US Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/pp1900>
- LARIN, N., ZGONNIK, V., RODINA, S., DEVILLE, E., PRINZHOFER, A. & LARIN, V. N. 2015: Natural molecular hydrogen seepage associated with surficial, rounded depressions on the European craton in Russia. – *Natural Resources Research* **24**, 369–383. <https://doi.org/10.1007/s11053-014-9257-5>
- LEFEUVRE, N., TRUCHE, L., DONZÉ, F. V., DUCOUX, M., BARRÉ, G., FAKOURY, R. A., CALASSOU, S. & GAUCHER, E. C. 2021: Native H₂ exploration in the western Pyrenean foothills. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **22/8**, e2021GC009917. <https://doi.org/10.1029/2021GC009917>
- LEILA, M., LOISEAU, K. & MORETTI, I. 2022: Controls on generation and accumulation of blended gases (CH₄/H₂/He) in the Neoproterozoic Amadeus Basin, Australia. – *Marine and Petroleum Geology* **140**, 105643. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105643>

- MORETTI, I., PRINZHOFER, A., FRANÇOLIN, J., PACHECO, C., ROSANNE, M., RUPIN, F. & MERTENS, J. 2021: Long-term monitoring of natural hydrogen superficial emissions in a brazilian cratonic environment. Sporadic large pulses versus daily periodic emissions. – *International Journal of Hydrogen Energy* **46/5**, 3615–3628. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.11.026>
- MORETTI, I., GEYMOND, U., PASQUET, G., AIMAR, L. & RABAUTE, A. 2022: Natural hydrogen emanations in Namibia: Field acquisition and vegetation indexes from multispectral satellite image analysis. – *International Journal of Hydrogen Energy* **47/84**, 35588–35607. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2022.08.135>
- MOSQUERA-RIVERA, J. E., JIMÉNEZ-VERGARA, J. M., ALBERTO, C., PHILIP, B. & MORALES, H. 2024: Preliminary Remote Spatial Analysis of Fairy Circles: an Approximation of Hypersectral and Geophysical Data from Hydrogen Seeps. – *First Break* **42/6**, 65–78. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.fb2024047>
- OSSELIN, F., SOULAIN, C., FAUGUEROLLES, C., GAUCHER, E., SCAILLET, B. & PICHAVANT, M. 2022: Orange hydrogen is the new green. – *Nature Geoscience* **15/10**, 765–769. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01043-9>
- PRINZHOFER, A., Cissé, C. S. T. & DIALLO, A. B. 2018: Discovery of a large accumulation of natural hydrogen in Bourakebougou (Mali). – *International Journal of Hydrogen Energy* **43/42**, 19315–19326. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2018.08.193>
- PRINZHOFER, A., MORETTI, I., FRANÇOLIN, J., PACHECO, C., D'AGOSTINO, A., WERLY, J. & RUPIN, F. 2019: Natural hydrogen continuous emission from sedimentary basins: The example of a Brazilian H₂-emitting structure. – *International Journal of Hydrogen Energy* **44/12**, 5676–5685. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2019.01.119>
- PRINZHOFER, A., RIGOLLET, C., LEFEUVRE, N., FRANÇOLIN, J. & DE MIRANDA, P. E. V. 2024: Maricá (Brazil), the new natural hydrogen play which changes the paradigm of hydrogen exploration. – *International Journal of Hydrogen Energy* **62**, 91–98. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2024.02.263>
- RIGOLLET, C. & PRINZHOFER, A. 2022: Natural hydrogen: a new source of carbon-free and renewable energy that can compete with hydrocarbons. – *First Break* **40/10**, 78–84. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.fb2022087>
- ROCHE, V., DAYNAC, J., HESNI, S., GEYMOND, U., GINZBURG, N., PHILIPPON, J. & MORETTI, I. 2025: Global-scale AI-powered prediction of hydrogen seeps. – *Marine and Petroleum Geology*, 107617. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2025.107617>
- SCHÖPFER, M. P., DETOURNAY, C. & TARI, G. 2025: The mechanical genesis of “fairy circle” depressions. – *Geology* **53/9**, 712–716. <https://doi.org/10.1130/G53384.1>
- SHESTOPALOV, V., LUKIN, O., STAROSTENKO, V., PONOMARENKO, O., TSVETKOVA, T., KOLIABINA, I., MAKARENKO, O., USENKO, O., RUD, O. & ONOPRIENKO, A. 2021: Prospects for exploration of hydrogen fields in riftogene structures of platforms (the case of the Dnieper–Donets Aulacogene). – *Geofizicheskii Zhurnal* **43/5**, 3–18.
- SPRÁNITZ T., SZABÓ C., JÓZSA S. & BERKESI M. 2021: Retrográd metamorfózishoz kapcsolódó fluidumok egy variszkuszi szubdukciós csatornában: fluidumzárvány-vizsgálatok a Cabo Ortegal Komplexum ultrabázisos kőzeteiben. – *Földtani Közöny* **151/2**, 121–121. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.2.121>
- TARI G. 2023: *A természetes hidrogén kutatása*. – Székfoglaló előadás, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest.
- TARI, G. C. 2025: Natural hydrogen exploration: some similarities and differences with oil and gas exploration. – In: R. REZAEI & E. B. (szerk.): *Natural Hydrogen Systems: Properties, Occurrences, Generation Mechanisms, Exploration, Storage, and Transportation*. De Gruyter Academic Publishing, Berlin. <https://doi.org/10.1515/9783111437040-003>
- TRUCHE, L., DONZÉ, F.-V., GOSKOLLI, E., MUCEKU, B., LOISY, C., MONNIN, C., DUTOIT, H. & CEREP, A. 2024: A deep reservoir for hydrogen drives intense degassing in the Bulqizë ophiolite. – *Science* **383/6683**, 618–621. <https://doi.org/10.1126/science.adk9099>
- TRUCHE, L., DONZÉ, F.-V., MUCEKU, B., SIVAN, M., RÖCKMANN, T., LEVY, D., MOREIRA, M., LOISY, C., CEREP, A. & QUÉMÉNEUR, M. 2025: A dynamic H₂ system with multi-source methane in chromitite-rich ophiolitic settings. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2025.09.039>
- WOITH, H. 2015: Radon earthquake precursor: A short review. – *The European Physical Journal Special Topics* **224/4**, 611–627. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2015-02395-9>
- YAO, Y., DONZÉ, F. V., PERSEM, M., TRUCHE, L., MUCEKU, B., GARAMBOIS, S., VUJEVIC, I., LEFEUVRE, N. & GOSKOLLI, E. 2025: Magnetotellurics point to serpentinization as a potential source of hydrogen in the Bulqizë ophiolite. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **130/10**, e2025JB031898. <https://doi.org/10.1029/2025JB031898>
- ZGONNIK, V., BEAUMONT, V., DEVILLE, E., LARIN, N., PILLOT, D. & FARRELL, K. M. 2015: Evidence for natural molecular hydrogen seepage associated with Carolina bays (surficial, ovoid depressions on the Atlantic Coastal Plain, Province of the USA). – *Progress in Earth and Planetary Science* **2/1**, 1–15. <https://doi.org/10.1186/s40645-015-0062-5>

Kézirat beérkezett: 2026. 03. 30.

DR. KORDOS László
1950–2026

Dr. KORDOS László geológus és paleontológus, a földtudomány doktora 1950. május 23-án született Mezőcsáton. Az általános iskolát Miskolcon végezte. Középiskolát az érdeklődési területéhez illően választott, a budapesti Szabó József Geológiai Technikumba járt 1964-től 1969-ig, ahol geológus technikus képesítést szerzett. Egyetemi tanulmányait két egyetemen párhuzamosan végezte. Egy évig (1969–1970) az Egri Tanárképző Főiskolán biológia–földrajz szakot hallgatott, innen került először a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetemre (1970–1974), ahol középiskolai tanári diplomát szerzett biológia–földrajz szakon, majd a szegedi József Attila Tudományegyetemre (1971–1975), ahol elvégezte a geológus szakot is. Ezt követően a Kossuth Lajos Tudományegyetemen természettudományi doktori címet szerzett állatföldrajzból és állatrendszertanból. A hetvenes évek Magyarországon ritkaságszámba ment, hogy valaki egyszerre két egyetemre járjon. Ebben is megmutatkozott hihetetlen munkabírása és tudásszomja, ami a későbbiekben tudományos munkájában is megnyilvánult. Mentorai, KRETZOI Miklós és JÁNOSSY Dénes paleontológus, NEMESKÉRI János antropológus, valamint PINCZÉS Zoltán, a debreceni KLTE Regionális Földrajzi Tanszékének néhai vezetője, aki az egri főiskoláról áthívta az egyetemre, egyaránt nagy hatással voltak szakmai fejlődésére.

1974-től 2013-ig a Magyar Állami Földtani Intézetben dolgozott kutatóként, később tudományos tanácsadóként, ahol a ranglétrát végigjárva a tudományos segédmunkatársi pozíciótól az Országos Földtani Múzeum vezető beosztásán át az igazgatóságig (2007–2010) vitte. Két cikluson keresztül, 1995-től 1997-ig, illetve 2013-tól 2015-ig a Magyar Tudományos Akadémia nem akadémikus közgyűlési képviselője volt. Tudományos munkája mellett elkötelezetten tanított az ország több egyetemén. 1975-től 2010-ig a KLTE külső előadója (habilitált egyetemi magántanára) és a doktori iskola megalapítója volt. 1986-tól 2009-ig az Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszékén előadóként és konzulensként működött. 1991-től 1993-ig a Miskolci Egyetemen paleoökológiát adott elő, 1994 és 1996 között a szegedi JATE-n tartott órákat, 1997-től 2006-ig pedig a Szent István Egyetem Állatorvosi Karának alkalmazott zoológus szakán a paleozoológia előadója volt. 1997 és 2011 között a University of Toronto rudabányai nyári ásatási gyakorlatának (Rudabánya Field School) szervezésében és vezetésében is meghatározó szerepet vállalt. Utolsó munkahelye is egy egyetemen volt, 2010-től 2019-ig a Nyugat-magyarországi Egyetem Természettudományi Karán tanított egyetemi tanárként. Tanárként vagy mentorként szinte minden olyan szakember életére és szakmai fejlődésére nagy hatással volt, aki ma Magyarországon gerinces paleontológiával foglalkozik.

KORDOS László kutatási témái a gerinces őslénytan számos területére kiterjedtek. Szakmai érdeklődése a Bükk hegység barlangjaitól indult, ahol első leleteit gyűjtötte. Innen egyenes út vezetett a barlangklímamérésekhez, majd egyetemi doktori és kandidátusi disszertációja témájához: a hazai holocén faunafejlődés és biosztratigráfia kidolgozásához, amely barlangi ősmaradványanyagokon alapul. Legismertebb népszerűsítő könyve, a *Magyarország barlangjai* is ehhez a témához kapcsolódik. Ezzel egy időben melléktémaként feldolgozta a magyarországi eocén szirénleleteket is.

Következő nagy kutatási témája a pliocén és pleisztocén biokronológia volt. Lefírta a Kárpát-medence pocokfajokra alapozott biozónáit, majd a felső pleisztocén biozónákat korrelálta a klímasztratigráfiai fázisokkal és a paleolit kultúrákkal. A klímaváltozás iránti felfokozott érdeklődés még nem jelent meg a köztudatban, amikor 1979-ben ő már egy átfogó munkát írt a magyarországi paleoklimatológiai kutatásokról. Amellett, hogy behatóan foglalkozott a hazai negyedidőszaki gerincesfaunával, szerepet vállalt a Negyedidőszaki Kutatásokkal Foglalkozó Világszervezet, az INQUA (International Union for Quaternary Research) munkájában is. Sokáig ő volt az INQUA Magyar Nemzeti Bizottságának elnöke. A hazai kvarterkutatásokat az INQUA nemzetközi vezetőbizottságának látogatásán 2017-ben egy előadásban is bemutatta.



A nyolcvanas évek elejétől a miocén gerinces leletek vizsgálatába kezdett. Ennek során intenzív rendszertani feldolgozást két olyan csoporton végzett, melyek a miocén szárazföldi biokronológia szempontjából alapvető fontosságúak, ezek a hörcsögfélék és az *Anomalomys*-genus. A középső miocén gerinces faunák megismerése területén úttörő munkát köszönhetünk neki a hasznosi és a szentendrei leletanyag feltárásával. A felső miocén faunákkal is behatóan foglalkozott, olyan nagy jelentőségű lelőhelyek kutatását irányította, mint Polgárdi vagy Alsótelekes.

Fő kutatási területe az emberré válás korszakának első szakasza, a neogén környezetváltozás és az emlősfauna fejlődése volt. 1971-től vett részt a rudabányai lelőhely kutatásában, 1978-tól vezette az ásatásokat. A több évtizedet átívelő, nemzetközi együttműködésen alapuló munka kiemelkedő eredménye a *Palaeontographia Italica* című folyóiratban 2005-ben megjelent monográfia. A rudabányai lelőhelyről előkerülő emberszabású leletek feldolgozása révén nagy szakértelemre tett szert a paleoantropológia szerteágazó témakörében. Ez irányú munkásságának eredményeit számos tudományos mű és műfordítás őrzi. Ugyancsak megkerülhetetlenek a miocén tengerigerinces-leleteket feldolgozó publikációi is. Másik, több évtizeden átívelő munkája az ipolytarnóci bemutatóhely szakmai felügyelete volt, ahol főként a lábnyomos homokkővet vizsgálta. Az általa alkalmazott kutatási módszerek közül legismertebb a pocokhőmérő, de emellett használt háromdimenziós képalkotó technikát is, illetve az utóbbi évtizedekben jelentős hangsúlyt fektetett a gerinces lelőhelyek tafonómiai vizsgálatára.

A rendszertanban is maradandót alkotott. Az általa leírt taxonok között van két szíren (*Paralitherium tarkanyense*, *Anisiosiren pannonica*), hét rágcsáló (*Cricetodon hungaricus*, *Democricetodon hasznosensis*, *Anomalomys rudabanyensis*, *Anomalomys kowalskii*, *Anomalospalax tardosi*, *Cricetus polgardiensis*, *Karstocricetus skofleki*) és kilenc ichnospecies (utóbbiak lábnyomok alapján, köztük a mecseki *Komlosaurus karbonis*). Emellett nevét örökre megőrzi a tanítványa, MÉSZÁROS Lukács által leírt cickány-genus, a *Kordosia* is.

A szigorúan vett tudományos munka mellett arra is mindig jutott energiája, hogy színvonalas ismeretterjesztő, tudomány-népszerűsítő írásokat publikáljon. Több száz előadást tartott, számtalan TV- és rádióriport készült vele. 2010-ben az év ismeretterjesztő tudósa volt, 2014-ben pedig átvehette a Magyar Érdemrend lovagkeresztjét.

Az 1970-es évek elején lépett be a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulatba, amelynek 1978-tól két éven át tudományos titkára volt. 1979-ben tudományos munkásságáért a társulat Kadić Ottokár-éremmel tüntette ki.

Kiemelkedő tudományos eredményei: 1) a Kárpát-medence újraértelmezett és eredeti adatokkal bővített ősemlős faunatörténete és környezetrekonstrukciója, 2) karszt- és paleokarszt-kutatások, 3) az ipolytarnóci, 20 millió éves ősszállat lábnyomok értékelése és a természetvédelmi terület szakmai tanácsadója, 4) tengeri ősemlősök tanulmányozása, 5) a 180 millió évvel ezelőtt élt, mecseki dinoszaurusz-lábnyomok (*Komlosaurus*) leírása és kutatása, 6) a 10 millió éves rudabányai emberszabású ősmajom (*Rudapithecus*) lelőhely közel négy évtizede tartó nemzetközi kutatásának irányítása és publikálása, 7) új ősszállatok felfedezése és leírása.

PAZONYI Piroska, HÍR János, LEÉL-ŐSSY Szabolcs, a publikációs listát összeállította GÁSPÁR Anita

Kordos László nyomtatásban megjelent publikációi

1969

- KORDOS, L. 1969: Zur Vereinheitlichung der Höhlenpläne. – In: 5. *Internationaler Kongress für Speläologie*, 1–5.
 KORDOS L. 1969: A budai Várhegy és a Várbarlang földtani viszonyairól. – *Karszt és Barlang* **1969/2**, 47–50.

1970

- KORDOS L. 1970: A „Speleológia” Barlangkutató Csoport. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1970/6**, 12.
 KORDOS L. 1970: Klímamefigyelések a barlangok bejárati szakaszában (Climatic investigations of the entrance part of caves). – *Karszt és Barlang* **1970/1**, 31–34.
 KORDOS L. 1970: Barlangok bejárati szakaszának klímaviszonyai. – In: 9. OTDK. Természettudományi szekció, p. 1.

1971

- KORDOS L. 1971: Barlangi kirándulások a XIX. század első felében. – *Karszt és Barlang* **1971/1**, 33–35.
 KORDOS L. 1971: Ősmeradványok a Vass Imre-barlang tárából. – *Karszt és Barlang* **1971/2**, p. 92.
 KORDOS L. 1971: Barlangkataszterezés. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1971/4**, 10–11.
 KORDOS L. 1971: A Speleológia Barlangkutató Csoport. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1971/5**, p. 19.
 KORDOS L. 1971: Hozzászólás Müller Pál cikkéhez. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1971/5**, p. 26.
 DÉNES Gy. & KORDOS L. 1971: Barlangkataszterezés. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1971/5**, 4–5.
 JÁNOSSY, D., KORDOS, L., KROLOPP, E. & TOPÁL, Gy. 1971: The Porlyuk-cave of Jósavfő. – *Karszt- és Barlangkutató* **7**, 15–60.

1972

- KORDOS L. 1972: Barlangtani vizsgálatok a Kevély-csoport barlangjaiban. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1972/1**, p. 6.
 KORDOS L. 1972: Barlangkataszterezés. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1972/2**, 8–9.
 KORDOS L. 1972: A jósavfői Por-lyuk komplex vizsgálata. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1972/6**, 11–12.
 KORDOS L. 1972: Ősmeradványok a Vass Imre-barlang tárából (Fossils from the tunnel of the Vass Imre Cave). – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1972/2**, 18–19.
 KORDOS L. 1972: Barlangkataszterezés. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1972/6**, p. 14.
 KORDOS L. 1972: Újabb adatok Jókai tardonai tartózkodásáról. – *Miskolci Herman Ottó Múzeum Közleményei* **10**, 64–73.
 KORDOS L. 1972: A jósavfői Por-lyuk komplex vizsgálata. – In: X. OTDK, Nyíregyháza, 1 p.
 KORDOS L. 1972: Barlangtani vizsgálatok a Kevély-csoport barlangjaiban. – In: X. OTDK, Nyíregyháza, 1 p.
 KORDOS L. 1972: Mikroklímavizsgálatok a Kevély-csoport néhány barlangjában. – *Karszt és Barlang* **1972/1–2**, 5–12.
 KORDOS L. 1972: Barlangkataszteri felosztás. – *Karszt és Barlang* **1972/1–2**, 25–32.

1973

- JÁNOSSY, D., KORDOS, L., KROLOPP, E. & TOPÁL, Gy. 1973: The Porlyuk Cave of Jósavfő. – *Karszt- és Barlangkutató* **1972/7**, 15–59.
 KORDOS L. 1973: A Csapás-tetői-barlang gerinces maradványai. – *Miskolci Herman Ottó Múzeum Közleményei* **12**, 52–57.
 KORDOS, L. 1973: Examination of a population of *Rhinolophus hipposideros* Bechstein subfossil. – In: *International Speleology 1973. Abstracts of papers*. Olomouc. p. 157.
 KORDOS, L.: Examination of climatic sectors of the caves in the Carpathian Basin. – In: *International Speleology 1973. Abstracts of papers*, Olomouc. p. 126.
 KORDOS L. 1973: Gerinces ősmaradványok az Ocsisnya-tetőről (Vertebrate fossils from the Ocsisnya Plateau). – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1973/3**, 5–7.
 KORDOS L. 1973: Barlangkataszteri felosztás. – *Karszt- és Barlangkutató* **1973/2**, 17–34.
 KORDOS L. 1973: Hegységszerkezeti és barlanggenetikai megfigyelések a tornaszentandrászi Osztramos-hegyen. – *Karszt- és Barlangkutató* **1973/2**, 8–9.
 KORDOS L. 1973: Jelentés a Speleológia barlangkutató csoport 1972. évi munkájáról. – *Karszt- és Barlangkutató* **1972/7**, 31–33.
 KORDOS L. 1973: Egy szubfosszilis *Rhinolophus hipposideros* (Bechstein) kronopopuláció vizsgálata. – In: XI. OTDK. Dolgozatok kivonatos gyűjteménye II. Biológia, földrajz. Eger, p. 45.
 KORDOS L. 1973: Mikroklíma vizsgálatok a Kevély-nyergi-zsombolyban, az Arany-lyukban és a Szabó József-barlangban. – In: XI. OTDK. Dolgozatok kivonatos gyűjteménye II. Biológia, földrajz. Eger, p. 12.
 KORDOS L. 1973: Barlangtani vizsgálatok a Kevély-csoport barlangjaiban. – *Acta Physica et Chimica Debrecina* **19**, p. 85.
 KORDOS L. 1973: Adatok az Esztramos barlangjainak ismeretéhez. – *Karszt és Barlang* **1973/1–2**, 7–12.

1974

- KORDOS L. 1974: Újabb adatok a Molnár-szikla mondájáról. – *Miskolci Herman Ottó Múzeum Közleményei* **13**, 124–128.
 KORDOS L. 1974: Adatok az Esztramos és a Felső-Bódva-völgy fejlődéstörténetéhez. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1974/2**, 23–24.
 KORDOS L. 1974: Mikroklímavizsgálatok a Kevély-csoport néhány barlangjában (Microclimatological investigations of some caves of Kevély group). – *Karszt és Barlang* **1972/1–2**, 5–12.

- KORDOS L. 1974: Újabb gerinces ősmaradvány lelőhelyek Jósvafő környékéről (New vertebrate localities from Jósvafő). – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató* **1974/1**, p. 8.
- KORDOS L. 1974: Mi indokolja a barlangok védelmét? – *Magyar Nemzet* **30/113**, p. 8.
- KORDOS L. 1974: Minvielle, Pierre: Guide de la France souterraine. – *Karszt és Barlang* **1974/1**, p. 42.

1975

- KORDOS L. 1975: A Kis-kőhát-zsomboly szubfosszilis denevér populációjának vizsgálata: (Untersuchungen der Subfossilen Fledermaus-Population der Kis-Kőhátér Höhle). – *Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **13–14**, 567–586.
- KORDOS L. 1975: Ritka és ismeretlen barlangi leírások a Herman Ottó Múzeum Könyvtárában (Rare and unknown cave descriptions in the library of the Herman Ottó Museum). – *Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **13–14**, 117–125.
- KORDOS L. 1975: Holocén gerinces biosztratigráfiánk kérdései és távlatai (Problems and Vistas of Holocene Vertebrate Biostratigraphy in Hungary). – *Őslénytani Viták* **22**, 95–108.
- KORDOS L. 1975: Gerinces-fauna történeti vizsgálatok. – *Állattani Közlemények* **62/1–4**, p. 162.
- KORDOS L. 1975: *Barlangok bejárati szakaszának klímaviszonyai* (Die klimatischen Verhältnisse in den Eingangspartien der Höhlen). – Beszámoló a Nemzetközi Barlangtani Unió Barlangterápia Szakbizottságának magyarországi (II.) szimpóziumáról, 1 p.
- KORDOS L. 1975: Az Aggteleki-karszt kopárosodása az őslénytani vizsgálatok alapján (The loss of vegetation in the Aggtelek Karst in the light of paleontological studies). – In: *International Conference Baradla 150. Abstracts*, 1975, 26–29.
- KORDOS L. 1975: A barlangok komplex védelmének kérdései és feladatai. – In: *International Conference Baradla 150. Abstracts*, 1975, p. 26.
- KORDOS L. 1975: Jelentés a Hajnóczy-barlangban végzett őslénytani és üledékföldtani vizsgálatokról (Report on the paleontological and sedimentological investigations of Hajnóczy Cave). – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató* **1974/5–6**, 20–25.
- KORDOS L. 1975: Paleoklimatológiai vizsgálatok lehetőségei barlangokban. – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató* **1974/5–6**, 18–19.
- KORDOS L. 1975: A barlangok korával kapcsolatos kérdések. – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató* **1974/5–6**, 14–15.
- KORDOS L. 1975: A Társulat Dokumentációs Szakosztálya december 2-án ülést tartott. – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató* **1974/5–6**, 3–4.
- KORDOS L. 1975: Az Esztramos barlanggenetikai, hegységszerkezeti és üledékföldtani vizsgálata (Speleogenetical, tectonical and sedimentological investigations of Esztramos). – *Karszt és Barlang* **1974/1**, 21–26.
- KORDOS L. 1975: A barlangok korával kapcsolatos kérdések (elméleti és gyakorlati szpeleokronológia; a magyarországi barlangok kora). – In: *XII. OTDK Természettudományi Szekció, Biológia és Földtudományok*, p. 47.
- KORDOS L. 1975: Jelentés a Vártetői-barlangban és a Fényeskő II. sz. víznyelőbarlangban végzett üledékföldtani vizsgálatokról (Report on the sedimentological investigations in the Vártető Cave and Fényeskő No. II pothole). – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató* **1974/3–4**, 64–69.
- KORDOS L. 1975: A Dokumentációs Szakosztály beszámolója. – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató* **1974/3–4**, 12–14.

1976

- HEGEDŰS Gy. & KORDOS L. 1976: Társulati élet: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. első félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1976**, 5–6.
- HELLEBRANDT M., KORDOS L. & TÓTH L. 1976: A Diósgyőr–Tapolca-barlang ásatásának eredményei (Ergebnisse der Ausgrabungen in der Diósgyőr–Tapolca Höhle). – *Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **15**, 7–36.
- JÁNOSSY, D. & KORDOS, L. 1976: Pleistocene–Holocene Mollusc and Vertebrate fauna of two caves in Hungary. – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **68**, 5–29.
- KORDOS L. 1976: Új védett állatfajunk: Hazánk területén megjelent kerti pele a holocén elején még gyakori volt. – *Búvár* **31/3**, 130–133.
- KORDOS L. 1976: Karbonátos kőzetek képződése, vizsgálata és gazdasági jelentősége (ismertetés). – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, p. 47.
- KORDOS L. 1976: A magyar barlangkutatás tiszteleti tagjai (1910–1945). – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, p. 45.
- KORDOS L. 1976: Amatőr szakmai filmet. – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, p. 43.
- KORDOS L. 1976: J. Jakál: Kras Silickej Planiny. – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, p. 34.
- KORDOS L. 1976: Mello, J. – Snopková, P.: Felső-kréta kitöltés a gombaszögi kőbánya triász mészkőbányájában. – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, p. 34.
- KORDOS L. 1976: M. Herak and V. T. Stringfild: Karst. Important Karst Regions of the Northern Hemisphere: (könyvismertetés). – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, p. 32.
- KORDOS L. 1976: A cseppkő szó eredete és jelentésének változásai (Etymology of the word “Cseppkő” and variations of its meaning). – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, 29–31.
- KORDOS L. 1976: A jósvafői Tücsök-lyuk gerinces maradványai (Vertebrate remnants from the Tücsök-lyuk at Jósvafő). – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, 13–14.
- KORDOS L. 1976: Hazánk első ősemlősei a szirének. – *Élet és Tudomány* **31/40**, 1875–1878.
- KORDOS, L. 1976: Biostratigraphie holocène du Bassin des Karpathes. – In: *UISPP IX. Congrès Nice 1976*, 13–18.
- KORDOS L. 1976: A kerti pele (Eliomys quercinus) első magyarországi előfordulása a Nagyoldali-zsombolyból (The first presence of Eliomys quercinus in Hungary /Nagyoldal Pot/) – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, p. 92.
- KORDOS L. 1976: Jelentés a Dokumentációs Szakosztály 1974. évi munkájáról: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. első félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, 7–8.
- KORDOS L. 1976: Az emberré válásról – az újabb leletek tükrében. – *Élet és Tudomány* **31/20**, 940–943.
- KORDOS L. 1976: Barlangok védelme ankét. – *Karszt és Barlang* **1975/1–2**, 58–59.
- KORDOS L. 1976: A szpeleokronológia elméleti és gyakorlati kérdései. – *Karszt és Barlang* **1976/1–2**, 15–20.

- KORDOS L. 1976: Hill, Ch. – Sutherland, W. – Tierney, L.: Caves of Wyoming. – *Karszt és Barlang* **1976/1–2**, p. 67.
- KORDOS L. 1976: Martynoff, A. – Lambert, F.: La Spéléologie. – *Karszt és Barlang* **1976/1–2**, p. 67.
- KROLOPP E., SCHWEITZER F., SCHEUER Gy., DÉNES Gy. KORDOS L., SKOFLEK I. & JÁNOSSY D. 1976: A budai Várhegy negyedkori képződményei. – *Földtani Közlöny* **106/3**, 193–228.

1977

- KORDOS L. 1977: Hány éves az ember? – In: BOGNÁR R. & DÉRI J. (szerk.): *Fiúk–lányok könyve*. Móra Könyvkiadó, Budapest, 130–134.
- KORDOS L. 1977: Milyen környezetben élt „Rudi”? – *Élet és Tudomány* **32/46**, 1459–1461.
- KORDOS L. 1977: Új felsőeocén sziréna (*Paralitherium takanyense* n.g. n.sp.) Felsőtárkányból. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1977**, 349–367.
- KORDOS, L. 1977: Cave Documentations in Hungary. – In: FORD, T. D. (ed.): *Proceedings of the 7th International Speleological Congress*, p. 271.
- KORDOS, L. 1977: Holocene Vertebrate Studies in Hungarian Caves. – In: FORD, T. D. (ed.): *Proceedings of the 7th International Speleological Congress* 1977, 272–275.
- KORDOS, L. 1977: Hongrie. – In CHABERT, Cl.: Les grandes cavités mondiales. *Spelunca* **1977/Spécial 2**, 36–37.
- KORDOS L. 1977: Őslénytani vizsgálatok az Aggteleki-karszton. – *Természet Világa* **7**, 309–311.
- KORDOS, L. 1977: The longest and deepest caves of Hungary. – *Karszt és Barlang* **1977**, 65–66.
- KORDOS L. 1977: A barlangkutatók országos találkozója. – *Műszaki Élet* **32/12**, p. 20.
- KORDOS L. 1977: A Csúcs-hegy és az Oszoly barlangjai: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1977**, 185–205.
- KORDOS L. 1977: Csont- és csigamaradványok a Pilis és az Alsóhegy néhány barlangjából: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1977**, 169–180.
- KORDOS L. 1977: Barlangi üledékek jelentősége az ősföldrajzi kutatásban: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1977**, p. 158.
- KORDOS L. 1977: Jelentés a Hosszú-hegyi Háromlyukú-barlang őslénytani kutatásáról: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1977**, 103–111.
- KORDOS L. 1977: Jelentés a „Kőlyuk-kutatótábor” szakmai munkájáról: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1977**, 70–71.
- KORDOS L. 1977: A Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat Dokumentációs Szakosztályának ügyrendje: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1977**, 49–51.
- KORDOS L. 1977: 20. Barlangnap: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1977**, 19–20.
- KORDOS L. 1977: Martynoff, Lambert: La Spéléologie (ismertetés). – *Karszt és Barlang* **1976/1–2**, p. 67.
- KORDOS L. 1977: Hill, Sutherland, Tierney: Caves of Wyoming (ismertetés). – *Karszt és Barlang* **1976/1–2**, p. 67.
- KORDOS L. 1977: Barlangok védelme ankét. – *Karszt és Barlang* **1976/1–2**, 58–59.
- KORDOS L. 1977: A szpeleokronológia elméleti és gyakorlati kérdései. – *Karszt és Barlang* **1976/1–2**, 15–20
- KORDOS L. 1977: Ősmaradványok a Metróból. – *Élet és Tudomány* **2**, 35–37.
- KORDOS L. 1977: A III. Szpeleoterápiái és Klimatológiai Ankét. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, p. 70.
- KORDOS L. 1977: Cholnoky Jenő pályázat. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, p. 72.
- KORDOS L. 1977: Védett természeti értékeink. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, p. 58.
- KORDOS L. 1977: Magyarország leghosszabb és legmélyebb barlangjai. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, 47–54.
- KORDOS L. 1977: Balás Anna (1950–1977). – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, 77–78.
- KORDOS L. 1977: Barlangkatasztrofák pályázat. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, 72–73.
- BERTALAN K. & KORDOS L. 1977: Jelentés a Dokumentációs Szakosztály 1975. évi munkájáról: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1977**, 72–74.
- FÜKÖH L. & KORDOS L. 1977: Jelentés az Uppony Horváti-lik 1977. évi őslénytani ásatásáról. – *Az Egri Múzeum Évkönyve / Annales Musei Agriensis* **15**, 21–32.
- HEGEDŰS Gy. & KORDOS L. 1977: Társulati élet: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang*, 9–14.
- KORDOS L., BERTALAN K. & NEPPÉL F. 1977: Vélemény „Rónaki László: Javaslat a bibliográfia lyukkártyás adattárolására” – I. Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1975. második félévi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang*, p. 235.
- KROLOPP E., SCHWEITZER F., SCHEUER F., DÉNES Gy., KORDOS L., SKOFLEK I. & JÁNOSSY D. 1977: A budai Várhegy negyedkori képződményei. – *Földtani Közlöny* **106/3**, 193–228.

1978

- BERTALAN K. & KORDOS L. 1978: Jelentés a Dokumentációs Szakosztály 1976. évi munkájáról: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1976. évi tevékenységéről. – *Karszt és Barlang* **1978**, 30–32.
- FÜKÖH L. & KORDOS L. 1978: Uppony. – *Élet és Tudomány* **33/11**, 333–335.
- JÁNOSSY D. & KORDOS L. 1978: Az Osztramos gerinces lelőhelyeinek faunisztikai és karsztmorfológiai áttekintése (1975-ig). [The faunistic and karst-morphological review of paleontological localities for vertebrates at Osztramos (Northern Hungary)]. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **8**, 39–72.
- KORDOS, L. 1978: Historico-zoogeographical and ecological investigation of the subfossil vertebrate fauna of the Aggtelek Karst. – *Vertebrata Hungarica* **18/1**, 85–100.

- KORDOS, L. 1978: Sedimentological study of the Middle Pleistocene fill of Petralona Cave. – *Anthropos* **5**, 60–73.
- KORDOS L. 1978: Magyarország eocén, oligocén és miocén őssgerinces lelőhelyei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1976**, 291–295.
- KORDOS L. 1978: Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces gyűjteményében (3. közlemény). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1976**, 281–290.
- KORDOS L. 1978: Közép-Európa holocén paleoklimája a „pocok hőmérő” módszer alkalmazásával. – In: *Ősföldrajzi Ankét, 1978*. Budapest, p. 17.
- KORDOS L. 1978: Az Esztramos és a Felső-Bódva-völgy pliocén–pleisztocén ősföldrajzi rekonstrukciója. – In: *Ősföldrajzi Ankét, 1978*. Budapest, 16–17.
- KORDOS L. 1978: Kérdezz – felelek (Rudapithecus). – *Élet és Tudomány* **33/41**, 1291.
- KORDOS, L. 1978: Changes in the Holocene Climate of Hungary Reflected by the “Vole – Thermometer” Method (Holocén klímaváltozások kimutatása Magyarországon a „pocok hőmérő” segítségével). – *Földrajzi Közlemények* **25/1–3**, 222–229.
- KORDOS, L. 1978: A Sketch of the Vertebrate Biostratigraphy of the Hungarian Holocene (A magyarországi holocén képződmények gerinces biosztratigráfiájának vázlata). – *Földrajzi Közlemények* **25/1–3**, 144–160.
- KORDOS L. 1978: *Microtus* (Stenocranius) gregalis és felső-pleisztocén gerinces fauna Gencsapátiból. (*Microtus* (Stenocranius) gregalis und die jungpleistozäne Vertebratenfauna von Gencsapáti). – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **1977/8**, 73–87.
- KORDOS L. (szerk.) 1978: *Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1976. évi tevékenységéről*. – Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 285 p.
- KORDOS L. 1978: Egy ötvenmillió éves éjszakai kisragadozó. – *Élet és Tudomány* **33/6**, p. 189.

1979

- KORDOS L. 1979: „Pocokhőmérő” – az elmúlt 10 000 év éghajlatváltozásai hazánkban. – *Természet Világa* **110/1**, 12–14.
- KORDOS L. 1979: Vacluse – a rejtélyes óriásforrás. – *Természet Világa* **110/7**, p. 313.
- KORDOS L. 1979: Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (4. közlemény). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1977**, 313–326.
- KORDOS L. 1979: A karszt- és barlangkutatók I. Országos Tudományos Diákköri Találkozója. – *Karszt és Barlang* **1978/1–2**, p. 63.
- KORDOS L. 1979: Karszt- és barlangkutató tanfolyam 1978/79. – *Karszt és Barlang* **1978/1–2**, p. 71.
- KORDOS L. 1979: Rudi portréja. – *Élet és Tudomány* **34/12**, p. 383.
- KORDOS L. 1979: Miről árulkodik a csontváz? – *Élet és Tudomány* **34/10**, 289–300.
- KORDOS L. 1979: Balás Anna (1950–1977). – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, 77–78.
- KORDOS L. 1979: Barlangkatasztrofizési pályázat. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, 72–73.
- KORDOS L. 1979: Cholnoky Jenő pályázat. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, p. 72.
- KORDOS L. 1979: A III. Szeleoterápiái és Klímatológiai Ankét. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, p. 70.
- KORDOS L. 1979: Védett természeti értékeink (ismertetés). – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, p. 58.
- KORDOS L. 1979: Magyarország leghosszabb és legmélyebb barlangjai 1975. december 31. és 1977. december 31. között. – *Karszt és Barlang* **1977/1–2**, 47–54.
- KORDOS L. 1979: Az emberré válás sikertelen kísérlete az ausztrálopitekusok. – *Élet és Tudomány* **34/2**, 44–46.
- KORDOS, L. 1979: Minvielle, Pierre: A la découverte du 6e continent = A hatodik kontinens felfedezése; Minvielle, Pierre – Dressler, Bruno: La spéléologie = A speleológia. – *Karszt és Barlang* **1979/1–2**, p. 46.

1980

- DEÁK, J. & KORDOS, L. 1980: A comparative study of changes in paleoclimate on the basis of stable isotopes and paleontological data. – In: *EGS Meeting, A 7*. Budapest, p. 1.
- FÜKÖH L. & KORDOS L. 1980: Jelentés az Uppony Horvátli-lik 1978. évi őslénytani ásatásáról (Bericht über die Paläontologische Ausgrabung in Horvátli-lik bei Uppony, im Jahre 1978). – *Az Egri Múzeum Évkönyve / Annales Musei Agriensis* **16–17**, 21–43.
- KORDOS L. & MÉHESE L. 1980: Ilyen lehetett a Moasz-gyík. – *Élet és Tudomány* **35/41**, p. 131.
- KORDOS L. 1980: 6000 éves barlangi „komfort”. – *Természet Világa* **111/1**, 35–36.
- KORDOS L. 1980: A Kis-kőháti-zsomboly gerinces maradványai. – *Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **19**, 353–374.
- KORDOS L. 1980: Régi idők hőmérői: a cseppkövek. – *Természet Világa* **111/5**, 231–232.
- KORDOS, L. 1980: 6000 years old comfort in the cave. – In: *European Regional Conference on Speleology: Abstracts of papers. 1980*, p. 18.
- KORDOS L. 1980: Újabb adatok a magyarországi eocén szirénák ismeretéhez. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 385–397.
- KORDOS L. 1980: Dr. Bertalan Károly emlékére. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 49–58.
- KORDOS L. 1980: Éghajlatváltozás és környezetfejlődés. – In: *Meteorológiai Tudományos Napok '80*, p. 4.
- KORDOS L. 1980: Palaeogeographical reconstruction of the site of Rudapithecus hungaricus. – In: *European Anthropological Association. Congress. Abstracts of communications*. Anthropos Institute, Brno, p. 3.
- KORDOS L. 1980: Barlangkatasztrofizési hírek. – *Karszt és Barlang* **1980/1–2**, 45–46.
- KORDOS L. 1980: Minvielle, P. – Dressler: A hatodik kontinens felfedezése: A speleológia. – *Karszt és Barlang* **1979/1–2**, p. 46.
- KORDOS L. 1980: Esztramos-hegy. – *Élet és Tudomány* **35/35**, p. 190.
- KORDOS L. & SZÉKELY K. 1980: A magyar barlangkutatás szervezetének kiadványai. – In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *70 éves a szervezett magyar karszt- és barlangkutatás*. Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 83–89.
- KORDOS L. 1980: Az elmúlt húsz év barlangfeltárásai. – In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *70 éves a szervezett magyar karszt- és barlangkutatás*. Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 79–82.

- KORDOS L. 1980: *Barlangkutatás Magyarországon: kiállítás katalógus*. – Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 8 p.
- KORDOS L. 1980: The possibility of making Holocene palaeoclimatological and biostratigraphical investigations with the aid of small mammals. – In: *Symposium Franken, Holocene valley development – methods and results*. Düsseldorf, p. 15.
- KORDOS L. 1980: *Földtani vizsgálatok barlangokban*. – Jegyzet. Karszt- és Barlangkutatói Tanfolyam I., 22–29.
- KORDOS, L. 1980: The Revision of the Upper Pleistocene Vertebrate Fauna of Seybold Quarry at Kőszeg. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **9**, 11–20.
- KORDOS L. 1980: A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei, (Methods and Results of Paleoclimatological Research in Hungary). – *Az Országos Meteorológiai Intézet Hivatalos Kiadványa* **50**, 1–167.
- KORDOS L. 1980: Vízkémiai vizsgálatok a Kevély-csoport néhány barlangjában, (Hydrochemische Untersuchungen in machen Höhlen der Kevély-gruppe). – *Karszt és Barlang* **9**, 39–72.
- KORDOS L. 1980: A gerinc eredete. – *Élet és Tudomány* **14**, 434–435.
- KORDOS L. & KROLOPP E. 1980: Felső-pleisztocén forrásmész-kő üledék Mollusca- és gerinces faunája az egri Dobó-bástya területéről. – *Folia historico-naturalia Musei Matraensis* **1980/6**, 5–12.
- SZŐÖR, Gy. & KORDOS, L. 1980: New paleobiochemical method for the absolute age determination of vertebrate fossils of caves. – In: *European Regional Conference on Speleology: Abstracts of papers*, p. 18.

1981

- KORDOS L. 1981: Újabb sárkánygyík lábnyom Komlóról. – *Élet és Tudomány* **36/25**, p. 796.
- KORDOS L. 1981: A természet szobrai. – *Nők Lapja* **33/1**, 14–15.
- KORDOS L. 1981: Barlangkataszteri hírek. – *Karszt és Barlang* **1981/1–2**, p. 67.
- KORDOS L. 1981: Gerinces őslénytani kutatások az Alpokalja területén. – *Alpokalja Természeti Képe* **1981/1**, 27–28.
- KORDOS L. 1981: Környezetünk jövőjének múltja: Éghajlatváltozás és környezetfejlődés. – *Természet Világa* **112/2**, 59–62.
- KORDOS L. 1981: Egy mezőcsáti parasztköltő a XIX. században. – *Miskolci Herman Ottó Múzeum Közleményei* **19**, 130–136.
- KORDOS L. 1981: A hasznosi felső-miocén gerinces lelőhely kora emlős-zonáció alapján. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1979**, 459–463.
- KORDOS, L. 1981: Some complements to the knowledge of a Middle Eocene Sirenia, *Sirenavus hungaricus* KRETZOI, 1941. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **10**, 75–78.
- KORDOS L. 1981: Ősvilági lábnyomok. – In: *Lányok könyve*. Móra Kiadó, Budapest, 182–187.
- KORDOS L. 1981: Neogene terrestrial biostratigraphy on the basis of small mammals from Hungary. – In: *Carpatho-Balkan Geological Association, 12th Congress, Abstracts*. Bukarest, Romania, p. 27.
- KORDOS L. 1981: A rudabányai (Északkelet-Magyarország) prehomínidák paleoökológiai rekonstrukciója. – In: *Abstracts of the International Centennial Anthropological Congress. Budapest, Magyarország, 1981*, p. 8.
- KORDOS L. 1981: Environmental reconstruction of the prehomínids in Rudabánya, NE Hungary. – In: *International Tagung „Anthroposociogenese”*. Weimar, 1981, p. 10.
- FÜKÖH L. & KORDOS L. 1981: Geológiai képződmények az egri vár elpusztult Dobó-bástyájának a területén. – *Az Egri Vár Híradója* **16**, 13–18.
- KORDOS L. & SZŐÖR Gy. 1981: Kígyócsigolya-kronométer? Új abszolút korhatározási módszer. – *Természet Világa* **112/11**, 502–504.
- SZŐÖR Gy. & KORDOS L. 1981: A holocén gerinces anyag paleobiogeokémiai módszerrel történő abszolút kronológiai és paleoklimatológiai értékelése. (Absolute chronological and palaeoclimatological evaluation of Holocene vertebrate remnants by palaeobiogeochemical method). – *Földtani Közlöny* **111/3–4**, 472–486.
- KORDOS L. & KROLOPP E. 1981: Felső-pleisztocén forrásmész-kő üledék Mollusca- és gerinces faunája az egri Dobó-bástya területéről (Mollusken- und Vertebraten fauna der Oberpleistozänen Süßwasserkalksedimente im bericht der Dobó-bastei in Eger). – *Folia historico-naturalia Musei Matraensis* **6**, 5–12.

1982

- KORDOS L. 1982: Élet a Falklandok tanúközetein. – *Élet és Tudomány* **37/27**, p. 844.
- KORDOS L. 1982: Az ötven éve felfedezett suba-lyuki ősember. – *Élet és Tudomány* **37/17**, 534–536.
- KORDOS L. 1982: Az állatvilág változó törzsfája. A krokodil és a kolibri rokonsága? – *Élet és Tudomány* **37/2**, 47–50.
- KORDOS L. 1982: Az ősember és elődei Magyarországon. – *A Mi Világunk* **1982/3**, 47–64.
- KORDOS L. 1982: Gerinces őslénytani kutatások az Alpokalja területén (Paläovertebraten-Forschungen im Voralpengebiet). – *Alpokalja Természeti Képe* **1**, 27–28.
- KORDOS, L. 1982: The development of Cave's Documentation in Hungary. – *Nasse Jame: Glasilo Jamarske Zveze Slovenije* **23–24**, 79–81.
- KORDOS L. 1982: Jelentés a Dokumentációs Szakosztály 1979. évi munkájáról: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1979. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1982**, p. 3.
- KORDOS L. 1982: Barlangi gerinces őslénytani gyűjtések és ásatások 1978-ban (Vertebrate paleontological collections and excavations in caves in 1978): Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1978. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1982**, 10–18.
- KORDOS L. 1982: Barlangi őslénytani ásatások és gyűjtések 1977-ben: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1977. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1982**, 15–24.
- KORDOS L. 1982: Barlangi gerinces őslénytani ásatások és gyűjtések 1979-ben (Vertebrate palaeontological excavations and collections in caves in 1979): Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1979. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1982**, 8–16.

- KORDOS L. 1982: Barlangkataszteri hírek. – *Karszt és Barlang* **1981/1–2**, p. 67.
- KORDOS L. 1982: Felső-miocén gerinces fauna Szentendréről. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1980**, 381–384.
- KORDOS, L. 1982: The Prehominid Locality of Rudabánya (NE Hungary) and its neighbourhood: A palaeogeographic reconstruction. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1980**, 395–405.
- KORDOS L. 1982: Gerinces maradványok történeti–állatföldrajzi vizsgálatának módszerei és lehetőségei a régészeti kutatásban. – *Régészeti Füzetek* **1**, 24–27.
- KORDOS L. 1982: Éghajlatváltozás és környezetfejlődés. – *A Magyar Tudományos Akadémia X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei* **14/1–4**, 209–222.
- KORDOS, L. 1982: Evolution of the Holocene Vertebrate Fauna in the Carpathian Basin. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **10/7**, 963–970.
- KORDOS L. 1982: Új fejezetek az ősemberkutatásban. – In: SEBŐK J. (szerk.): *Fiúk könyve*. Móra Kiadó, Budapest, 72–78.
- KORDOS L. 1982: Kiástuk a „pocokkhőmérőt”! – In: SEBŐK J. (szerk.): *Fiúk könyve*. Móra Kiadó, Budapest, 136–139.
- KORDOS, L. 1982: Environmental Evolution and Human Activity in Hungary During the Holocene. – In: *1. Congress International Paléontologie Humaine*, p. 224.
- KORDOS L. & KOLOZSVÁRI M. 1982: *Emberelődők*. – Búvár zsebkönyvek. Móra Kiadó, Budapest, 62 p.
- SZŐÖR, Gy. & KORDOS, L. 1982: Chronostratigraphical evaluation of Quaternary and Pliocene terrestrial strata by palaeobiogeochemical methods. – In: PÉCSI, M. (ed.): *Quaternary studies in Hungary*. Budapest: International Union for Quaternary Research (INQUA), Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, 113–115.
- BERTALAN K. & KORDOS L. 1982: Jelentés a Dokumentációs Szakosztály 1974–1978 közötti munkájáról: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1978. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1982**, 7–8.
- BERTALAN K. & KORDOS L. 1982: Jelentés a Dokumentációs Szakosztály 1977. évi munkájáról: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1977. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1982**, 9–11.

1983

- KORDOS L. 1983: Az őshüllők elődei. – *Élet és Tudomány* **38/45**, 1423–1425.
- KORDOS L. 1983: Őshüllők az Erdélyi-medencében: Nopcsa Ferenc kutatásai. – *Élet és Tudomány* **38/16**, 485–487.
- KORDOS L. 1983: Az ősember az első lakberendező. – *Barangoló Magazin: Belföldi Turizmus* **1983/június 14–15**,
- KORDOS L. 1983: Fontosabb szörványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (8. közlemény). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1981**, 503–511.
- KORDOS L. 1983: A Hosszú-hegyi-zsomboly holocén gerinces faunája. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1981**, 425–437.
- KORDOS, L. 1983: Sirenavus or Eotheroides species (Mammalia, Sirenia) from the Eocene of the Tatabánya Basin (Hungary). – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **11**, 41–42.
- KORDOS L. 1983: Barlangi gerinces őslénytani gyűjtések és ásatások 1982-ben: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1982. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1983**, 9–11.
- KORDOS L. 1983: Barlangi gerinces őslénytani ásatások és gyűjtések 1981-ben: Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1981. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1983**, 12–13.
- KORDOS L. 1983: A rudabányai prehominida. – *Beszámoló a Magyar Földrajzi Társaság Hegymászó Szakosztályának Működéséről*, 52–53.
- KORDOS L. 1983: A magyarországi holocén képződmények gerinces faunafejlődése, biosztratigráfiája és paleoökológiája. – *Kandidátusi értekezés*, Budapest, 151 p.
- KORDOS L. 1983: *Európa karszterületei* (Karst Areas of Europe). – KLTE, Debrecen.
- JÁNOSSY D., KORDOS L. & KROLOPP E. 1983: A Függő-kői barlang (Mátraszőlős) felső-pleisztocén és holocén faunája. – *Folia historico-naturalia Musei Matraensis* **1983/8**, 47–61.

1984

- KORDOS L. 1984: Kavicsösvény – vándor nélkül. – *Magyar Hírlap* **17/259**, p. 9.
- KORDOS L. 1984: Az újra jó radiokarbon-módszer. – *Természet Világa* **115/2**, 82–83.
- KORDOS L.: Kígyók és ördögeköröm. – *Élet és Tudomány* **39/28**, 874–875.
- TARNÓCZY, Ipoly [KORDOS L.] 1984: Ősvilági lábnyomok. – *Élet és Tudomány* **39/20**, 611–613.
- KORDOS L. 1984: A Magyar-középhegység gerinces faunájának fejlődése az elmúlt tízezer évben: (The Evolution in the past ten thousand years of the Vertebrate of the Hungarian Central Mountain Range). – *Állattani Közlemények* **71/1–4**, 109–117.
- KORDOS, L. 1984: Paleoclimatologic and Biostratigraphic Studies in Holocene Small Mammals. – *Geologisches Jahrbuch Reihe A* **71**, 339–353.
- KORDOS L. 1984: A bodajki Rigó-lyuk újholocén kitöltésének vizsgálata. – *A Bakonyi Természettudományi Múzeum Közleményei = Folia Musei Historico Naturalis Bakonyiensis* **1984/3**, 31–42.
- KORDOS L. 1984: *Magyarország barlangjai*. – Gondolat Kiadó, Budapest, 326 p.
- KORDOS L. 1984: A bükk-i barlangok világa. – In: SÁNDOR A.: *Bükk-i Nemzeti Park: Kilátás a kövekről*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 139–176.
- BÁCSKAY E. & KORDOS L. 1984: Fontosabb szörványleletek a MÁFI gerinces-gyűjteményében (9. közlemény). – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1982**, 355–361.
- KORDOS L. & SOLT, P. 1984: A magyarországi miocén tengeri gerinces faunaszintek vázlata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1982**, 347–354.

JEREM E., FACSAR G., KORDOS L., KROLOPP E. & VÖRÖS I. 1984: A Sopron–Krautackerén feltárt vaskori telep régészeti és környezetre-konstruktív vizsgálata I. – *Archaeologiai Értesítő* **111**, 141–169.

1985

- KORDOS L. 1985: Az ipolytarnóci húszmillió éves ősvilág. – *Tudomány: a Scientific American Magyar Kiadása* **1985/4**, 128–129.
- KORDOS L. 1985: Barlangok világa. – *Nimród* **1985/3**, 1–16.
- KORDOS L. 1985: Ásványok. – *Nimród* **1985/4**, 1–18.
- KORDOS L. 1985: Ha mamut, akkor hideg. – *Állatvilág* **1985/november**, p. 1.
- KORDOS L. 1985: Barlanglakók csontjai a halászhálóban. – *Élet és Tudomány* **40/44**, 1387–1388.
- KORDOS L. 1985: Miből lett a ló? – *Élet és Tudomány* **40/30**, 950–951.
- KORDOS, L. 1985: Lower Turolian (Neogene) *Anomalospalax* gen.n. from Hungary and its phylogenetic position. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **12**, 27–42.
- KORDOS L. 1985: A magyarországi eggenburgi–szarmata képződmények szárazföldi gerinces maradványai, biosztratigráfiája és rétegtani korrelációja. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1983**, 157–165.
- KORDOS L. 1985: Észak-Magyarország Ny-i részének földtani természetvédelmi értékei (Geological values of nature protection in the Western part of North Hungary). – *Mérnökgeológiai Szemle* **34**, 25–30.
- KORDOS, L. 1985: Vertebrate Biostratigraphy and Correlation of the Hungarian Holocene Formations. – *Acta Geologica Hungarica* **28/3–4**, 215–223.
- KORDOS L. 1985: Lábnyomok az ipolytarnóci alsó-miocén korú homokkőben. – *Geologica Hungarica Series Palaeontologica* **44–46**, 259–357.
- KORDOS, L. 1985: Footprints in Lower Miocene Sandstone of Ipolytarnóc. – *Geologica Hungarica Series Palaeontologica* **44–46**, 359–415.
- KORDOS L. 1985: Barlangi gerinces őslénytani ásások és gyűjtések 1983-ban (Excavations and collecting activities for Vertebratae of caves): Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1983. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató*, 8–10.
- KORDOS L. 1985: Dokumentációs Szakbizottság (Special Committee for Documentation): Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1983. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató*, p. 4.
- KORDOS L. 1985: Előszó – Preface. Beszámoló a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat 1983. évi tevékenységéről. – *Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató*, 2–3.
- KORDOS L. 1985: A Magyar-középhegység gerinces faunájának fejlődése az elmúlt tízezer évben (The evolution in the past ten thousand years of the Vertebrate of the Hungarian Central Mountain Range). – *Állattani Közlemények* **71**, 109–117.
- KORDOS, L. 1985: Oligocene–Pliocene paleokarst development in Hungary. – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* **24–25**, 115–122.
- KORDOS L. 1985: Legányi Ferenc munkássága az ősgerincesek gyűjtésében. – *Folia historico-naturalia Musei Matraensis* **10**, 5–9.
- KORDOS, L. 1985: Important Cardinal Points of the Hungarian Holocene. – In: *IGCP 158 Symposium in Switzerland*, 19–22.
- KORDOS, L. 1985: Evolution of the Holocene Vertebrate Fauna of Central Europe. – In: *IGCP 158. Symposium in Switzerland*, p. 23.
- KORDOS, L. 1985: Neogene Vertebrate Biostratigraphy in Hungary. – In: *8th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources. 15–22. 09. 1985. Budapest, Abstracts*. Hungarian Geological Survey, Budapest, p. 313.
- KORDOS, L. 1985: The evolution of the Cenozoic Sirenia on the basis of Hungarian Fossil Remains. – In: *8th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources. 15–22. 09. 1985. Budapest, Abstracts*. Hungarian Geological Survey, Budapest, p. 314.
- KORDOS, L. 1985: Rudabánya: a Prehominid Locality. – In: MÜLLER, P. (ed.): *Geodynamic Evolution of Intramontane Basins*, 36–37.
- KORDOS L. 1985: Az első övenmillió év: ősök Rudabányán. – Gondolat Kiadó, Budapest, 205 p.
- KORDOS, L. 1985: Environmental reconstruction for prehomins of Rudabánya. – In: JOACHIM, H. & HERBERT, U. (eds): *Schriften Zur Ur- und Frühgeschichte*. Akademie Verlag, Berlin, 82–85.
- KORDOS-SZAKÁLY, M. & KORDOS, L. 1985: Morphotypes of Hungarian fossil *Celtis* (Urticales) stones. – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **77**, 35–63.
- KORDOS, L. & SZŐÖR, Gy. 1985: Some new late cenozoic chronological data from Hungary tested by thermal analysis method. – In: *8th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources. 15–22. 09. 1985. Budapest, Abstracts*. Hungarian Geological Survey, Budapest, p. 317.
- HÁMOR, G., BÁLDI T., BOHN-HAVAS, M., HABLY, L., HALMAI, J., JAHÓS, M., KÓKAY, J., KORDOS, L., KORECZ-LAKY, I., NAGY, E., NAGYMAROSI, A. & VÖLGYI, L. 1985: The biostratigraphy of the Hungarian Miocene. – In: *8th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources. 15–22. 09. 1985. Budapest, Abstracts*. Hungarian Geological Survey, Budapest, 252–256.
- HÁMOR, G., KORDOS, L. & BARTKÓ, L. 1985: Palaeoenvironment at Ipolytarnóc: Paleogeographic reconstruction of the Lower Miocene. 19. 09. 1985. Excursion B (Mid-Congress) Budapest–Hollókő–Ipolytarnóc–Budapest. – In: KORDOS, L. (ed.): *8th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources. 15–22. 09. 1985. Budapest, Abstracts*. Hungarian Geological Survey, Budapest, 33 p.
- JÁMBOR, Á., BALÁZS, E., BÉRCZI, I., BÓNA, J., GAJDOS, I., GEIGER, J., HAJÓS, M., KORDOS, L., KORECZ-LAKY, I., KÖRÖS-HÓDI, M., KÖVÁRY, J., MÉSZÁROS, I., NAGY, E., NÉMETH, G., NUSSZER, A., PAP, S., POGÁCSÁS, Gy., RÉVÉSZ, I., RUMPLER, Á., SZALAY, Á. & SZENTGYÖRGYI, K. 1985: General characteristics of Hungary's Pannonian s.l. – In: MÜLLER, P. (ed.): *Geodynamic evolution of Intramontane Basins. Neogene Stratigraphy in Northern Hungary and Budapest. 10–14. 09. 1985. Excursion A 1 Pre-Congress (Budapest–Eger–Miskolc–*

Tokaj–Rudabánya–Sámsonháza–Budapest–Tinnye–Budapest). *Field Guide*. [8th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene]. Hungarian Geological Survey, Budapest, 11–15.

KORDOS, L., HAJÓS, M., MÜLLER, P. & NAGY, E. 1985: Environmental Change and Biostratigraphy in the Carpathian Basin. – In: *8th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources*. 15–22. 09. 1985. Budapest, Abstracts. Hungarian Geological Survey, Budapest, 315–316.

JEREM E., FACSAR G., KORDOS L., KROLOPP E. & VÖRÖS I. 1985: A Sopron–Krautackeren feltárt vaskori telep régészeti és környezetrekonstruksiós vizsgálata II. – *Archaeologiai Értesítő* **112**, 3–24.

1986

KORDOS L. 1986: Tízmillió éve élt ősrünk koponyája került elő Rudabányán. – *Magyar Nemzet* **1986. 12. 12.**, p. 4

KORDOS L. 1986: A rudabányai ősmajom. – *Élet és Tudomány* **41/51**, p. 1631.

KORDOS L. 1986: A misztikus állatvilág tudománya, kriptozoológia. – *Élet és Tudomány* **41/29**, 909–911.

KORDOS L. 1986: A Szársomlyó ördögcsántásai. – *Élet és Tudomány* **41/2**, 48–50.

KORDOS L. 1986: 35 millió látnivaló. – *Élet és Tudomány* **41/2**, 42–43.

KORDOS L. 1986: A hasznosi és szentendrei felső-miocén hörcsögök (Cricetidae, Mammalia) rendszertani és rétegtani vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1984**, 523–553.

BARABÁS I., KORDOS L. & KROLOPP E. 1986: A Cegléd–10/a jelzésű nagy átmérőjű vízkutató fúrás földtani és őslénytani értékelése. – *Hidrológiai Közlöny* **66/4–5**, 275–281.

JEREM E., FACSAR G., KORDOS L., KROLOPP E. & VÖRÖS I. 1986: A Sopron–Krautackeren feltárt vaskori telep régészeti és környezetrekonstruksiós vizsgálata. – *Archaeologiai Értesítő* **113/2**, 141–170.

1987

KORDOS L. 1987: A Rudapithecus koponyalelet. – *Természet Világa* **118/6**, 226–228.

KORDOS L. 1987: Megválaszolt és új kérdések a Rudapithecus körül. – *Természet Világa* **118/10**, p. 429.

KORDOS L. 1987: Őseink csontjai. – *Élet és Tudomány* **42/47**, 1488–1489.

KORDOS L. 1987: Újabb adatok az ipolytarnóci alsó-miocén homokkő lábnyomaihoz. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1985**, 453–465.

KORDOS L. 1987: Aprógerinces-fauna vizsgálatok egy vaskori telepen (Sopron–Krautacker). – *Praeniorica Folia Historico-Naturalia* **2**, 41–46.

KORDOS, L. 1987: Description and reconstruction of the skull of Rudapithecus hungaricus Kretzoi (Mammalia). – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **79**, 77–88.

KORDOS, L. 1987: Karstocricetus skofleki gen. n., sp. n. and the evolution of the Late Neogene Cricetidae in the Carpathian Basin. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **13**, 65–88.

KORDOS L. 1987: Rudapithecus koponyalelet került elő a rudabányai alsópannon üledékekből. – *Földtani Közlöny* **117/2**, p. 154.

KORDOS L. 1987: Hominoid, hominid evolúció. – In: STRAUB F. B. & ANDÓ, I. (szerk.): *Biológiai lexikon*. Kiegészítés az 1–4. kötethez. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 38.

KAPOCSY, Gy. & KORDOS, L. 1987: Uralter Ahn des Menschen gefunden? – *Das Tier* **1987/12**, p. 24.

KORDOS L. & JÁRAI-KOMLÓDI M. 1987: Az elmúlt tízezer év klímaváltozásai Közép-Európában. – In: KORDOS L. & JÁRAI-KOMLÓDI M. (szerk.): *Meteorológiai Tudományos Napok: Az előadások összefoglalásai*, p. 10.

KORDOS, L., HAJÓS, M., MÜLLER, P. & NAGY, E. 1987: Environmental change and ecostratigraphy in the Carpathian Basin. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 377–381.

HÁMOR, G., BÁLDI, T., BOHN-HAVAS, M., HABLY, L., HALMAI, J., HAJÓS, M., KÓKAY, J., KORDOS, L., KORECZ-LAKY, I., NAGY, E., NAGYMAROSY, A. & VÖLGYI, L. 1987: The bio-, litho- and chronostratigraphy of the Hungarian Miocene. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 351–353.

JÁMBOR, Á., BALÁZS, E., BALOGH, K., BÉRCZI, I., BÓNA, J., HORVÁTH, F., GAJDOS I., GEIGER, J., HAJÓS, M., KORDOS, L., KORECZ, A., KORECZ-LAKY, I., KÖRÖS-HÓDI, M., KÖVÁRY, J., MÉSZÁROS, L., NAGY, E., NÉMETH, G., NUSSZER, A., PAP, S., POGÁCSÁS, Gy., RÉVÉSZ, I., RUMPLER, J., SÜTŐ-SZENTAI, M., SZALAY, Á., SZENTGYÖRGYI, K., SZÉLES, M. & VÖLGYI, L. 1987: General characteristics of Pannonian s.l. deposits in Hungary. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 155–167.

1988

KORDOS, L. 1988: Comparison of early primate skulls from Rudabánya (Hungary) and Lufeng (China). – *Anthropologia Hungarica* **20**, 9–22.

KORDOS L. 1988: A Spalax nemzetség (Rodentia) európai megjelenése és a plio-pleisztocén határkérdés. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1986**, 469–491.

KORDOS L. 1988: Rudapithecus koponyalelet a rudabányai alsó-pannonból. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1986**, 137–154.

KORDOS L. 1988: Egy marék csont. – *Háttér* **11**, 11–13.

KORDOS, L. 1988: Famous Bones in Hungarian Earth. Huesos famosos en tierras hungaras: Background to Hungary, Segundo plano de Hungrie. – *Háttér* **11**, p. 2.

KORDOS L. 1988: Tízmillió éves ősrünk, a Rudapithecus. – In: KARÁDI I. (szerk.): *Búvár Évkönyv* 4. Móra, Budapest, 131–135.

KORDOS L. & MORGÓS A. 1988: Az ipolytarnóci alsó-miocén lábnyomok kutatásának 1986. évi eredményei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1986**, 493–499.

- KORDOS L. & HÁLA J. 1988: Tévhitek, mondák és a valóság: kőbe zárt lábnyomok. – *Élet és Tudomány* **43/44**, 1384–1386.
- KORDOS L. & JÁRAI-KOMLÓDI M. 1988: Az elmúlt tízezer év klímaváltozásai Közép-Európában (Climatic changes in the Carpathian Basin during the last ten thousand years). – *Időjárás: Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service* **92/2–3**, 96–100.
- JÁMBOR Á., BALÁZS E., BALOGH K., BÉRCZI I., BÓNA J., HORVÁTH F., GAJDOS I., GEIGER J., HAJÓS M., KORDOS L., KORECZ A., KORECZNÉ LAKY I., KÖRPÁSNÉ HÓDI M., KÓVÁRY J., MÉSZÁROS L., NAGY E., NÉMETH G., NUSSZER A., PAP S., POGÁCSÁS Gy., RÉVÉSZ I., RUMPLER J., SÜTÓNÉ SZENTAI M., SZALAY Á., SZENTGYÖRGYI K., SZÉLES M. & VÖLGYI L. 1988: A magyarországi pannóniai (s.l.) képződmények rövid földtani jellemzése. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1986**, 311–326.

1989

- KORDOS L. 1989: Az utolsó európai gibbon. – *Természet Világa* **120/11**, 525–527.
- KORDOS, L. 1989: Oligocene–Pliocene Paleokarst Development in Hungary. – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* **24–25**, 115–122.
- KORDOS L. 1989: 180 millió éves lábnyomok. – *Élet és Tudomány* **44/21**, 656–658.
- KORDOS L. 1989: A sárkánygyíkok röpte. – *Élet és Tudomány* **44/29**, 908–910.
- KORDOS L. 1989: Ősgibbon Rudabányán. – *Élet és Tudomány* **44/33**, 1037–1038.
- KORDOS L. 1989: Tízmillió éves ősmajmok. – *Süni – Természettudományról Fiataloknak* **5/11**, 18–19.
- KORDOS L. 1989: Az emberré válás rudabányai ősmajmai. – *Tudomány: a Scientific American Magyar Kiadása* **5/8**, 61–63.
- KORDOS, L. 1989: Anomalomyidae (Mammalia, Rodentia) remains from the Neogene of Hungary. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1987**, 293–311.
- KORDOS L. 1989: Dinoszaurusz-lelet a Mecsekben. – *Tudomány: a Scientific American Magyar Kiadása* **5/2**, 17–18.
- KORDOS L. 1989: Rudabánya újabb szenzációja. – *Magyar Nemzet* **52/141**, p. 7.
- KORDOS L. 1989: Rudabányai előembertelep. – In: RAKONCZAI Z. (szerk.): *Ipolytarnóctól Füzérradványig*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 123–125.
- KORDOS L. 1989: Az emberiség kezdetei. – Reflektor Kiadó, Budapest, 47 p.
- BÁRDOSY, Gy. & KORDOS, L. 1989: Paleokarst in Hungary. – In: BOSÁK, P., FORD, D. C., GLÁZEK, J. & HORACEK, I. (eds): *Paleokarst a systematic and regional review*. Elsevier, 137–153.
- FREUDENTHAL, M. & KORDOS, L. 1989: *Cricetus polgardiensis* sp. nov. and *Cricetus kormosi* SCHAUB, 1930 from the Late Miocene Polgárdi localities (Hungary). – *Scripta Geologica* **89**, 71–100.
- HORACEK, I. & KORDOS, L. 1989: Biostratigraphic Investigations in Paleokarst. – In: BOSÁK, P., FORD, D. C., GLÁZEK, J. & HORACEK, I. (eds): *Paleokarst a systematic and regional review*. Elsevier, 599–612.
- DOMOKOS T., KORDOS L. & KROLOPP E. 1989: A bélmegeyeri Csömöki-domb földrajzi viszonyai, holocén Mollusca és gerinces faunája. – *Alföldi Tanulmányok* **13**, 85–103.
- KROLOPP E., SCHWEITZER F., SCHEUER Gy., HABLY L., SKOFLEK I. & KORDOS L. 1989: Az egri pleisztocén édesvízi mészkő geomorfológiai, paleohidrológiai és őslénytani vizsgálata. – *Földtani Közlöny* **119/1**, 5–29.

1990

- KORDOS L. 1990: Újabb rudabányai leletek és az emberré válás sokasodó elméletei. – *Magyar Tudomány* **35(97)/1**, 9–14.
- KORDOS L. 1990: Tihany gejzirkúpjai. – *Élet és Tudomány* **45/33**, p. 1055.
- KORDOS L. 1990: A Balaton legrégebbi, római kori térképe (The oldest, Roman Age Map of the Lake Balaton). – *Hidrológiai Tájékoztató* **1990/október**, 21–22.
- KORDOS L. 1990: Analysis of tooth morphotypes of Neogene Hominoids. – *Anthropologia Hungarica* **21**, 11–24.
- KORDOS L. 1990: Kisbolygó helyett üstökös? – *Magyar Nemzet* **53/224**, p. 8.
- KORDOS L. 1990: A Balaton első térképe. – *Magyar Nemzet* **53/105**, p. 8.
- KORDOS L. 1990: A hiányzó láncszem. – *Magyar Nemzet* **53/február 26**, p. 3.
- KORDOS L. 1990: Cserhát, Ipolytarnóc természetvédelmi terület. Zagypálfalvi Formáció. – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KORDOS L. 1990: Rudabányai-hegység, Rudabánya, Hominoidea-lelőhely. Edelényi Tarkaagyag Formáció. – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KORDOS L. 1990: Ipolytarnóc, természetvédelmi terület (Ipolytarnóc, Natural Protection Area). – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KORDOS, L. 1990: The evolution of Upper Pleistocene voles in Central Europe. – In: FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (eds): *International Symposium Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)*. Geological Survey, Prague, 275–284.
- KORDOS, L. 1990: Biostratigraphy and Paleoecology of the Middle European Late Quaternary. – In: *Third Symposium Upper Palaeolithic, Mesolithic and Neolithic Population of Europe and the Mediterranean Basin*, p. 1.
- KORDOS, L. & JÁNOSSY, D. 1990: Pleistocene Vertebrate Faunas of Hungary (Book reviews). – *Earth-Science Reviews* **27**, 383–384.
- KORDOS, L. 1990: The human evolution. – In: LUKÁCS, B. (ed.): *Evolution: from Cosmogogenesis to Biogenesis*. Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 117–124.
- JASKÓ S. & KORDOS L. 1990: A Budapest–Adony–Örkény terület közötti kavics. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1988/1**, 153–167.
- KORDOS L. & KROLOPP E. 1990: Alsó-pleisztocén puhatestű és gerinces fauna a Kisalföldről (Halászi, Arak 1. sz. fúrás). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1988/1**, 235–244.

- KORDOS L. & PRAKFAI P. 1990: Újabb adatok az európai neogén lábnyomos rétegek ismeretéhez. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1988/1**, 201–212.
- DOMOKOS T., KORDOS L. & KROLOPP E. 1990: A bélmegeyeri Csömöki-domb földrajzi viszonyai, holocén Mollusca és gerinces faunája. – *Alföldi Tanulmányok* **1983**, 85–102.

1991

- KORDOS L. 1991: A törvénytől jobbkezeség. – *Természet Világa* **122/9**, 414–415.
- KORDOS L. 1991: Könyvkritika: Az első emberek. – *Természet Világa* **122/8**, p. 384.
- KORDOS L. 1991: A tatolcai Malom-tó. – *Élet és Tudomány* **46/14**, p. 446.
- KORDOS L. 1991: Le Rudapithecus hungaricus de Rudabánya (Hongrie). – *Anthropologie* **95/2–3**, 343–362.
- KORDOS L. 1991: Oleg Sztjepanovics Vialov (1904–1988). – *Földtani Közlemény* **119/1–4**, p. 77.
- KORDOS L. 1991: A közép-európai felső-pleisztocén pocokfauna fejlődése és biosztratigráfiai értékelése. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1989**, 495–522.
- KORDOS L. 1991: Symmetry and asymmetry in evolution of Vertebrates. – In: LUKÁCS, B. (ed.): *Symmetry and topology in evolution*. KFKI, Budapest, 126–129.
- KORDOS L. 1991: The Hominoid Finds from Rudabánya (NE Hungary). – In: *61. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft*, p. 1.
- KORDOS L. 1991: Morphological Heterochronism in Human Evolution. – In: *3rd Congr. E.S.E.B. Abstracts*, Budapest, p. 138.
- KORDOS L. 1991: Symmetry and asymmetry in the Evolution of Vertebrates. – In: *3rd Congr. E.S.E.B. Abstracts*, Budapest, p. 139.
- KORDOS L. 1991: Mezőföld, Polgárdi, késő-miocén ősszerű lelethelyek. – *Magyarország Geológiai Alapszervei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KORDOS L. 1991: Villányi-hegység, Villány, alsó-pleisztocén ősszerű lelethelyek. – *Magyarország Geológiai Alapszervei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KORDOS L. 1991: Villányi-hegység, Beremend, felső-pliocén ősszerű lelethelyek. – *Magyarország Geológiai Alapszervei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KORDOS L. 1991: Villányi-hegység, Csarnóta, pliocén ősszerű lelethelyek. – *Magyarország Geológiai Alapszervei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KORDOS L. 1991: The Museum of the Hungarian Geological Institute. – In: VITÁLIS, Gy. & KECSKEMÉTI, T. (eds): *Museums and collections in the history of mineralogy, geology and paleontology in Hungary: on the occasion of the 16th International Symposium of INHIEGO, Dresden, 1991*. Budapest, Hungary, Hungarian Geological Society, 169–180.
- KORDOS L. & RINGER Á. 1991: A magyarországi felső-pleisztocén Arvicolidae-sztratigráfiájának klímato- és archeosztratigráfiai korrelációja (Climatostratigraphic and Archaeostratigraphic Correlation of Arvicolidae Stratigraphy of the Late Pleistocene in Hungary). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1989**, 523–534.
- KORDOS L. & KROLOPP E. 1991: A Magyar Állami Földtani Intézet gyűjteményi katalógusának 1. kötete: Vas megye. – *Savaria – a Vas Megyei Múzeumok Értesítője* **20/2**, 145–147.
- KROLOPP E. & KORDOS L. 1991: Mezőföld, Kisláng. Kislángi Kavics Formáció. – *Magyarország Geológiai Alapszervei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KROLOPP E. & KORDOS L. 1991: Somogy, Kőröshegy, téglagyár. Tihanyi Formáció, Kislángi Kavics Formáció. – *Magyarország Geológiai Alapszervei*, MÁFI, Budapest, 6 p.
- KORDOS L., KROLOPP E. & RINGER Á. 1991: Le complexe Bábonyien–Szélétien dans son cadre chronologique-paléocologie. – In: *Colloque Commémoratif International 1891–1991*. Miskolc, p. 2.
- KROLOPP E., SCHWEITZER F., SCHEUER Gy., SKOFLEK I. & KORDOS L. 1991: Az egri pleisztocén édesvízi mészkő geomorfológiai, paleohidrológiai és őslénytani vizsgálata (Geomorphological, paleohydrological and palaeontological investigation of the Pleistocene travertine of Eger). – *Földtani Közlemény* **119/1–4**, 5–29.

1992

- KORDOS L. 1992: Az első honfoglalók. – *Természet Világa* **123/10**, 437–439.
- KORDOS L. 1992: A nagyvisnyói fekete mészkő. – *Élet és Tudomány* **47/21**, 658–659.
- KORDOS L. 1992: A Proboscidean és a Hipparion dátum Magyarországon. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1990**, 535–539.
- KORDOS L. 1992: Az igazi Flintstone család. – In: CSOKONAI A. (szerk.): *Az én újságom: válogatás Benedek Elek és Pósa Lajos gyermek-lapjából, 1889–1914*. Budapest, 16–17.
- KORDOS L. 1992: *Ősvilágunk képekben*. – Móra, Budapest, 59 p.
- KORDOS L. 1992: New Finds from Hungary. – In: *14th Congr. Internat. Primatological Society Strasbourg, Franciaország*, 260–261.
- KORDOS L. 1992: A majomagyú ember. – In: „A fejlődés és az ember” konferencia. Absztrakt kötet. Budapest, p. 16.
- KORDOS L. & KROLOPP E. 1992: A Magyar Állami Földtani Intézet gyűjteményi katalógusának 1. kötete: Vas megye = Komitat Vas: 1. Band des Sammlungskatalog der ungarischen geologischen Landesanstalt. – *Savaria – a Vas Megyei Múzeumok Értesítője* **20/2**, 145–147.

1993

- KORDOS L. 1993: Hominoidák Rudabányáról. – *Természet Világa* **124/7**, 310–313.
- KORDOS L. 1993: Rudi és a csimpánzok. – *Élet és Tudomány* **48/23**, 722–724.
- KORDOS L. 1993: Olajat kerestek, őshüllőt találtak. – *Magyar Nemzet* **56/172**, p. 10.
- KORDOS L. 1993: Sámuel spanyolországi rokona. – *Magyar Nemzet* **56/jún. 28**, p. 10.
- KORDOS L. 1993: A rudabányai ősmajmok: Rudi és társai. – In: PATURI, F. R.: *A Föld krónikája*. Officina Nova, Budapest, p. 409.

- KORDOS L. 1993: Az embertelen természet védelme. – In: DETRE Cs. (szerk.): *A Föld és az Élet fejlődése és védelme*. MÁFI, Budapest, p. 1.
- KORDOS, L. 1993: Vertebrate microfaunal and environmental changes in Middle Europe during the Late Quaternary. – In: *1st Internat. Symp. "Man and environment in the Palaeolithic"*. p. 5.
- KORDOS, L. 1993: Paleoanthropology in Hungary. – In: SIGMON, B. A. (ed.): *Before the wall fell*. Canadian Scholars Press, Toronto, 101–121.
- KORDOS, L. 1993: Quotation index of Ferenc Nopcsa's works in the scientific literature. – In: KORDOS, L. (ed.): *International Conference on Franz Nopcsa and Albania*, 41–42.
- KORDOS, L. 1993: Late Neogene and Quaternary Bioevents in Hungary. – In: *Influence of Climate on Faunal Evolution*. ESF Workshop, 26–31.
- KORDOS, L. 1993: Transgressive species or biochronological error? – In: *Influence of Climate on Faunal Evolution*. ESF Workshop, 32–39.
- KORDOS, L. 1993: Sirenian Evolution in the Tethyan Area During the Early Cenozoic. – In: *Evolution 93, 4th Congr. ESEB*, p. 227.
- KORDOS, L. 1993: Paleoenvironmental Reconstruction of the Hominoid Site at Rudabánya, Hungary. – In: *Premier Congrès de Paléontologie, Lyon, France*, p. 26.
- BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 1993: Revision of *Dryopithecus brancoi* SCHLOSSER, 1901 based on the fossil hominoid material from Rudabánya. – *Journal of Human Evolution* **25/4**, 271–285.
- KORDOS L., MAGYAR I., MAKÁDI M., MÜLLER P. & SZÓNOKY M. (szerk.): *Kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztályának 1993. június 17–18-i terepbejárásához*. Budapest, 24 p.

1994

- KORDOS L. 1994: Lucy hárommillió éves fia. – *Magyar Nemzet* **57/116**, p. 20.
- KORDOS L. 1994: Előemberek nyomai a Várbarlangban. – *Magyar Nemzet* **57/269**, p. 14.
- KORDOS L. 1994: Van új a föld alatt Ipolytarnócon! Ősi szörny lábnyomára bukkantak. – *Magyar Nemzet* **57/április 7**, p. 16.
- KORDOS L. 1994: A Jura Park valódi lakói. – *Süni: Természettudományról Fiataloknak* **10/4**, 4–6.
- KORDOS L. 1994: A gerecsei barlangok ősgérinces kutatásának újabb eredményei (1970–1994). – *Limes* **7/2**, 93–111.
- KORDOS, L. 1994: Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős, Hungary. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **171**, 225–236.
- KORDOS L. 1994: A Magyar Állami Földtani Intézet Gyűjteménye – The Collection of the Hungarian Geological Institute. – In: KECSKE-MÉTI T. & PAPP G. (szerk.): *Földünk hazai kincsházai: Tanulmányok a magyarországi földtudományi gyűjtemények történetéről*. MTM, Budapest, 93–101.
- KORDOS, L. 1994: Pannonicola and Ischimomys. – In: *Neogene and Quaternary Mammals of the Palearctic*. Kraków, p. 35.
- KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 1994: Cranial remains of *Dryopithecus brancoi* from Rudabánya, Hungary. – In: *AAPA Annual Meeting Special Issue*. New York, USA, 124–125.

1995

- KORDOS L. 1995: Ázsiában volna az emberiség bölcsője? – *Élet és Tudomány* **50/45**, 1423–1425.
- KORDOS L. 1995: Figyelmébe ajánljuk a Magyar Állami Földtani Intézetet. – *Élet és Tudomány* **50/38**, p. 1208.
- KORDOS L. 1995: ÉT – TV Kalendárium. – *Élet és Tudomány Kalendáriuma* **49/17**, p. 535.
- KORDOS L. 1995: Kinyílt a titkok kapuja: Ismét látogatható a Földtani Intézet. – *Múzeumi Hírlevél* **16/9**, 1–2.
- KORDOS L. 1995: Elmosta-e az evolúciót az özönvíz? – *Természet Világa* **126/12**, p. 566.
- KORDOS, L. 1995: Paleoanthropology in Hungary. – *Természet Világa Special Issue*, 25–28.
- KORDOS L. 1995: Vidám történetek egy őslénykutató naplójából. – *Magyar Nemzet* **12. 27.**, p. 15.
- KORDOS, L. 1995: Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős, Hungary. – In: *Palaeoanthropological Advances in Eastern and Central Europe*, p. 3.
- KROLOPP E., SÜMEGI P., KUTI L., HERTELENDI E. & KORDOS L. 1995: Szeged–Óthalom környéki löszképződmények keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. – *Földtani Közlöny* **125/3–4**, 309–361.

1996

- KORDOS L. 1996: Egy kis földtörténet. Globális változások, emberi tényezők, természetvédelmi gondolatok. – *Madártávlat – Természetvédelmi Folyóirat* **3/1**, 15–16.
- KORDOS L. 1996: A honfoglalók természeti öröksége. – *Élet és Tudomány* **51/13**, 387–389.
- KORDOS, L. 1996: Records of hominoid research in Rudabánya. – *European Palaeontological Association Newsletter* **10**, 21–22.
- KORDOS L. 1996: Krokodilcsontváz a Gerecséből. – *Magyar Nemzet* **1996. 10. 16**, p. 12.
- KORDOS L. 1996: Páncélos őskrokodil. – *Népszabadság* **1996. 09. 26**, p. 15.
- KORDOS L. 1996: Neander-völgyi tüzek. – *168 óra* **8/38**, p. 41.
- KORDOS L. 1996: Amikor lejöttünk a fáról. – *168 óra* **7/4**, 40–41.
- KORDOS, L. 1996: Arvicolid Biostratigraphy of Europe: A Zoogeographic Outline. – *Annales Geologiques des Pays Helleniques* **36**, 551–565.
- KORDOS L. 1996: Látogasson el a földtan palotájába! – *Múzeumbogár* **2/1**, 16–17.
- KORDOS L. 1996: Az Országos Földtani Múzeum tevékenysége. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1996**, 108–110.
- KORDOS L. 1996: Kinyílt a titkok kapuja. – *Természet Világa* **127/2**, p. 94.
- BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 1996: The death assemblage of fossil catarrhines from Rudabánya (Hungary). – *American Journal of Physical Anthropology* **22 Suppl.**, p. 67.
- CHEN, G., BLACKWELL, B. A. SCHWARCZ, H. P., KORDOS, L. & SKINNER, A. F. R. 1996: Electron Spin Resonance (ESR) Dating Mammalian Yeeth from the Villanyian Site, Kisláng, Hungary. – In: *7th Internat. TL-ESR Conference Canberra, Australia*, p. 3.

1997

- KORDOS L. 1997: Tiltott régészet. A majomember. – *Élet és Tudomány* **52/5**, 142–143.
- KORDOS L. 1997: Gerinces maradványok. – *Folia historico-naturalia Musei Matraensis* **22**, 25–41.
- KORDOS L. 1997: 180 millió éves krokodilcsontváz a Gerecséből. – *Természet Világa* **128/1**, 38–39.
- KORDOS L. 1997: Őseink ősei. – *168 óra* **9/31**, 42–43.
- KORDOS, L. 1997: New Records of Hominoid Research at Rudabánya. – *Acta Biologica Szegediensis* **42**, 95–98.
- KORDOS L. 1997: *Paleozoológia*. – Egyetemi jegyzet, Állatorvostudományi Egyetem Budapest.
- KORDOS, L. 1997: Environmental and Hominoid History in the Carpathian Basin During the Late Miocene. – In: *Climatic and Environmental Change in the Neogene of Europe, ESF Network, Siena*, 13–14.
- KORDOS, L. 1997: A Comparative Environmental and Hominoid History in the Neogene of Carpathian Basin and Siwalik. – In: *Third Geoslas Workshop on South Asia, Islamabad, Pakistan*, p. 56.
- KORDOS L. & SCHWEITZER F. 1997: Új módszerek a hazai földtudományokban. Negyedidőszak-kutatás. – In: KARÁTSZON D. & SZÁRAZ M. Gy. (szerk.): *Pannon enciklopédia. Magyarország földje – kitekintéssel a Kárpát-medence egészére*. Kertek 2000 Könyvkiadó, Budapest, 442–445.
- BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 1997: Phyletic Affinities and Functional Convergence in Dryopithecus and Other Miocene and Living Hominids. – In: BEGUN, D. R.: *Function, Phylogeny and Fossils: Miocene Hominoid Evolution and Adaptations*. Plenum Press, New York, 291–316.
- KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 1997: A new reconstruction of RUD 77, a partial cranium of Dryopithecus brancoi from Rudabánya, Hungary. – *American Journal of Physical Anthropology* **103/2**, 277–294.
- BLACKWELL, B. A. B., SKINNER, A. F. R., KORDOS, L. & SCHWARCZ, H. P. 1997: Electron Spin Resonance (ESR) Dating Mammalian Teeth from the Villányian Site, Visonta, Hungary. – In: *GAC/MAC Annual Meeting, Ottawa, Canada*, p. 3.
- BLACKWELL, B. A. B., SKINNER, A. F. R., KORDOS, L. & SCHWARCZ, H. P. 1997: ESR (Electron Spin Resonance) Dating Mammoth Teeth from Dunaföldvár, Hungary. – In: *GAC/MAC Annual Meeting, Ottawa, Canada*, p. 1.
- BLACKWELL, B. A. B., LOPEZ, T., KORDOS, L., SCHWARCZ, H. P., SKINNER, A. F. R. & BLICKSTEIN, J. I. 1997: Electron Spin Resonance (ESR) Dating at the Subalyuk Neanderthal Site, Hungary. – In: *GSA Annual Meeting, Salt Lake City, USA*, p. 320.
- DAXNER, H., FAHLBUSCH, V., KORDOS, L. & WU, W. 1997: The Late Neogene Cricetid Rodent Genera Neocricetodon and Kowalskia. – In: BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V.: *"The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas"*. Columbia University Press, New York, 220–226.

1998

- KORDOS, L. 1998: New records of hominoid research at Rudabánya. – *Acta Biologica Szegediensis* **42/1**, 95–98.
- KORDOS L. 1998: Hit és evolúció. – *Természet Világa* **129/5**, p. 234.
- KORDOS L. 1998: A veréb is dinoszaurusz!? – *Természet Világa* **129/8**, 362–364.
- KORDOS L. 1998: A rudabányai ősmajmok. – *História* **20/9–10**, 43–44.
- KORDOS L. 1998: Az emberré válás. – *História* **20/8**, 11–14.
- KORDOS L. 1998: Megfőgtük az ősmajom lábát: Rudabánya újabb szenzációja. – *Élet és Tudomány* **53/38**, 1187–1189.
- KORDOS L. 1998: Köszöntő. – *Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **35–36**, p. 661.
- KORDOS, L. 1998: Decouverte d'un crocodile de 180 millions d'années a Gerece (Hongrie). – *Sciences de la Terre Informatique Géologique* **100**, 35–38.
- KORDOS L. 1998: A rudabányai hominoida lelőhely. – In: BAROSS G. (szerk.): *Az Aggteleki Nemzeti Park*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 67–69.
- KORDOS L. 1998: Ősmaradványok a barlangi kitöltésekben. – In: BAROSS G. (szerk.): *Az Aggteleki Nemzeti Park*. Mezőgazda Kiadó, Budapest, 248–250.
- KORDOS, L. 1998: Late Miocene Dryopithecus and Anapithecus from Rudabánya (Hungary). – In: *Collected Works for the 30th Anniversary of Yuanmou Man Discovery and the International Conference on Palaeoanthropological Studies, Kunming, Cina*. Kunming University, p. 275.
- KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 1998: Encephalization and endocranial morphology in Dryopithecus brancoi: implications for brain evolution in early hominids. – *American Journal of Physical Anthropology* **26/Supplement**, 141–142.

1999

- KORDOS L. 1999: Kihaló, eltűnő és új fajok. Átalakuló emlősfauunánk. – *Természet* **6/11–12**, 4–7.
- KORDOS L. 1999: Beszélő csontok. – *Természet* **6/9–10**, 11–13.
- KORDOS L. 1999: Gabi portréja – Ősünk legteljesebb koponyája. – *Élet és Tudomány* **54/44**, 1390–1394.
- KORDOS L. 1999: „Gabi”, az újabb Rudapithecus-koponya. – *História* **21/7**, 3–9.
- KORDOS, L. 1999: Femora of Anapithecus from Rudabánya. – *American Journal of Physical Anthropology* **28**, p. 173.
- KORDOS, L. 1999: Systematic and functional morphology of Sirenia (Sirenia) from the Eocene of the Carpathian Basin. – In: *Secondary Adaptation to Life in Water, Abstract*, University of Copenhagen, p. 27.
- KORDOS, L. 1999: Vertebrate Communities and Late Quaternary Biochronology. – In: *International Conference "The Krapina Neanderthals and Human Evolution in Central Europe"* Zagreb, Croatia, p. 27.
- KORDOS L. 1999: *Ősvilágunk képekben*. – Móra Könyvkiadó, Budapest, 63 p.

KORDOS L. 1999: *Sárkánygyíkok*. – Szalay Könyvkiadó, Kísújszállás, 64 p.

KAZÁR, E. & KORDOS, L. 1999: Neogene Cetacean Fauna of the Carpathian Basin: a review. – In: *WMMS Conference Monaco*. Monaco, p. 71.

BERNOR, R. L., KAISER, T. M., KORDOS, L. & SCOTT, R. S. 1999: Stratigraphic context, systematic position and paleoecology of *Hippotherium sumegense* KRETZOI, 1984 from MN 10 (late Vallesian of the Pannonian basin). – *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historischen Geologie* **39**, 115–149.

2000

KORDOS L. 2000: Emberré válás a Kárpát-medencében. – *Természet Világa* **131/4**, 146–148.

KORDOS L. 2000: Emberré válva. – *Népszabadság* **2000. 12. 30**, p. 22.

KORDOS L. 2000: New results of Hominoid research in the Carpathian Basin. – *Acta Biologica Szegediensis* **44/1–4**, 71–74.

KORDOS, L. 2000: Il Miocene inferiore di Ipolytarnóc. – In: PINNA, G. (ed.): *Storia Naturalia d'Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 184–213.

KORDOS L. 2000: 100 éve nyílt meg a Magyar Állami Földtani Intézet Múzeuma. 157–160.

KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2000: Four catarrhine crania from Rudabánya. – *American Journal of Physical Anthropology* **30**, 199–200.

LANTOS, M., KÖRPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KORDOS, L. & KROLOPP, E. 2000: Sedimentology and chronology of Quaternary travertine key sections – an interpreted study in Hungary. – In: *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, 1 p.

2001

KORDOS L. 2001: 150 éve fedezték fel – Ősállatok csontjai a baltavári Szőlő-hegyen. – *Élet és Tudomány* **56/28**, 876–879.

KORDOS L. 2001: A kovácsszénájai Kis-Füstös-lik kitöltésének gerinces maradványai (Mammalia). – *Folia Comloensis – Komlói Közlemények* **10**, 79–81.

KORDOS L. 2001: A természettudományos tantárgyak jelene és jövője. – *Új Pedagógiai Szemle* **51/9**, 51–55.

KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2001: Primates from Rudabánya: allocation of specimens to individuals, sex and age categories. – *Journal of Human Evolution* **40/1**, 17–39.

KORDOS L. 2001: Szerintem [a komlói dino-cet leletekről]. – *Élet és Tudomány* **58/8**, p. 226.

KORDOS L. 2001: Őskörnyezet a miocéntől a középső-pleisztocén végéig. – In: RINGER Á. (szerk.): *Emberelődők nyomában: az őskör emlekei Északkelet-Magyarországon*. Borsod-Abaúj-Zemplén Megyei Levéltár, Miskolc, 29–34.

KORDOS L. 2001: Rudabánya: Az emberré válás világhírű lelőhelye. – In: RINGER Á. (szerk.): *Emberelődők nyomában: az őskör emlekei Északkelet-Magyarországon*. Borsod-Abaúj-Zemplén Megyei Levéltár, Miskolc, 43–49.

KORDOS L. 2001: Egykor nálunk is éltek. – In: UJHEGYI P. (szerk.): *Élővilág: a Kárpát-medence Természeti Enciklopédiája* 5. Kossuth, Budapest, 8–28.

KORDOS, L. 2001: Fossil Ovinæ in the Carpathian Basin. – In: *Proceeding of Third International Symposium on Mouflon*. Sopron, 98–102.

KORDOS L. 2001: *Magyar Állami Földtani Intézet*. 2. kiad. – Tájak–Korok–Múzeumok Egyesület, Budapest, 16 p.

KORDOS L. 2001: Madarak – repülő, tollas dinoszauruszok. – *Vadon Magazin* **2001/3**, 18–21.

KORDOS L. 2001: Paleoszex. – *Vadon Magazin* **2001/2**, 28–29.

KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2001: A new cranium of *Dryopithecus* from Rudabánya, Hungary. – *Journal of Human Evolution* **41/6**, 689–700.

KAZÁR E., KORDOS L. & SZÓNOKY M. 2001: Danitz-pusztai homokbánya. – In: PÁLFY J., DULAI F. & FÖZY I. (szerk.): *A 4. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés Pécsvárad 2001. május 4–5. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 42–43.

2002

KORDOS L. 2002: Fúrási magminták kezelése a Magyar Állami Földtani Intézetben. – *Földtani Kutatás* **39/3**, 19–21.

KORDOS L. 2002: Dmanisi, a legősibb eurázsiai elődünk. – *História* **24/8**, 18–20.

KORDOS L. 2002: Az emberré válás törzsbokra – Toumai, az első ember. – *Élet és Tudomány* **57/43**, 1360–1362.

KORDOS L. 2002: Egy ős Ázsiából – Dmanisi, a legelső eurázsiai ember. – *Élet és Tudomány* **57/46**, 1448–1450.

KORDOS L. 2002: Toumai, a legősibb afrikai elődünk. – *História* **24/7**, 3–6.

KORDOS, L. 2002: Eocene sea cows (Sirenia, Mammalia) from Hungary. – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **20**, 43–48.

KORDOS L. 2002: Hasznos: Felső bádeni gerinces lelőhely. – In: PÁLFY J., DULAI F. & FÖZY I. (szerk.): *Az 5. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés Páztó 2002. május 3–4. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 39–40.

HABLY L. & KORDOS L. 2002: Ipolytarnóc: Alsó miocén lábnyomos homokkő és növénymaradványos tufa. – In: PÁLFY J., DULAI F. & FÖZY I. (szerk.): *Az 5. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés Páztó 2002. május 3–4. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 35–37.

KORDOS L. 2002: Száz évvel ezelőtt született Tasnádi Kubacska András, a szakíró. – *Vadon Magazin* **2002/5**, 32–33.

KORDOS L. 2002: A bükki barlangok ősemlős-maradványai. – In: BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park: hegyek, erdők, emberek*. Bükki Nemzeti Park Igazgatósága, Eger, 195–203.

BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2002: *Norma lateralis* in one early great ape species. – *American Journal of Physical Anthropology* **2002/34**, p. 42.

KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2002: Rudabánya: A Late Miocene Subtropical Swamp Deposit With Evidence of the Origin of the African Apes and Humans. – *Evolutionary Anthropology* **11/2**, 45–57.

KÖRPÁS, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS, M., FÖLDVÁRY, M., KORDOS, L., KROLOPP, E., STIEBEN, D. & BERNER, Zs. 2002: Genetic models of Quaternary Travertines, an interpreted case study from Hungary. – In: *Memorias Geomin, La Habana, GOGC 10*, p. 10.

2003

- KORDOS L. 2003: Dinoszaurusz a Skorpió jegyében: Nagy Szilvia kiállítására. – *Magyar Tudomány* **48/12**, 1592–1600.
- KORDOS L. 2003: Barlangjaink élővilága. – In: LÁNG I., BEDŐ Z. & CSETE L. (szerk.): *Magyar Tudománytár: Növény, állat, élőhely*. Kossuth Könyvkiadó, Budapest, 292–294.
- KORDOS L. 2003: *Sárkánygyíkok*. – Szalay Könyvkiadó, Kisújszállás, 64 p.
- KORDOS L. 2003: Baltavár és a felső-miocén globális környezetváltozás. – In: PÁLFY J., DULAI F. & FÖZY I. (szerk.): *A 6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés Pásztó 2003. május 8–10. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, p. 19.
- KORDOS L. 2003: A Kárpát-medence emlősfauájának kialakulása. – *Ezredforduló: Stratégiai Kutatások a Magyar Tudományos Akadémián* **2003/1**, 31–34.
- KORDOS L. 2003: A Kárpát-medence emlősfauájának kialakulása. – In: LÁNG I., BEDŐ Z. & CSETE L. (szerk.): *Magyar Tudománytár: Növény, állat, élőhely*. Kossuth Könyvkiadó, Budapest, 120–128.
- KORDOS L. 2003: Fogadó a háromujjú őslóhoz. – *National Geographic* **2003/március**, p. 10.
- KORDOS, L. 2003: Stratigraphy of the Middle Pleistocene “Buda Culture” of Castle Hill, Budapest (Hungary). – *Praehistoria* **2003/4–5**, 9–32.
- KORDOS L. 2003: A macskafélék evolúciója. – *Vadon Magazin* **2003/3**, 16–19.
- KORDOS L. 2003: Jégkorszakok krónikája. Változó klíma – átalakuló élővilág. – *Vadon Magazin* **2003/5**, 14–19.
- KORDOS L. & KAZÁR E. 2003: Szirének, fókák, delfinek, bálnák. A Kárpát-medence tengeri őslakói. – *Élet és Tudomány* **58**, 51–52.
- KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2003: Felsőtárkány, a middle Miocene catarrhine locality in central Hungary. – *American Journal of Physical Anthropology* **36**, p. 132.
- BEGUN, D. R., KIVELL, T. L. & KORDOS, L. 2003: New Miocene primate postcranial fossils from Rudabánya, Hungary. – *American Journal of Physical Anthropology* **36**, 63–64.
- TARDY, J., KORDOS, L. & SZARVAS, I. 2003: A global comparative analysis of the palaeohabitat of Tarnoc. – VÁTI, Budapest.
- DEAN, M. C., BEGUN, D. R., REID, D. R., NARGOLWALLA, M. C. & KORDOS, L. 2003: Dental development in Anapithecus. – *American Journal of Physical Anthropology* **36**, p. 85.
- KORPÁS L., KOVÁCS-PÁLFY P., LANTOS M., FÖLDVÁRI M., KROLOPP E., SÜBEN, D., BERNER ZS. & KORDOS L. 2003: A budai Vár-hegy édesvízi mészköveinek szedimentológiája, geokémiája, kronológiája és karsztfejlődése. – In: VERESS M. (szerk.): *Karsztfejlődés VIII*. Berzsenyi Dániel Főiskola Művelődéstudományi és Kommunikáció Tanszék, Szombathely, 81–105.

2004

- KORDOS L. 2004: Dinoszauruszok a Mecsekben. – *Pécsi Szemle* **7**, 2–9.
- KORDOS, L. & BERNOR, R. L. 2004: Introduction. – *Palaeontographia Italica* **89**, 4–5.
- KORDOS, L. & HERNYÁK, G. 2004: Geology. – *Palaeontographia Italica* **89**, 5–7.
- KORDOS L. & KAZÁR E.: Szirének, fókák, delfinek, bálnák: A Kárpát-medence tengeri őslakói. – *Élet és Tudomány* **59/1**, 12–14.

2005

- KORDOS L. & ÚJHELYI P. 2005: Élővilág a régmúltban. – In: ÚJHELYI P. (szerk.): *Élővilág Enciklopédia: A Kárpát-medence állatai*. Kossuth Kiadó, Budapest, 13–28.
- KORDOS L. 2005: Ásatások a baltavári ősgérinces lelőhelyen. – *Vasi Szemle* **59/1**, 76–86.
- KORDOS L. 2005: Jánossy Dénes, az ősmadarak tudója. – *Madártávlát – Természetvédelmi Folyóirat* **12/6**, 4–5.
- KORDOS L. 2005: Szemelvények a magyarországi madárfauna történetéből. – *Madártávlát – Természetvédelmi Folyóirat* **12/6**, 10–14.
- KORDOS L. 2005: Papajcsik Mártonné (1929–2004). – *Földtani Közlöny* **135/2**, p. 309.
- KORDOS L. 2005: Egy globális környezetváltozás, ami megváltoztatta a világot. – *Természet Világa* **136/8**, 353–356.
- KORDOS L. 2005: In memoriam Miklós Kretzoi. – *Praehistoria* **6**, p. 7.
- KORDOS L. 2005: In memoriam Dénes Jánossy. – *Praehistoria* **6**, p. 9.
- KORDOS, L. 2005: Anomalomys (Rodentia, Mammalia) from Rudabánya, Hungary (Miocene, MN9): terminology of molars, age categories and phylogenetic interpretations. – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **23**, 19–28.
- KORDOS L. 2005: Ősmaradványok (Ipolytarnóc). – *Gyalogos–Túra–Vezető: Turisztikai Szaklap* **1/1**, 6–39.
- KORDOS L. 2005: A természettudományok oktatásának jelene és jövője. – In: ZSOLNAI J. (szerk.): *A tudomány egésze: a magyar tudomány tudománypedagógiai szemléje*. Műszaki Könyvkiadó, Veszprémi Egyetem Pedagógiai Kutatóintézet, Budapest, Pápa, p. 1.
- KORDOS L. 2005: *Sárkánygyíkok*. – Pannon-Literatúra, Kisújszállás, 63 p.
- KORDOS L. 2005: Kretzoi Miklós, paleontológus (1907–2005). – In: CSOMA, A. (szerk.): *Dunakeszi arcképcsarnok*. Kölcsey Városi Könyvtár, Dunakeszi, 100–101.
- KORDOS L. 2005: Őshüllők lábnyomai a Mecsekben. – In: FAZEKAS I. (szerk.): *A komlói térség természeti és kultúrtörténeti öröksége*. Regio Graf Intézet, Komló, 75–90.
- KORDOS L. 2005: Kőpénzek: Mondák, költemények és énekek. – *Földtani Közlöny* **135/1**, p. 166.
- KORDOS L. 2005: Az őskor állatkertje. Vastagbőrűek a Kárpát-medencében. – *Vadon Magazin* **2005/1**, 2–5.
- KORDOS L. 2005: Pannon panda. Világjáró a Kárpát-medencében. – *Vadon Magazin* **2005/5**, 16–18.
- BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2005: Cranial evidence of the evolution of intelligence in fossil apes. – In: RUSSON, A. E. & BEGUN, D. R. (eds): *The Evolution of Thought*. Cambridge University Press, Cambridge, 260–279.
- BERNOR, R. L. & KORDOS, L. 2005: Conclusions. – *Palaeontographia Italica* **89**, p. 31.

- BERNOR, R. L., KORDOS, L. & ROOK, L. 2005: An introduction to the Multidisciplinary Research at Rudabánya. – *Palaeontographia Italica* **90**, 9–10.
- ROOK, L., BERNOR, R. L. & KORDOS, L. 2005: Rudabánya: A reference Late Miocene (Vallesian, MN9) Vertebrate Fauna from Middle Europe. – *Palaeontographia Italica* **90**, 309–313.
- BERNOR, R. L., KORDOS, L., MÜLLER, P. & RENNE, P. 2005: Faunal list and Correlations. – *Palaeontographia Italica* **89**, p. 21.
- NARGOLWALLA, M. C., BEGUN, D. R., DEAN, M. C., REID, D. J. & KORDOS, L. 2005: Dental development and life history in *Anapithecus hernyaki*. – *Journal of Human Evolution* **49/1**, 99–121.
- JUHÁSZ, I., RUDNER, Z. E., SÜMEGI, P., BAJZÁTH, J., TORMA, A., JAKAB, G., DELI, T., KORDOS, L., SZILÁGYI, G. & LESKU, B. 2005: Results of paleontological and paleobotanical analyses. – In: SÜMEGI, P. & GULYÁS, S. (eds): *The geohistory of Bátorliget Marshland: an example for the Reconstruction of Late Quaternary Environmental Changes and Human Impact from the Northeastern part of the Carpathian Basin*. Archaeolingua, Budapest, 155–233.

2006

- KORDOS, L. 2006: Dinoszauruszok a Kárpát-medencében. – *Honismeret* **34/1**, 76–80.
- KORDOS, L. 2006: A muflon múltja. – *Magyar Vadászlap* **15/1**, p. 29.
- KORDOS, L. 2006: A lapátosok családfája. – *Magyar Vadászlap* **15/2**, 92–93.
- KORDOS, L. 2006: A fának kalandos története. – *Magyar Vadászlap* **15/3**, 170–171.
- KORDOS, L. 2006: Az üregi nyulak családfája. – *Magyar Vadászlap* **15/4**, 234–235.
- KORDOS, L. 2006: Az őzek szerteágazó családfája. – *Magyar Vadászlap* **15/5**, 298–299.
- KORDOS, L. 2006: Az őrk vaddisznó. – *Magyar Vadászlap* **15/7**, 428–429.
- KORDOS, L. 2006: A szarvasok ősi rejtélye. – *Magyar Vadászlap* **15/9**, 554–555.
- KORDOS, L. 2006: Jánossy Dénes, az ősmadarak tudója. – *Madártávlat – Természetvédelmi Folyóirat*, **12/6**, 4–6.
- KORDOS, L. 2006: Egy cickány története. – *Madártávlat – Természetvédelmi Folyóirat* **12/6**, p. 8.
- KORDOS, L. 2006: Ipolytarnóc, an Early Miocene palaeohabitat. – *Hantkeniana* **5**, 124–126.
- KORDOS, L. 2006: Dinoszauruszok a Kárpát-medencében – In: PARKER, S.: *Őslények enciklopédiája*. Kossuth Kiadó, Budapest, p. 439.
- KORDOS, L. 2006: Személyesek a magyarországi madárfauna történetéből. – *Madártávlat – Természetvédelmi Folyóirat* **12/6**, 10–14.
- KORDOS, L. 2006: „Gabi” csontváza egyre teljesebb. – *Élet és Tudomány* **61/51–52**, 1614–1617.
- KORDOS, L. 2006: Fuchs Herman és a Kolozsvár környéki szirének. – In: *Fuchs Herman Emlékkonferencia. Kolozsvár, Románia*, 7–8.
- KORDOS, L. 2006: The endocranial cast of *Rudapithecus*. – In: KORDOS, L.: *The Endocranial cast of Rudapithecus*. European Acoustics Association, Budapest, 9–20.
- KORDOS, L. 2006: Herman Ottó és a magyar földtan (Levél Herman Ottónak születésének 170. évfordulójára). – In: HEVESI A. & VIGA Gy. (szerk.): *Herman Ottó öröksége: a Miskolcon 2005. november 8–9-én megrendezett konferencia anyaga*. Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 86–90.
- KORDOS, L. 2006: Stratigraphy of the Middle Pleistocene „Buda Culture” of Castle Hill, Budapest (Hungary). – *Praehistoria* **4–5**, 9–32.
- KORDOS, L. 2006: Környezeti változások és az emberré válás: a múlt és a jövő madártávlátból. – *Magyar Tudomány* **167/4**, 453–457.
- KORDOS, L. 2006: A 10 millió évvel ezelőtt élt *Rudapithecus*. – Borsod-Abaúj-Zemplén Megyei Bányászattörténeti Múzeum, Rudabánya, 2–3.
- KORDOS, L. 2006: In Memoriam.: Dr. Dénes Jánossy (1926–2005). – *Studia Universitatis Babeş-Bolyai Geologia* **51/1–2**, p. 82.
- KORDOS, L. 2006: Dr. Jánossy Dénes (1926–2005). – *Aquila* **113**, 193–194.
- KORDOS, L. 2006: Utat építettek, ősszállatot találtak. – *Vadon Magazin* **5**, 16–19.
- KORDOS, L. 2006: Újra *Rudapithecus*! – *Vadon Magazin* **5**, p. 15.
- KORDOS, L. 2006: Ásatások a baltavári ősgérintes lelőhelyen. – In: SZAKÁLY F.: *Bérbaltavár története*. Bérbaltaváriak Szülőföldjükért Egyesület, Bérbaltavár, 249–257.
- DEAN, M. C., BEGUN, D. R., REID, D. R., NARGOLWALLA, M. C. & KORDOS, L. 2006: Dental development of *Anapithecus*. – *American Journal of Physical Anthropology* **36/Supplement**, p. 85.
- RINGER Á., SZOLYÁK P., KORDOS, L., REGŐS J. & HEINZLMANN K. 2006: A Herman Ottó-barlang és a Herman Ottó-kőfülke paleolit leletanyagának revíziós lehetőségei. – *Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **45**, 5–23.
- PÁLFY, J., MUNDIL, R., RENNE, P. R., BERNOR, R. L., KORDOS, L. & GASPARIK, M. 2006: Radioisotopic dating of the Ipolytarnóc fossil track site and its implications for the Proboscidean Datum. – *Hantkeniana* **5**, p. 100.

2007

- KORDOS, L. 2007: Dinoszauruszok testközeli: „Sárkányok” a Föld történelmében. – *História* **29/3**, 15–18.
- KORDOS, L. 2007: Újabb *Rudapithecus*ok. Emberré válás: többet tudunk, kevesebbet látunk. – *Természet Világa* **138/2**, 50–53.
- KORDOS, L. 2007: Megkövesült erdők Bükkábrányból és máshonnan. – *Természet Világa* **138/12**, 546–547.
- KORDOS, L. 2007: Hasznos, Vár-hegy. – In: PÁLFY J. & PAZONYI, P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, 194–195.
- KORDOS, L. 2007: Globális klímaváltozások és hatásuk az élővilágra. – In: *A Föld éve: Földtudományok az emberiségért 2007–2008–2009. A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése. Nyugat-Magyarország és a határmenti régiók geológiája és geofizikája. HUNTEK Workshop*, 10–11.
- KORDOS, L. 2007: A Kárpát-medence emlősfajának kialakulása. – In: BIHARI Z., CSORBA G. & HELTAI M. (szerk.): *Magyarország emlőseinek atlasza*. Kossuth Könyvkiadó, Budapest, 25–42.

- KORDOS L. 2007: Görnyedő atlaszok alatt – Palota a Stefánián. – *Országépítő* **18/3–4**, 44–51.
- KORDOS, L. 2007: In memoriam Dénes Jánossy (1926–2005). – *Praehistoria* **6**, p. 10.
- KORDOS, L. 2007: In memoriam Miklós Kretzoi (2007–2005). – *Praehistoria* **6**, p. 9.
- KORDOS L. 2007: A Kárpát-medence őstörténete. – In: DIEGO, P. & PAULA, G. (szerk.): *Világtörténeti enciklopédia I.* Kossuth Kiadó, Budapest, 36–39.
- KORDOS, L. 2007: Late Pleistocene and Holocene Climatic and Environmental Changes. – In: JEREM, E., MESTER, ZS. & BENCZÉS, R. (eds): *Archaeological and Cultural Heritage, Presevation*. Budapest, 27–28.
- KORDOS L. 2007: Globális klímaváltozás és az élővilág. – *Klíma 21 Füzetek* **1/49**, 38–44.
- KORDOS L. 2007: Dinoszauruszok testközeli: „Sárkányok” a Föld történelmében. – *História* **29/3**, p. 15, 17–18.
- KORDOS L. & HÁLA J. 2007: Palota a Stefánián. A Magyar Állami Földtani Intézet. – *Honismeret* **35/4**, 56–61.
- KORDOS L. & GAÁL L. 2007: Ősmeradványok a Karancs, a Medves és a Cseres-hegység vidékén. – In: KIS G., BARÁZ CS., GAÁLOVÁ K. & JUDIK B. (szerk.): *A Karancs–Medves és a Cseres-hegység Tájvédelmi Körzet: Nógrád és Gömör határán*. Bükk Nemzeti Park Igazgatósága, Eger, 43–50.
- BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2007: New skeletal elements of *Dryopithecus brancoi* from Rudabánya, Hungary. – *American Journal of Physical Anthropology* **44**, 71.
- CSÁSZÁR G. & KORDOS L. 2007: Beremend, kőfejtő. – In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, 172–179.
- KORDOS L. & REICH Gy. 2007: A Tisza. – In: GYUKICS P., HAJÓS B. & TÓTH E.: *Hidak mentén a Tiszán*. Yuki Stúdió, Budapest, 14–17.
- VÖRÖS A. & KORDOS L. 2007: Villány, Templom-hegy. – In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, 162–171.
- HUTCHISON, M. P., KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2007: Analysing the taphonomy and palaeoenvironment of *Dryopithecus* and other vertebrate specimens excavated from the fossil forests of Rudabánya. – *American Journal of Physical Anthropology* **44**, p. 133.
- KAZÁR E., KORDOS L. & SZÓNOKI M. 2007: Danitz-pusztá, homokbánya. – In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, 131–132.
- HABLY L., KORDOS L. & KÖRPÁS L. 2007: Ipolytarnóc, Borókás- és Botos-árok. – In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, 183–189.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZASZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. – *Geologica Carpathica* **58/3**, 277–290.
- MERCERON, G., SCHULZ, E., KORDOS, L. & KAISER, T. M. 2007: Palaeoenvironment of *Dryopithecus brancoi* at Rudabánya, Hungary: Evidence from dental meso- and micro-wear analyses of large vegetarian mammals. – *Journal of Human Evolution* **53/4**, 331–349.
- FEJFAR, O., HEINRICH, W. D., KORDOS, L. & LINDSAY, E. 2007: Miklós Kretzoi (1907–2005). – *Society of Vertebrate Paleontology, News Bulletin* **198**, 26–29.
- PÁLFY, J., MUNDIL, R., RENNE, P. R., BERNOR, R. L., KORDOS, L. & GASPARIK, M. 2007: U–Pb and Ar–40/Ar–39 dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnoc (Hungary) and its implications. – *Earth And Planetary Science Letters* **258**, 160–174.

2008

- KORDOS L. 2008: A múlt a jövő kulcsa. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2006**, p. 17.
- KORDOS L. 2008: A klímaváltozás hasznáról és káráról. – *Természet Világa* **139/2**, 55–58.
- KORDOS L. 2008: A Suba-lyuki ősember és a mamut-sztyepp. – In: BARÁZ CS. (szerk.): *A Suba-lyuk barlang. Neandervölgyi ősember a Bükkben*. Bükk Nemzeti Park Igazgatósága, Eger, 63–66.
- KORDOS L. 2008: A Magyar Állami Földtani Intézet a társadalomért. – In: KOVÁCS-PÁLFY P., ZIMMERMANN K., VEREBINÉ FEHÉR K. & KOPSA G. (szerk.): *HUNGEO 2008 – Magyar földtudományi szakemberek 9. világtalálkozója: A Föld éve – 2008 – A földtudományok az emberiségért a Kárpát-medencében*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 20–24.
- KORDOS L. 2008: Rudabánya, az emberré válás világhírű lelőhelye. – *Bányászattörténeti Közlemények* **3/6**, 3–12.
- KORDOS L. 2008: Semsey Andor emlékezete. – *Természet Világa* **139/4**, p. 160.
- KORDOS L. 2008: Felhívás. – *Rotary Hungary Magazin: a Cselekvő Humanizmus Lapja* **1/1**, 34–35.
- KORDOS L. 2008: Évtizedek, évszázadok, évmilliók – Ipolytarnóc, a földtörténet forgószínpada. – *Élet és Tudomány* **63/40**, 1264–1266.
- KORDOS L. 2008: Rudabánya állatvilága. A *Rudapithecus* kortársai. – *Természet Világa* **139/különszám**, 55–59.
- KORDOS L. 2008: Osztramos (Esztramos) pliocén és pleisztocén ősgérces lelőhelyek. – In: HABLY L., VÖRÖS A., PÁLFY J. & BOSNAKOFF M. (szerk.): *11. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés. Szögliget, Program, Előadaskivonatok és Kirándulásvezető*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 28–30.
- KORDOS L. 2008: A magyarországi barlangi növényzeti vizsgálatok. – In: SZABÓ I. L. & SZABÓ L. Gy. (szerk.): *Boros Ádám breviárium: emlékkönyv dr. Boros Ádám tiszteletére*. Pannon Egyetem Georgikon Kar, Keszthely, 77–79.
- KORDOS L. & SZOLYÁK P. 2008: A hámosi Herman Ottó-barlang pleisztocén gerinces maradványai és a „középső–felső-pleisztocén” faunája a Kárpát-medencében. – *Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **47**, 199–220.
- KORDOS L. & GASPARIK M. 2008: Szakmailag szennzációsak mondhatók-e a rudabányai ősmajomleletek? – *Múzeumcafé* **2/7**, 24–25.
- SELMECZI I. & KORDOS L. 2008: Csatai Formáció. – In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana: magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000)*. = Geology of the Vértes Hills: explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 82–85.
- SELMECZI I. & KORDOS L. 2008: Mátyási Formáció. – In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana: magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000)*. = Geology of the Vértes Hills: explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 85–86.

- WARD, C. V., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2008: New partial pelvis of *Dryopithecus brancoi* from Rudabánya, Hungary. – *American Journal of Physical Anthropology* **46**, 218.
- BUDAI T., KERCSMÁR ZS., KORDOS L. & PÁLFALVI S. 2008: Kutatástörténet. – In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana: magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000)*. = *Geology of the Vértes Hills: explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000)*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 11–12.
- KERCSMÁR ZS., PÁLFALVI S., LESS Gy. & KORDOS L. 2008: Eocén. – In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana: magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000)*. = *Geology of the Vértes Hills: explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000)*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 58–62.
- CSILLAG G., KORDOS L., LANTOS Z. & MAGYAR I. 2008: Felső-miocén. – In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana: magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000)*. = *Geology of the Vértes Hills: explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000)*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 93–106.
- CSILLAG G., FODOR L., KORDOS L., LANTOS Z., SELMECZI I., SZTANÓ O. & THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2008: Kvarter. – In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana: magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000)*. = *Geology of the Vértes Hills: explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000)*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114–133.

2009

- KORDOS L. 2009: Ismeretlen ismerős: A rudabányai *Anapithecus*. – *Vadon Magazin* **5**, 28–31.
- KORDOS L. 2009: Búcsúzunk kollégánktól: Dr. Szebenyi Lajos (1921–2009). – *Mérnök Újság* **16/11**, p. 24.
- KORDOS L. 2009: Semsey Andor és a Földtani Intézet. – *Magyar Tudomány* **170/1**, 20–22.
- KORDOS L. 2009: Evolúció a paleontológus szemével. – *Természet Világa* **140/különszám 2**, 30–32.
- KORDOS L. 2009: A pleisztocén a miocénben kezdődik. – In: FÁBIÁN SZ. Á. & GÖRCS N. L. (szerk.): *100 éves a jégkorszak: a jégkorszaki klímaváltozások kutatása Penck Brücknertől napjainkig (1909–2009)*. Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar Földrajzi Intézet, Pécs, p. 9.
- KORDOS L. 2009: Gabi és társai. Rudabányai ősök. – *National Geographic Magyarország* **9**, 30–35.
- KORDOS L. 2009: Igazgatói előszó. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2007**, 7–8.
- KORDOS L. 2009: László Gábor Fonyódon, amikor még nem tudta... – In: VARGA I. (szerk.): *László Gábor 1896-os fonyódi naplója*. Agenda Natura, Veszprém, p. 4.
- KORDOS L. 2009: Rudabánya állatvilága: A Rudapithecus kortársai. – *Természet Világa* **140/különszám 2**, 55–59.
- KORDOS L. 2009: Újabb leletek Rudabányán: Tovább bővül a hazai Rudapithecus-gyűjtemény. – *National Geographic Magyarország* **7/9**, 30–35.
- KORDOS L. 2009: Ajánló. = Recommendation. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 3–4.
- KORDOS L. 2009: Csákvár, Báracházi-barlang. = Csákvár, Báracháza Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 146.
- KORDOS L. 2009: Budapest, Pál-völgyi – Mátyás-hegyi barlangrendszer, Szemlő-hegyi-barlang. = Budapest, Pál-völgy – Mátyás-hegy Cave System, Szemlő-hegy cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 156–157.
- KORDOS L. 2009: Budapest, Várbarlang. = Budapest, Vár Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 158–159.
- KORDOS L. 2009: Ipolytarnóc, Borókás-árok. = Ipolytarnóc, Borókás Ditch. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 168–169.
- KORDOS L. 2009: Miskolc, Szeleta-barlang. = Miskolc, Szeleta Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 181.
- KORDOS L. 2009: Cserépfalu, Suba-lyuk barlang. = Cserépfalu, Suba-lyuk Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 184.
- KORDOS L. 2009: Aggtelek, Medve-sziklák. = Aggtelek, Medve Rocks. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 188.
- KORDOS L. 2009: Jósvalő, Béke-barlang. = Jósvalő, Béke Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 189.
- KORDOS L. 2009: Aggtelek, Baradla-barlang. = Aggtelek, Baradla Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 190–191.
- KORDOS L. 2009: Rudabánya, Rudapithecus-lelőhely. = Rudabánya, Rudapithecus site. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 192.
- BUDAI T. & KORDOS L. 2009: Villány, Templom-hegy. = Villány, Templom Hill. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 220–221.
- KERCSMÁR ZS. & KORDOS L. 2009: Tatabánya, Szelim-barlang. = Tatabánya, Szelim Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000*. = *Geological Map of Hungary for Tourists*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 147.
- KORDOS, L. 2009: Climatic, environmental and faunal changes in the past. – In: *Climate change: Challenge for the Training of Applied*

- Plant Scientists: Symposium and Training Course III: Impact of Climate Change on Crop Production*. Agricultural Research Institute of the Hungarian Academy of Science, Martonvásár, 31–32.
- KORDOS L. & SZOLYÁK P. 2009: A hámosi Herman Ottó-barlang pleisztocén gerinces maradványai és a „középső–felső-pleisztocén” faunája a Kárpát-medencében (The Pleistocene Vertebrata Fauna of Herman Ottó Cave and the Mid–Upper Pleistocene Fauna in the Carpathian Basin). – *Herman Ottó Múzeum Évkönyve* **48**, 199–220.
- BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2009: New Anapithecus jaws from the late Miocene of Rudabánya, Hungary. – *American Journal of Physical Anthropology* **46**, p. 88.
- BEGUN, D. R., NARGOLWALLA, M. C. & KORDOS, L. 2009: Revision of the Dryopithecinae: Phylogenetic and paleobiogeographic implications. – *American Journal of Physical Anthropology* **46**, p. 66.
- WARD, C., PLAVCAN, V., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2009: Pelvic Form and Hip Joint Function in Anthropoids with Implications for Rudapithecus: 3D Analysis of Continuous Surface Data. – *Paleoanthropology* **2009**, p. A38.
- KATONA L., KORDOS L., LINKAI I., MAGYARI Á. & KOVÁCS J. 2009: A csajági mamutok. – In: FÁBIÁN SZ. Á. & GÖRCS N. L. (szerk.): *100 éves a jégkorszak: a jégkorszaki klímaváltozások kutatása Penck Brücknertől napjainkig (1909–2009)*. Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar Földrajzi Intézet, Pécs, p. 44.
- PITIRRI, M. K., SINGH, N., HARVATI, K., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2009: 3D geometric morphometric analysis of the mandible of Rudapithecus hungaricus from the late Miocene of Rudabánya (Hungary). – *American Journal of Physical Anthropology* **2009**, p. 212.
- 2010
- KORDOS L. 2010: A Kárpát-medence tengeri ősemlősei. – In: NEMERKÉNYI E. & SILBERER V. (szerk.): *Szemelvények az OTKA támogatásával készült alapvető kutatások újabb eredményeiből 2*. OTKA, Budapest, 39–40.
- KORDOS L. 2010: Levél Herman Ottónak, születésének 150. évfordulóján. – *Természet Világa* **141/4**, 171–172.
- KORDOS L. 2010: Dr. Kordos László. – *Anthropologiai Közlemények* **51**, 9–10.
- KORDOS L. 2010: Igazgatói előszó. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2008**, 7–8.
- KORDOS L. 2010: Igazgatói előszó. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2009**, p. 7.
- KORDOS L. 2010: Előszó (Foreword). – In: SZÉKELY K. (szerk.): *Kadic Ottokár, a magyar barlangkutatás atyja: Önéletrajz*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 7–8.
- KORDOS L. 2010: A Földtani Intézet és a magyar barlangkutatás. – In: FLECK N. (szerk.): *100 éves a szervezett magyar barlangkutatás / 100 years of organized Hungarian Speleology*. Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 30–31.
- KORDOS L. 2010: Előszó. – In: KORDOS L.: *Geológus emlékpark Seregélyesen*. Pelikán, Seregélyes, p. 5.
- KORDOS L. 2010: Evolúcióról, az emberré válásról – Darwinra emlékezve. – In: KORDOS L.: *Kétszáz éve született Charles Darwin (1809–2009)*. Nyugat-magyarországi Egyetem Apáczai Csere János Kar, Győr, 77–91.
- KORDOS L. 2010: Kedves Hódi Tóth József! – *Interpress Magazin* **30/12**, 9–10.
- KORDOS L. 2010: A genetika közbeszól – félreléptek őseink? Ismét és nem utoljára a Neander-völgyiekről. – *História* **32/5**, 2–5.
- KORDOS L. 2010: Ajánló. = Recommendation. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geological Map of Hungary for Tourists. 2. jav. kiad.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 5–6.
- KORDOS L. 2010: Ajánló. = Zum Geleit. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 5–6.
- KORDOS L. 2010: Csákvár, Báracházi-barlang. = Csákvár, Báracháza Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geological Map of Hungary for Tourists. 2. jav. kiad.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 149.
- KORDOS L. 2010: Csákvár, Báracházi-barlang. = Csákvár, Báracháza Höhle. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 149.
- KORDOS L. 2010: Budapest, Pál-völgyi – Mátyás-hegyi barlangrendszer, Szemlő-hegyi-barlang. = Budapest, Pál-völgyi – Mátyás-hegyi Cave System, Szemlő-hegyi cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geological Map of Hungary for Tourists. 2. jav. kiad.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 160–161.
- KORDOS L. 2010: Budapest, Pál-völgyi – Mátyás-hegyi barlangrendszer, Szemlő-hegyi-barlang. = Budapest, Höhlenkomplex Pál-völgyi – Mátyás-hegy, Szemlő-hegyi Höhle. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 160–161.
- KORDOS L. 2010: Budapest, Várbarlang. = Budapest, Vár Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geological Map of Hungary for Tourists. 2. jav. kiad.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 162–163.
- KORDOS L. 2010: Budapest, Várbarlang. = Budapest, Burghöhlen. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 162–163.
- KORDOS L. 2010: Ipolytarnóc, Borókás-árok. = Ipolytarnóc, Borókás Ditch. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geological Map of Hungary for Tourists. 2. jav. kiad.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 172–173.
- KORDOS L. 2010: Ipolytarnóc, Borókás-árok. = Ipolytarnóc, Borókás Graben. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 172–173.
- KORDOS L. 2010: Miskolc, Szeleta-barlang. = Miskolc, Szeleta Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geological Map of Hungary for Tourists. 2. jav. kiad.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 189.
- KORDOS L. 2010: Miskolc, Szeleta-barlang. = Miskolc, Szeleta Höhle. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000. = Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 189.

- KORDOS L. 2010: Cserépfalu, Suba-lyuk barlang. = Cserépfalu, Suba-lyuk Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geological Map of Hungary for Tourists.* 2. jav. kiad. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 194.
- KORDOS L. 2010: Cserépfalu, Suba-lyuk barlang. = Cserépfalu, Suba-lyuk Höhle. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 194.
- KORDOS L. 2010: Aggtelek, karsztjelenségek. = Aggtelek, karst features. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geological Map of Hungary for Tourists.* 2. jav. kiad. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 198.
- KORDOS L. 2010: Aggtelek, karsztjelenségek. = Aggtelek, karstformen. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 198.
- KORDOS L. 2010: Jósavfő, Béke-barlang. = Jósavfő, Béke Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geological Map of Hungary for Tourists.* 2. jav. kiad. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 199.
- KORDOS L. 2010: Jósavfő, Béke-barlang. = Jósavfő, Béke Höhle. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 199.
- KORDOS L. 2010: Aggtelek, Baradla-barlang. = Aggtelek, Baradla Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geological Map of Hungary for Tourists.* 2. jav. kiad. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 200–201.
- KORDOS L. 2010: Aggtelek, Baradla-barlang. = Aggtelek, Baradla Höhle. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 200–201.
- KORDOS L. 2010: Rudabánya, Rudapithecus-lelőhely. = Rudabánya, Rudapithecus site. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geological Map of Hungary for Tourists.* 2. jav. kiad. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 202.
- KORDOS L. 2010: Rudabánya, Rudapithecus-lelőhely. = Rudabánya, Rudapithecus-Fundort. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 202.
- BUDAI T. & KORDOS L. 2010: Villány, Templom-hegy. = Villány, Templom Hill. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geological Map of Hungary for Tourists.* 2. jav. kiad. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 230–231.
- BUDAI T. & KORDOS L. 2010: Villány, Templom-hegy. = Villány, Templom Berg. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 230–231.
- KERCSMÁR ZS. & KORDOS L. 2010: Tatabánya, Szelim-barlang. = Tatabánya, Szelim Cave. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geological Map of Hungary for Tourists.* 2. jav. kiad. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 154.
- KERCSMÁR ZS. & KORDOS L. 2010: Tatabánya, Szelim-barlang. = Tatabánya, Szelim Höhle. – In: BUDAI T. & GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak. 1:200 000.* = *Geologischer Atlas von Ungarn für Touristen.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 154.
- KORDOS L. & REICH Gy. 2010: A Duna. – In: GYUKICS P.: *A Duna hídjai a Fekete-erdőtől a Fekete-tengerig.* Yuki Stúdió, Budapest, 10–13.
- BEGUN, D. R., NARGOLWALLA, M. C. & KORDOS, L. 2010: New catarrhine fossils from Rudabánya (Hungary): Evidence for sympatric primates in a late Miocene swamp forest. – *American Journal of Physical Anthropology* **Suppl. 50**, p. 64.
- EASTHAM, L. C., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2010: Paleoeecology of a Late Miocene hominid locality in Northern Central Hungary: Preliminary stable isotope analysis of the Rudabánya Fauna. – *Journal of Vertebrate Paleontology* **106/Suppl.**, p. 84A.
- ŐSI A., RABI M., KORDOS L. & FITOS A. 2010: A gerecsei krokodil: A legteljesebb *Steneosaurus* (Thalattosuchia: Teleosauridae) maradvány az alpi liászból. – In: DULAI A. & BOSNAKOFF M. (szerk.): *13. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Csákvár, Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvetítő.* Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 20–21.
- KATONA, L., KOVÁCS, J., KORDOS, L., LINKAI, I. & MAGYARI, Á. 2010: Two young woolly mammoths findings near Lake Balaton, Hungary. – *Quaternaire Hors-Serie* **2010/Suppl. 3**, 75–77.
- WARD, C., HAMMOND, A., PLAVCAN, J. M., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2010: Hip Joint Morphology and Hominoid Evolution: From Quadrupedal to Suspensory to Bipedal Locomotion. – *American Journal of Physical Anthropology* **Suppl. 50**, p. 84A.
- PITIRRI, M. T., SINGH, N., HORVÁTI, K., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2010: 3D geometric morphometric analysis of Miocene hominoid mandibular symphysis shape. – *American Journal of Physical Anthropology* **Suppl. 50**, p. 191.
- SMITH, T. M., ZERMENO, J. P., POUECH, J., TAFFERE, P., OLEJNICZAK, A. J., REID, D. J., EASTHAM, L., HUBLIN, J., KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2010: Enamel thickness and tooth development in a subadult *Dryopithecus brancoi* (Rudapithecus hungaricus) individual. – *American Journal of Physical Anthropology* **Suppl. 50**, p. 220.

2011

- KORDOS L. 2011: A Dénes Gyurka-jelenség. – In: BÁRTH M. J. (szerk.): *Karszt, történelem, helynevek: Köszöntő és tanulmányok a 88 éves Dénes György tiszteletére.* Meteor Természetbarát Turista Egyesület, Budapest, 49–50.
- KORDOS L. 2011: A Földtani Intézet és a magyar barlangkutatók (Összefoglalás). – In: HAZSLINSZKY T. (szerk.): *100 éves a szervezett magyar barlangkutatók: Konferencia előadások.* Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 30–31.

- BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2011: New postcrania of *Rudapithecus hungaricus* from Rudabanya (Hungary). – *American Journal of Physical Anthropology* **144/52**, p. 86.
- ERDEI, B., HABLY, L., SELMECZI, I. & KORDOS, L. 2011: Neogene localities in the North Hungarian Mountain Range. – *Studia Botanica Hungarica* **42**, 153–183.
- FEJFAR, O., HEINRICH, W. D., KORDOS, L. & MAUL, L. C. 2011: Microtoid cricetids and the early history of arvicolids (Mammalia, Rodentia). – *Palaeontologia Electronica* **14/3**, 1–38.
- EASTHAM, L. C., NARGOLWALLA, M. C., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2011: Isotopic assessments of Late Miocene paleoenvironmental change in Central Europe: Implications for early hominid evolution and dispersal. – *American Journal of Physical Anthropology* **144/52**, 130–131.

2012

- KORDOS L. 2012: Védtelesen védett őslények. – *Természet Világa* **143/11**, 482–485.
- KORDOS L. 2012: Baltavár felső-miocén ősergences lelőhely. – In: BOSNAKOFF M., DULAI A., VÖRÖS A. & PÁLFY J. (szerk.): *15. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Uzs. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 17–18.
- KORDOS L. & PAZONYI P. 2012: *A magyar Arvicolinae típusok katalógusa. = Catalogue of the Hungarian Arvicolinae types.* – SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged, 107 p.
- BEGUN, D. R., NARGOLWALLA, M. C. & KORDOS, L. 2012: European Miocene hominids and the origin of the African ape and human clade. – *Evolutionary Anthropology* **21/1**, 10–23.
- EASTHAM, L. C., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2012: Biogeochemical assessment of forest structure and dietary ecology at Rudabanya. – *American Journal of Physical Anthropology* **147/54**, 136–137.
- EASTHAM, L. C., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2012: Isotopic indicators of seasonality at a late Miocene primate locality in Hungary. – *Journal of Vertebrate Paleontology* **32/2**, p. 90.
- KATONA, L., KOVÁCS, J., KORDOS, L., SZAPPANOS, B. & LINKAI, I. 2012: The Csajag mammoths (*Mammuthus primigenius*): Late Pleniglacial finds from Hungary and their chronological significance. – *Quaternary International* **255**, 130–138.
- KATONA L., KOVÁCS J., KORDOS L., LACOMBAT F. & SZAPPANOS B. 2012: Újabb adatok a pulai alginit nagyméretű faunájához. – In: BOSNAKOFF M., DULAI A., VÖRÖS A. & PÁLFY J. (szerk.): *15. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Uzs. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 15–16.
- PAZONYI P., KORDOS L., MAGYARI E., MARINOVA E., FÜKÖH L. & VENCZEL M. 2012: A süttöi travertino komplexum gerinces faunájának paleoökológiai és rétegtani értékelése. – In: BOSNAKOFF M., DULAI A., VÖRÖS A. & PÁLFY J. (szerk.): *15. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Uzs. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, p. 22.
- RYAN, T. M., SILCOX, M. T., WALKER, A., MAO, X., BEGUN, D. R., BENEFIT, B. R., GINGERICH, P. D., KOHLER, M., KORDOS, L., MCCROSSIN, M. L. [et al.] 2012: Evolution of locomotion in Anthropoidea: The semicircular canal evidence. – *Proceedings of The Royal Society B – Biological Sciences* **279/1742**, 3467–3475.

2013

- KORDOS L. 2013: Búcsú Hernyák Gábertől. – *Bányászattörténeti Közlemények* **8/16**, 109–114.
- KORDOS L. 2013: A sztyepplakók rágcsálók európai honfoglalásai. – *Természet Világa* **144/3**, 110–113.
- KORDOS L. 2013: A medvekutya. – *Zöld Horizont: a Bükk Nemzeti Park Igazgatóság Időszakos Kiadványa* **8/3–4**, p. 8.
- KORDOS L. 2013: 2013 nyarán újabb őslélektárgyakat fedeztek fel Ipolytarnócon. – *Zöld Horizont: a Bükk Nemzeti Park Igazgatóság Időszakos Kiadványa* **8/3–4**, p. 1, 8.
- KORDOS L. 2013: Ősállatok lábnyomai a vulkán fogságában. – *3. Évezred* **12**, 18–29.
- KORDOS L. 2013: Őskarszok a Pannon-tó környezetében. – *Természet Világa* **144/12**, 541–545.
- KORDOS L., FRÉDÉRIC, L. & KATONA L. T. 2013: Gerinces ősmaradványok a pulai alginitbányából. – In: KATONA L. T. (szerk.): *A pulai kráter-tó: 40 éves az olajpala kutatás*. Bakonyi Természettudományi Múzeum Baráti Köre, Zirc, 22–29.
- EASTHAM, L. C., FERANEC, R. S., BEGUN, D. R. & KORDOS, L. 2013: Reconstructing the ecology of a forest in late Miocene Central Europe using stable isotope and trace element analysis. – *American Journal of Physical Anthropology* **150/56**, p. 117.
- KULLMER, O., BENAZZI, S., SCHULZ, D., GUNZ, P., KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2013: Dental arch restoration using tooth macrowear patterns with application to *Rudapithecus hungaricus*, from the late Miocene of Rudabanya, Hungary. – *Journal of Human Evolution* **64/2**, 151–160.
- HAMMOND, A. S., PLAVCAN, J. M., KORDOS, L., BEGUN, D. R. & WARD, C. V. 2013: In vivo-validated digital models of hip joint range of motion applied to fossil hominoids. – *American Journal of Physical Anthropology* **150/56**, p. 142.
- HORACEK, I., KNITLOVA, M., WAGNER, J., KORDOS, L. & NADACHOWSKI, A. 2013: Late Cenozoic History of the Genus *Micromys* (Mammalia, Rodentia) in Central Europe. – *Plos One* **8/5**, Paper: e62498.
- DEANE, A. S., NARGOLWALLA, M. C., KORDOS, L. & BEGUN, D. R. 2013: New evidence for diet and niche partitioning in *Rudapithecus* and *Anapithecus* from Rudabanya, Hungary. – *Journal of Human Evolution* **65/6**, 704–714.

2014

- KORDOS L. 2014: A dinoszauruszok sorsára jutunk... Norman, David: Kis dinókönyv nagyoknak. – *Élet és Tudomány* **69/4**, p. 110.
- KORDOS L. 2014: Térköves út a kavicsösvényhez. Vértess László: Kavicsösvény: a vértesszőlősi előember regénye. – *Élet és Tudomány* **69/33**, p. 1043.
- PAZONYI, P., KORDOS, L., MAGYARI, E., MARINOVA, E., FÜKÖH, L. & VENCZEL, M. 2014: Pleistocene vertebrate faunas of the Süttő Traver-tine Complex (Hungary). – *Quaternary International* **319**, 50–63.

PAZONYI, P., KORDOS, L., MAGYARI, E., MARINOVA, E., FÜKÖH, L. & VENCZEL, M. 2014: Corrigendum to "Pleistocene vertebrate faunas of the Süttő Travertine Complex (Hungary)" [Quat. Int. 319. (2014) 50–63]. – *Quaternary International* **334–335**, p. 214.

2015

- KORDOS, L. 2015: Antilopalkatúak (Antilopinae) a Kárpát-medencéből. – In: KATONA L. T. (szerk.): *A Pannon-tó öröksége*. Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest, 13–14.
- KORDOS L. 2015: Tízmillió év a sztyeppe útján: klíma, környezet, vándorlás és népvándorlás. – *Magyar Tudomány* **176/1**, 57–62.
- KORDOS L. 2015: Rudapithecus hungaricus: egy nemzeti érték ötven éve. – *Magyar Tudomány* **176/10**, 1226–1235.
- KORDOS L. 2015: Kulcskérdések a késő negyedidőszaki ember–környezet kölcsönhatás evolúciójában. – In: FISCHL K. (szerk.): *Miskolci Régészettudományi Konferencia. Összefoglalók*. Miskolc, 21–22.
- KORDOS L. 2015: Gyors klimatikus átmenetek az észak-atlanti területen. – In: KÚTI Zs. & PUSKÁS J. (szerk.): *Tiszteletkötet Károssy Csaba 70. születésnapjára*. Magyar Meteorológiai Társaság, Szombathely, 80–83.
- KORDOS L. & MÉSZÁROS I. 2015: A bestiák völgye: új felfedezések Ipolytarnócon. – 3. Évezred **4**, 18–19.
- KORDOS L. & MÉSZÁROS I. 2015: Krokodília. Ezernyi új őssálatnyom Ipolytarnócon. – *Természet Világa* **146/3**, 105–108.
- HORVÁTHNÉ TOBISCHKA K., TÓTH G. & KORDOS L. 2015: Patológias esetek Balatonudvari avar kori temetőjének csontanyagából. – In: FÜZESI I., KÚTI Zs. & PUSKÁS J. (szerk.): *14. Természet-, Műszaki és Gazdaságtudományok Alkalmazása Nemzetközi Konferencia: Az előadások összefoglalói*. Nyugat-magyarországi Egyetem, Szombathely, p. 37.
- PRIETO, J., VAN DEN HOEK OSTENDE, L., HÍR, J. & KORDOS, L. 2015: The Middle Miocene insectivores from Hasznos (Hungary, Nógrád County). – *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* **95/3**, 431–451.
- ROSINA, V., KORDOS, L., HÍR, J. & PRIETO, J. 2015: First record of bats (Chiroptera, Mammalia) from the Middle Miocene non-karstic site Hasznos (Hungary, Nógrád County). – *Acta Chiropterologica* **17/2**, 283–292.

2016

- HORVÁTHNÉ TOBISCHKA K., TÓTH G. & KORDOS L. 2016: Patológias esetek Balatonudvari honfoglalás kori temetőjének csontanyagából. – In: PUSKÁS, J. (szerk.): *11. Regionális Természettudományi Konferencia: Program és az előadások összefoglalói*. Nyugat-magyarországi Egyetem Savaria Egyetemi Központ, Szombathely, p. 13.
- HORVÁTHNÉ TOBISCHKA K., TÓTH G. & KORDOS L. 2016: Állatcsontok és szájpátológias esetek Balatonudvari avar és honfoglalás kori temetőjében. – In: MESTERHÁZY B. (szerk.): *15. Természet-, Műszaki és Gazdaságtudományok Alkalmazása Nemzetközi Konferencia = 15th International Conference on Applications of Natural, Technological and Economic Sciences*. Nyugat-magyarországi Egyetem Kiadó, Szombathely, p. 181.

2018

- KORDOS, L. & MÉSZÁROS, I. 2018: Bird tracks the lower Miocene shore of Rhinoland and Crocodilia at Ipolytarnóc, Hungary. – *Evolucio Revista de Historia e Pré-História* **Ser. 1/2**, 38–41.
- BABINSZKI E., SÁSDI L. & KORDOS L. 2018: A Gerecse földtani értékei. – In: BUDAI T. (szerk.): *A Gerecse hegység földtana: magyarázó a Gerecse hegység tájegységi földtani térképéhez (1:50 000)*. = *Geology of the Gerecse Mountains: explanatory book to the Geological Map of the Gerecse Mountains (1:50 000)*. Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, 245–253.

2019

- KORDOS L. 2019: Majmom! Bízva bízzál! 150 sor a tudományról a 150 éves Természet Világában. – *Természet Világa* **150/2**, 73–75.
- KORDOS, L. 2019: A XXVIII. Természet–Tudomány Diákpályázat Díjátadója, az Önálló kutatások, elméleti összefoglalók kategória díjátadóján elhangzott előadás teljes szövege. – *Természet Világa Melléklete*, **150/6**, L–LI.
- KORDOS L. & SZOLYÁK P. 2019: A Rudapithecus múltja és környezete. – In: RÉMIÁS T. (szerk.): *Rudabánya az őskortól napjainkig: monográfia*. Dominium, Miskolc, Rudabánya, 41–75.

2020

- KORDOS L. 2020: James (Amazing) Randi. Elment a szkeptikus Mágus. – *Természet Világa* **151/12**, p. 553.

2021

- KORDOS L. 2021: *A Rudapithecus-kutatás: tények és mesék*. – Archaeolingua, Budapest, 158 p.
- KORDOS, L., MÉSZÁROS, I. & SZARVAS, I. 2021: Tracking a "Prehistoric Pompeii," Rhinoland and Crocodilia: New Discoveries and Interpretations of Ipolytarnóc (Hungary) Lower Miocene Track Site. – *Geoconservation Research* **4/2**, 1–14.

2022

- KORDOS, L. 2022: Sedimentologic, Taphonomic Processes and Paleontological Values of Hungarian Caves. – In: VERESS, M. & LEÉL-ŐSSY, SZ. (ed.): *Cave and karst systems of Hungary*. Springer Nature, Cham, 487–512.

2023

- KATONA L. T. & KORDOS L. 2022: A veszprémi kőbányából egy veszprémi köztérre: A „kavicsfogó álteknős” története. – *Honismeret* **51/6**, 94–100.

A Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár Kordos László 144 kéziratos jelentését őrzi.

Események, rendezvények

Dr. DOBOS Irma, az első magyar euro-geológusnő köszöntése

Ritkán adódik az ember előtt olyan lehetőség, hogy egy százéves pályatársát köszönthesse. Ám DOBOS Irma esetében nem ez a helyzetből adódó érdekesség. A Magyar Hidrológiai Társaság egy olyan ember és emberi teljesítmény előtt tiszteleg, amely a maga nemében is ritka!

A csendes alföldi kisvárosból, Szentendréről indult természettudományos pálya nem a szokványos úton haladt. A két háború közötti időben egy fiatal lánynak számos akadállyal kellett megbirkóznia, hogy az akkor hagyományosnak tartott női szerepből kilépessen, és a tudományok vonzásában élje életét.

Nem akármilyen akaraterő és elszántság kellett mindehhez. Amint saját maga vallott erről: „Ismerkedésem és elköteleződése a földtan iránt a geográfián keresztül történt, amikor már a földrajz is szerepelt a tantárgyak között. Ezt soha nem kellett külön tanulnom, és az órákon, ha valakinek ki kellett segítenie a felelőket, az mindig én voltam. Meg is volt az elismerés ezért otthon, mert az 1930-as években számos jeles geográfus kiadott munkájából a Földrajzi Társaság egy tízdarabos sorozatát kaptam meg. Legkedvesebb könyveim között ezek szerepeltek, hiszen ez már az érdeklődésem és tudásom elismerésének számított, olyan volt, mint egy kitüntetés. Ennek hatására alakult ki bennem az elhatározás, hogy földrajz szakos tanár leszek.”

A továbbtanulásba már erősen beleszólt a háború, emiatt a szegedi egyetemen folytatott tanulmányok mellett gyors- és gépírást is tanult, ki tudja, miből lehet majd megélni a viharos időszakban...

Aztán múltak az évek, és Irma részese lett az ország földtani feltárásának, feltérképezésének, és érdeklődése idővel a vízföldtani kutatások felé irányult. Az 1960-as években az OVIKUV, majd a VIKUV-nál végzett munkát egy kétéves kubai kiküldetés szakította meg, ahol férjével együtt az ásványkincsek felmérése, valamint a korábbi szakértői anyagok feldolgozása volt a feladatuk. Irma ebben a munkában is megállta helyét, s aztán idehaza a VIKUV főgeológusaként feladatai mellett irányítónak vett részt a Visegrád–Lepence telephelyen a Zsigmondy- emlékkiállítás létrehozásában. Már itt kiderült kollégái számára, hogy a szakmatörténeti kutatások milyen közel állnak érdeklődéséhez, s ezt társaságunk is nagyra értékelte. Számos tudománytörténeti vonatkozású cikket írt különböző szakfolyóiratokba, kiállításokat rendezett, és előadásokat tartott. Értékelve a történeti ismeretterjesztésben vállalt szerepét, tagjává választotta társaságunk Vízügyi Történeti Bizottsága.

1999-ben pályázata alapján – Magyarországon első nőként – megkapta az eurogeológusi címet.

Nehéz felsorolni azokat a tudományos eredményeket, amelyeket DOBOS Irma pályafutása során elért, és nem lehet megfedkezni arról sem, hogy az ő nevéhez fűződik a „soly-mári izotóptemető” kijelölése és tervezése.

DOBOS Irma munkásságát nem csupán a „vizes szakma” és annak tudományos szervezete, a Magyar Hidrológiai Társaság méltatja, hanem a Magyarhoni Földtani Társulat is, melynek 2003 óta tiszteleti tagja.

Ez a rövid megemlékezés egyszersmind elismerése is annak a pályának, amiért DOBOS Irma 1994-ben megkapta az MHT tiszteleti tagja kitüntető címet.

FEJÉR László
az MHT Vízügyi Történeti Bizottságának elnöke

ISZA 2026 (Szarvas, március 27–28.)

Idén március 27–28-án került megrendezésre a Magyar Geofizikusok Egyesülete (MGE) és a Magyarhoni Földtani Társulat (MFT) közös rendezvénye, az 56. Ifjú Szakemberek Ankétja (Meeting of Young Geoscientists). A helyszín a festői szépségű Szarvas volt, ahol a Liget Wellness és Konferencia Hotel várt bennünket kényelmes szobákkal, kellemes fürdővel és kifogástalan étellel.

A történelmi Magyarország közepén, Szarvason idén is szép számú, 25 szóbeli és 10 poszteres előadást mutattak be a két nap alatt. Ezek jó része angol nyelvű lévén a hazánkban tanuló külföldiek számára is érthető volt, akik kíváncsiak voltak a fiatal geológusok és geofizikusok munkájára. Voltak olyan előadók, akik az ISZA történetében már nem először szerepeltek, de akadtak olyanok is, akik első munkájukat mutatták be. Összesen 63 fő vett részt a szakmai továbbképzésen és konferencián, és mindannyian színvonalas szakmai előadásoknak és bemutatóknak lehettek szem- és fültanúi. A konferenciát BREITNER Dániel, az MGE elnöke nyitotta meg.

Az elméleti kategória győztesei

I. MOLNÁR Bence: Probability map-based assessment: effect of reservoir heterogeneity on the size of the protection zone around an injection well using numerical modeling

II. HORVÁTH Laura: Geochemical study of hydrogen gas and quartz interactions for secure underground hydrogen storage

III. VELKI Máté: First results of the integrated paleomagnetic and mineralogical research of the Western Vardar ophiolites

Az alkalmazott (gyakorlati) kategória győztesei

I. Catarina Conceicao DE CASTRO: Petrophysical Predic-



Az Ifjú Szakemberek Ankétjának résztvevői

tors of Permeability Architecture in Heterogeneous Upper Pannonian Geothermal Reservoirs)

II. Ahmed Osama KAMAL MOHAMED (Improving Oil-field Well-Log Interpretation Efficiency via Overdetermined Joint Inversion with Shale Constraints);

III. Mohamed AYED ELBALAWY (Machine-Learning-Driven Seismic Workflow for Geothermal Reservoir Delineation and Economic Assessment of Deep Triassic Carbonates)

A poszterkategória győztesei

I. GAJZER Anna (Comparing quantification methods for natural hydrogen generation potential and a case study of the Győd Serpentinite body)

II. KOVÁCS Dániel (The Integrated Geodynamic Station: Advanced Gas Monitoring in the Southeastern Carpathians)

III. MOLNÁR Bence (Numerical evaluation of reservoir permeability heterogeneity as a risk factor for thermal performance of a geothermal well doublet)

Ezenkívül számos **különdíj** is hazavihettek a kiváló ifjú kutatók:

MFT – KOVÁCS Dániel

MFT IB – Catarina Conceicao DE CASTRO

Aspect Energy Kft. – STEFÁN Boglárka Abigél

Biocentrum Kft. – Anwar AL HJOUJ

ELGA – Böckh János-díj – RÁBÓCZKI Bence

ELGA – Szilárd József-díj – BARBÉLY Enikő

Geo-Log Kft. – Hadeer HASSAN

Geometa Kft. – VÁRI Zoltán

GIS-KART – GILÁNYI Gibárt

MS Energy Solutions Kft. – Mohamed AYED ELBALAWY

Mhyner Consulting Kft. – WINKLER Zsuzsanna

Min-Geo Kft. – Garcia Reyana DAWN

RFD T-Navigator – NAGY Bence

A Községszíjzat Mohamed AYED ELBALAWY-nek ítélték oda, aki a 2026. április 24-ei Magyar Geofizikusok Egyesületének Közgyűlése előtt is bemutathatta előadását. A díjak egy része is ezen az eseményen került hivatalosan átadásra.

Az esemény támogatói voltak:

EAGE szervezet, Geo-Log Kft., tNavigator, Geometa Kft., Eötvös Loránd Geofizikai Alapítvány, Mingeo Kft.,

Magyar Geofizikusokért Alapítvány, Biocentrum Kft., Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal, Mhyner Consulting Kft., MS Energy Solutions Kft., Aspect Energy Kft.

CSERÉP Barbara

Beszámoló a Magyarhoni Földtani Társulat Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezet 2026. május 29–30-i előadónapjáról

A vezetőség megalakulásakor arra vállalkoztunk, hogy olyan programokat állítunk össze, amelyek tükrözik a szervezet területi összetettségét, valamint igyekszünk bemutatni a földtudományok sokszínűségét. Ennek megfelelően az előadónap helyszíne minden évben vándorolt. 2024-ben Sopronban a HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, 2025-ben Szombathelyen az ELTE-SEK-BDPK Földrajzi Tanszék volt a házigazdája. 2026-ban Veszprém következett volna, ezért a korábbi házigazdával, PÓSFAI Mihállyal egyeztetünk, ugyanis az egyetemi környezet tökéletes helyszínnek bizonyult. Idén végül Veszprém helyett mégis Zirc-re esett a választásunk, és megkerestük a MTM Bakonyi Természettudományi Múzeum Igazgatóját, KATONA Lajos Tamást.

Gyorsan ment a szervezés, mert Lajos tökéletes partner volt mindenben. Felvázoltunk egy előzetes programtervet a területtel foglalkozó kutatóintézetek és kutatók alapján, majd felkerestük egyenként a kutatókat. A 16 előadó közül mindenki elvállalta az előadást, és rövid időn belül megküldte a vázlatát.

Szintén a kezdetekkor a programszervezésben elsődleges célul tűztük ki, hogy a sorra kerülő szervező kutatási-oktatási feladataihoz és földrajzi elhelyezkedéséhez kapcsolódjanak az előadások. Szerencsés helyzetben vagyunk, hogy „geolegek”-ben a Balaton – Balaton-felvidék – Bakony jól áll, szerteágazó kutatások folynak a földtanban és annak szakterületein, valamint a kapcsolódó limnológiai, ökológiai és régészeti témákban. Így természetesnek tűnt, hogy összehozzuk a geológusokat a régész és biológus munkatársakkal.

A Ciszterci Műemlékkönyvtár igazgatója, NÉMETH Gábor köszöntötte az előadókat és a hallgatóságot. Közlése, miszerint az egy négyzetméterre eső geológusok száma az



A Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezet előadónapjának résztvevői

OSZK épületeiben jelenleg Zircen a legnagyobb, üdítő volt számunkra. Ezután az MTA első geológus elnöke, PÓSFAL Mihály – aki nem mellesleg a területi szervezet vezetőségének hosszú idő óta meghatározó tagja – mondta el koncepcióját és elnöki programját.

Az előadások, melyek az ásványtan, kőzetan, geokémia, hidrogeológia, tektonika, szeizmológia, őslénytan és paleoökológia új eredményeiről szoltak, 20-20 percnyi, gondolatébresztő ismeretanyagot szolgáltatottak a hallgatóság számára.

A szünetekben egymásra találtak a kérdések és a feleletek a rutinos és még rutinosabb előadók és a hallgatóság közt. Az ebédszünetben a múzeum dolgozói bányavirágokat és ősmaradványokat állítottak ki a múzeumi anyagokból. Így történhetett, hogy a kavicsfogú áltektonos koponyamásolatát is kézbe vehettük. Az előrelátók éltek a lehetőséggel, mivel a délutáni folytatásban a barokk könyvtár napfényes terében a bakonyi placodonták elevenedtek meg a kivetítőn. A terület régész és biológus kutatói a társadalom és a földtan összefüggéseit tárták fel az őskortól napjainkig. Elgondolkodtató, hogy a szentgáli tűzkövet használó őskori vagy a bándi Esseg-várban földrendést átéltek emberek életét milyen mértékben befolyásolták a földtani folyamatok.



BUDAI Tamás előadása a zirci Ciszterci Múemlékkönyvtárban

A múzeumi látogatók már rég elhagyták a kiállítótermet, mire késő délután, 7 órakor befejeződött az utolsó előadás is.

A nap végén számvetést tartottunk: összesen 16 előadó és 23 hallgató vett részt a rendezvényen. Az előadónap megvalósulásához bányavállalkozók nyújtottak anyagi támogatást, amit ezúton is köszönünk!

Összefoglalásként jó ötletnek tartjuk, hogy új helyszínre vittük az előadónapot, hiszen így a múzeumban folyó kutatások környezetébe, sajátosságaiába is betekinthettünk.

Terveink közt továbbra is szerepel az éves előadónap megszervezése, mely helyszínének kiválasztása során, fogadókészség esetén, bátran eltérhetünk a korábbiaktól a mostani nagyon pozitív tapasztalat alapján.

Másnap, 2026. május 30-án a zirci vasútállomásról 23-an indultunk SÁRDY Juli geotúra-vezetővel a Cuha völgyébe, hogy az ottani érdekes földtani, geomorfológiai és botanikai képződményeket felkeressük. A Veszprém–Győr-vasútvonal múltjáról Juli hosszas történeteket mesélt csakúgy, mint az avarkori földcsúcsokról. Az előadónap tudományos sokszínűségét Juli felkészültségében is felfedezhettük.

A program ugyan véget ért, de az élmény megismételhető, mivel SÁRDY Juli egész évben varázslatos programokat ajánl a szervezetünk illetékességi területén.

ÁDÁM László, KOVÁCS Gábor

Beszámoló a 29. Magyar Őslénytani Vándorgyűlésről (Nagybörzsöny, 2026. június 4–6.)

Idén 45 fő vett részt a vándorgyűlésen, amit a Börzsöny lábánál, Nagybörzsönyben tartottunk. A csütörtöki napon 15 előadás hangzott el, és bemutatásra került az egyetlen poszter is. Az első előadások a triász képződmények ősmaradványaival foglalkoztak, majd egyre fiatalodó képződmények ősmaradványai és rétegtani eredményei kerültek sorra. A már megszokott, gazdag, valóra és iharkúti lelőhelyek



Az Őslénytani Vándorgyűlés résztvevői

mellett szó volt az Erdélyi-középhegység Bulzi Dolomitjáról, a bükk triász új eredményeiről, a Balaton-felvidék karni csapadékos eseményének bizonyítékairól, a sümegi Mogyorós-domb klasszikus szelvényének új vizsgálatáról, a Kosdi Formációról, a mecsekpölöskei brachiopodákról, a hímesházai fókákról, a várpalotai porcoshalakról és a rákosi vasúti bevágás foraminifera-faunájáról. Az egyetlen poszter a Csodabogyós-barlangból származó gerincesek feldolgozásáról szólt. Ezen a napon adott elő Matus HYŽNÝ is, aki a tízlábú rákok (decapodák) európai hírví szakértője, s évekkor ezelőtt MÜLLER Pállal, majd DULAI Alfréddal magyarországi leleteket is vizsgált.

A második nap a terepbejárás volt. Letkésen VICIÁN Zoltán bagoly-hegyi telkén miocén korallokat és csigákat gyűjthettünk. Ezután megcsodálhattuk a kemencei templom oltárát díszítő gazdag miocén faunát. Ugyanitt a Kálvária-dombon eredeti helyén is megnézhattuk a Lajtai Mészke Formációt. A honti szakadéokban a Garábi Slír rétegeit vizsgálhattuk. A lelőhelyek és az ősmaradványok ismertetését DULAI Alfrédttől és KOVÁCS Zoltántól hallhattuk. A Börzsönyben nem mehetünk el szó nélkül a vulkáni képződmények mellett. Ezek ismertetésében KARÁTSZON Dávid volt segítségünkre, aki a bernecebaráti Nagy-völgyben mutatta meg az idősebb piroklasztos rétegsort, majd a Kemence-völgy oldalában a középső miocén durvabreccsák kibúvárait láthattuk.

Az utolsó napot BABINSZKI Edit Francia-Polinéziáról szóló, csodálatos előadásával kezdtük, majd egy szármata-pannóniai rétegsor alapos vizsgálatával folytattuk. Idén sem maradtak ki a kisemlősök fogai és egyéb csontjai (ebben az évben Csarnótáról), de a fogászaton sorra került a kardfogú tigris is. Sziszifuszi munkát láthattunk a tiszántúli folyóvízi képződmények sekélyfúrások karotázsszelvényeinek vizsgálata alapján készült térképezéséről. Az utolsó előadás egy erdélyi tó iszapmintáinak DNS-elemzéséről szólt, mely ennek kapcsán bemutatta, hogy milyen sokrétű felhasználása lehet a DNS-vizsgálatoknak az ökoszisztéma rekonstrukció és az emberi tevékenység rekonstrukciójában.

A PhD és a BSc/MSc hallgatói előadásokat idén is versenyeztettük. A PhD-kategóriában SZEGSZÁRDI Máté győzött. A PhD/MSc-kategóriában NAGY VÁRI Emma I., PÉTERFY Ádám II. helyezést ért el.

A vándorgyűlés a szokásos jó hangulatban telt, a következő helyszín Kolozsvár lesz. Köszönöm mindenki segítségét, aki a vándorgyűlés megszervezésében és lebonyolításában részt vett!

PIROS Olga

Személyi hírek

Dr. PÓSFAL Mihály tagtársunkat 2026. május 5-én az MTA elnökévé választották. Dr. ŐSI Attila tagtársunk az ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet Földtudományi Központ Őslénytani Tanszékének tanszékvezető egyetemi tanára Akadémiai Díjat kapott.

Mindkettőjüknek gratulálunk!

Gyászír

Fájdalommal tudatjuk, hogy

DR. BOHN Péterné (1939–2026)

DR. GYALOG László (1949–2026)

GÖNCZ Gábor (1945–2026) elhunyt.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él!

Könyvismertetés

SZÉKELY Kinga:

Vass Imre, a Baradla főágának feltárója, 1795–1863.

Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 2025, 259 o.

A Baradla-barlang feltárásának legjelentősebb eseménye az volt, amikor 1825. június 1-én, VASS Imre feljegyzése szerint: „általvergődtem a Vaskapunak kelepcés vermein...”, és ezzel feltárta az ismeretlen főágba vezető járatot. Több évi kísérletezés után az átkelést az évek óta tartó száraz, csapadéktelen időszak tette lehetővé, amely a barlangi patak vizének elapadásával járt együtt. A barlangi főág feltárása az ősidőktől ismert barlangszakasz hosszát csaknem négyszeresére növelte. Arról, hogy mi ösztönözte veszélyes, nem

mindennapi tettének végrehajtására, így ír: „... a barlang beljéből rejtekeibe juthatnék, s azoknak felfedezésével a barlangot nevezetesebbé, s a hazámnak ebbéli ritkaságát a külföld előtt nagyobb figyelemre méltóvá tehetném...”.

A szerző, SZÉKELY Kinga geográfus, térképész és barlangkutató, a Barlangtani Intézet egykori vezetője ennek az eseménynek a 200. évfordulójára jelentette meg könyvét, emléket állítva a felfedező VASS Imre személyének, valamint mérnöki és kutató tevékenységének. Ami az egyént illeti, a szerző levéltári kutatások és a kései leszármazottak aktív segítségével köszönhetően tisztázta VASS életrajzi adatait (született Rozsnyón 1795-ben, elhunyt Sárospatakon 1863-ban), valamint a több mint két évszázad távlatába nyúló családi kapcsolatait. Az adatok tisztázására annál is inkább szükség volt, mert a korábbi forrásmunkák számos téves, ellentmondó adattal voltak terheltek.

VASS Imre 1818-ban Budán, az Institutum Geometricum hallgatójaként szerzett mérnöki oklevelet, mely olyan munkák elvégzésére jogosította fel, mint a folyók szabályozása, csatornák, gátak és malmok építése, mocsarak lecsapolása, utak, hidak és épületek tervezése és építése.

VASS a diploma átvétele után Gömör-Kishont vármegyében kezdte meg tevékenységét, ahol 1835-ig, 18 éven keresztül dolgozott. Mérnöki tevékenységéről nagyon keveset tudott felderíteni a szerző, de erre az időszakra esik életének legfontosabb műve, a Baradla főágának feltárása, valamint a barlang topográfiai leírása és felmérése. Földmérői, magánmérnöki és kataszteri mérnöki pályájának további, földrajzi értelemben is nagyon változatos állomásairól is olvashatunk a TÖRÖK Enikő levéltáros által összegyűjtött dokumentumok alapján. Összességében az a kép alakul ki VASS Imre életéről és munkásságáról, hogy élete állandó küzdelem volt a munkáért, a megélhetésért, lakhatásért és népes családja eltartásáért.

A könyv fő vonalához képest érdekes kitérő egy VASS Imre nevéhez köthető találmány története, amit NAGY Gergely Domonkos építéstörténész elemez. A találmány, aminek elfogadtatásán közel negyven évig fáradozott, az „éghetetlen házfedélzet”, ám ezzel éppen úgy nem érte el a remélt erkölcsi és anyagi sikert, mint mérnöki munkáival sem. A korra jellemző, településeket elpusztító tűzvészek terjedésének fő oka a növényi anyagú, szalma, zsúp vagy nád háztetőburkolat volt, melyek helyett égetett cserép fedést javasolt a találmány. Ehhez járult volna egy épületszerkezeti újítás is, ami idegen volt a hazai gyakorlatban, és jelentősen meg is drágította volna az építkezést, így a bemutatón kívül nem is terjedt el.

SZÉKELY Kinga állhatatos kutatómunkával és némi szerecsével a Pozsonyi Egyetemi Könyvtárban nyomára bukkant VASS Imre 1826. évi, eredeti kéziratos munkájának, melynek címe *Az Agteleki Barlang új ágának topographica*

Le Irása. A könyv talán legérdekesebb részében végigkövethetjük a 200 évvel ezelőtti felfedezés minden mozzanatát annak köszönhetően, hogy a szerző közli az eredeti napló 25 oldalának fényképmásolatát, és a könnyebb értelmezhetőség érdekében a kéziratos szöveg nyomtatott változatát is. A lapokról kibontakozik a felfedező VASS Imre elszántsága, kitartó, a nehézségeken felülemelkedő karaktere, és képet kapunk a megcsodált cseppkövek szépségéről. Az újonnan felfedezett barlang termeit, képződményeit sorra elnevezte, ezeknek az elnevezéseknek túlnyomó része ma is használatos, bár sok nevet más helyszínre alkalmazták. Talán egy összehasonlító táblázat vagy térkép segítené azonosításukban a kevésbé járatos olvasók számára.

A kézirat alapjául szolgált az 1831-ben magyar és német nyelvű kiadásban is megjelent Baradla-monográfiának, bár az utóbbi megjelenési évét a nyomdai jelzet hiánya miatt csak most sikerült megállapítani. A kézirat és a két nyomtatott mű szövegében a szerző részletes elemzése alapján eltérések vannak. Míg a kézirat csak az újonnan felfedezett barlangi ág leírását tartalmazza, a nyomtatott változatok a teljes barlang hosszára kiterjednek. VASS az Ó-ág ismertetésében RAISZ Keresztély munkája nyomán haladt a látogatói szempontokat figyelembe vevő részletesebb leírásokkal. Az 1825-ben felfedezett Új-ág ismertetésének alapja az 1826-os kézirat. A magyar és német nyelvű kiadásban az elemzések szerint csak kisebb tartalmi és stilisztikai eltérések vannak. A nyomtatott változatok látványos térképmelléklete tartalmazza a Baradla alaprajzát és hossz-szelvényét – „hosszában való átvágását” – feltüntetve a nevezetes cseppkőképződményeket és a felszín domborzatát. A barlang felszíni területéről („fekete terület”) is készült egy topográfiai térkép, melyen a barlang kivetített alaprajza is megtalálható.

A könyv – TAKÁCSNÉ BOLNER Katalin barlangkutató munkája nyomán – kitér még VASS Imrének a barlang keletkezésére vonatkozó gondolataira, aki elvetette elődjének, RAISZ Keresztélynek az abban a korban hódító, „minden tűz által keletkezett” elképzelését, közelítve a mai felfogáshoz. VASS szakirodalmi tanulmányok alapján összehasonlítást is végzett a neves külföldi barlangok körében, melynek eredményeként a monográfia közreadásának idején (1831) a Baradla volt a világ leghosszabb felmért barlangja.

Manapság az a turista, aki végigsétál a Baradla-barlang járdákkal, lépcsőkkel, biztonsági korlátokkal és impozáns világítással kiépített folyosóin és termein, el sem tudja képzelni a kétszáz évvel ezelőtti felfedezés nehézségeit. Az olajmécsesek halvány fényében a zegzugos sziklaképződmények között járó, kúszó, tájékozódó kutató ember izgalmát, akit az ismeretlen megismerésének vágya hajt, miként a barlangot feltáró VASS Imrét is, akit hazaszeretete vezérelt tettének végrehajtására.

BREZSNYÁNSZKY Károly

Tartalom — Contents

TOPA, Boglárka Anna, LESKÓ, Máté Zsigmond, ARADI, László; SEGUI-FÁBIÁN, Diego; KAZUP, Ágota, KRISTÁLY, Ferenc, BULÁTKÓ-DEBUS, Délia, WEISZBURG, Tamás, ZAJZON, Norbert: Manganese oxide mineralisation hosted in Upper Triassic dolostone near Királyszentistván, Hungary. – <i>Mangán-oxidos ásványtársulás a Királyszentistván környéki felső triász dolomitban.</i>	99
BALASSA Csilla, NÉMETH Norbert, KRISTÁLY Ferenc, SZAKÁLL Sándor, BULÁTKÓ-DEBUS Délia, SZABÓ Dávid: Eszkinit-, euxenit- és samarszkitcsoportba tartozó ásványok Lillafüred környékéről. – <i>Aeschynite, euxenite and samarskite group minerals from the vicinity of Lillafüred, Bükk Mts., Hungary.</i>	115
HALÁSZ, Noémi, PEKKER, Péter, PÓSFAL, Mihály, GUZMICS, Tibor, BERKESI, Márta, †MILKE, Ralf, M. TÓTH, Tivadar: Zirconolite-bearing symplectites in micro-ijolites: implications for subsolidus processes during ongoing magmatism at Oldoinyo Lengai, Tanzania. – <i>Cirkonolit-tartalmú szimplektitek mikro-ijolitokban: jelentőségük a szubsolidusz folyamatok értelmezésében az Oldoinyo Lengai (Tanzánia) területén zajló magmatizmus során.</i>	137
MINDSZENTY Andrea: A sekélytengeri karbonátrétegsorokban megjelenő paleotalajok sajátos jellegei és értelmezésük problémái – áttekintés. – <i>The controversial nature of paleosols related to shallow marine carbonate depositional sequences – A review.</i>	155
BÉKÉSI Eszter, TARI Gábor, BERKESI Márta, GELENCSÉR Orsolya, HORVÁTH Laura, KOVÁCS Gábor, MAYER Zoltán, PORKOLÁB Kristóf, SPRÁNTZ Tamás, SZÁRNYA Csilla, SZTANÓ Orsolya: A természetes hidrogén mint potenciális jövőbeli energiaforrás földtani háttere és kutatásának lehetőségei. – <i>Geological characteristics and exploration methods of natural hydrogen.</i>	175
PAZONYI Piroska, HÍR János, LEÉL-ÖSSY Szabolcs, GÁSPÁR Anita: In memoriam Dr. KORDOS László.	187
Hírek, ismertetések (összeállította: PIROS Olga)	211

