

# Földtani Közlöny



154/3

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata  
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2024

**Felelős kiadó**

M. TÓTH Tivadar, az MFT elnöke

**Főszerkesztő**

SZTANÓ Orsolya

**Vendégszerkesztő**

TARI Gábor

**Műszaki szerkesztők**

BABINSZKI Edit

KOVÁCS Zoltán

BARTHA István Róbert

**Nyelvi lektor**

LUKOCZKI Georgina

**Szerkesztőbizottság**

FODOR László, FÓZY István, LUKÁCS

Réka, PÓSFAL Mihály, SZANYI János,

TÖRÖK Ákos

**Támogatók**

Magyar Tudományos Akadémia,

ANZO Perlit Kft., Biocentrum Kft.,

Colas Északkelet Kft., Geo-Log Kft.,

Geoproduct Kft., Geoteam 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 publisher**

Tivadar M. TÓTH,

President of the Hungarian Geological Society

**Editor-in-chief**

Orsolya SZTANÓ

**Guest Editor**

Gábor TARI

**Technical editors**

Edit BABINSZKI

Zoltán KOVÁCS

István Róbert BARTHA

**Language editor**

Georgina LUKOCZKI

**Editorial board**

László FODOR, István FÓZY, Réka

LUKÁCS, Mihály PÓSFAL, János SZANYI,

Ákos TÖRÖK

**Sponsors**

Hungarian Academy of Sciences,

ANZO Perlit Kft., Biocentrum Kft.,

Colas Északkelet Kft., Geo-Log Kft.,

Geoproduct Kft., Geoteam 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**

BERKESI Márta: SZABÓ Csaba köszöntése a munkássága előtt tisztelegő <i>Földtani Közlöny</i> -kötet megjelenése alkalmából.	265
GELENCSÉR, Orsolya, SZABÓ-KRAUSZ, Zsuzsanna, NÉMETH, Tibor, ÁRVAI, Csaba, MIKA, László Tamás, KÓVÁGÓ, Ákos, BREITNER, Dániel, TÓTH, Péter, FALUS, György: K-feldspar – H <sub>2</sub> interaction in the context of underground hydrogen storage. – <i>Kálföldpát – hidrogén kölcsönhatás a felszín alatti hidrogéntárolás összefüggésében.</i>	267
SPRÁNYITZ, Tamás, TARI, Gábor, PORKOLÁB, Kristóf, VRŠIČ, Aleš, HUJER, Wolfgang, MEKONNEN, Elias, BERKESI, Márta: A preliminary study on fluid migration pathways along the Rechnitz detachment fault; a tribute to Prof. Csaba SZABÓ. – <i>Előzetes eredmények a Rohonci nyírózóna fluidum áramlási útvonalairól; tisztelegés SZABÓ Csaba professzor munkássága előtt.</i>	277
B. KISS Gabriella, OELBERG-PÁNCZÉL Emese, JANKA Péter, KÁPOSTYÁS Viktória, SZÜCS Levente, REASCOS, Harvey, SZABÓ Dávid, KOVÁCS Dániel, LIPP Kristóf, SZENDREI Zsolt, NÉMETH Tibor: A pákozdi Ősi-hegy kvarctelérének komplex geológiai vizsgálata. – <i>Complex geological study of the quartz vein of the Ősi Hill, Pákoz.</i>	299
TARI, Gábor, VRŠIČ, Aleš, HUJER, Wolfgang, MEKONNEN, Elias, SCHNEIDER, David A., PÉCSKAY, Zoltán, SZEPESI, János: Preliminary analysis of Lower Cretaceous metadolerites drilled in Lower Austria: a tribute to Prof. Csaba SZABÓ. – <i>Alsó-Ausztriában fúrt alsókréta bazalt települések előzetes vizsgálata: tisztelegés SZABÓ Csaba professzor munkássága előtt.</i>	307
PATKÓ, Levente, KUSLITS, Lukács, CZIROK, Lili, LIPTAI, Nóra: Cluster analysis on a suite of upper mantle xenoliths from the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin). – <i>Klaszteranalízis a Nógrád–Gömör Vulkáni Területről (észak Pannon-medence) származó felsőkőpeny xenolit sorozaton.</i>	329
HARANGI Szabolcs: A magmás petrográfia megszületésétől a kvantitatív közettani kutatásig – tisztelegés SZABÓ Csaba munkássága előtt. – <i>From the birth of the igneous petrography to the quantitative petrology – A tribute to Csaba SZABÓ's scientific and teaching work.</i>	347
MORORÓ, Emanuel A. A., BERKESI, Márta, TSAY, Alexandra, GUZMICS, Tibor: Formation of peralkaline rhyolite in the East African Rift System: the role of assimilation – a tribute to the career of Csaba SZABÓ. – <i>Az asszimiláció szerepe peralkáli riolitok kialakulásában a Kelet-afrikai-árokrendszerben – tisztelegés SZABÓ Csaba szakmai pályája előtt.</i>	365
<b>Hírek, ismertetések</b> (összeállította: Piros Olga)	383

*Első borító: A Kilimandzsáró esti fényben (PAL Máté felvétele)*

*Hátó borító: Kalcittal cementált kataklázisos nyírási zóna vékonycsiszolatos mikroszkópos felvétele a Szombathely-II fúrásból (lásd Sprányitz et al., ebben a számban). (Aleš Vršič felvétele)*

**Budapest, 2024**

**ISSN 0015-542X**

## Rövidített útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

**Kérjük olvassa el részletes útmutatónkat a [www.foldtanikozlony.hu](http://www.foldtanikozlony.hu) weboldalon.**

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

**A kéziratot bírálatra pdf formátumban, egyetlen fájlként 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 ([piros.olga@mbfsz.gov.hu](mailto:piros.olga@mbfsz.gov.hu)) vagy a főszerkesztőhöz ([sztano.orsolya@gmail.com](mailto:sztano.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. Vitákat 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 törrő, 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) Targyszavak (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 ismétlése nélkül.

**j) Köszönetnyilvánítás**

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

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

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

### FORMAI KÖVETELMÉNYEK

Értekezés, szemle maximális összesített **terjedelme** 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla együttesen). Ezt meghaladó tanulmány csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségeinek 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 GALÁCS & 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 kifírását. 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. & KOVÁCS, 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 Tisza 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 sziliklasztos 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 tükörméretben (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 színes ábrák, fotótáblák nyomtatási költségeit a szerzőknek kell fedezniük. Ha a költséget a szerzők nem tudják vállalni, már benyújtáskor szürkeárnyalatos illusztrációkat használnak.

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 bírálókat 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 lektoraiak 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 korrekktúrálás. Különlönyomatokat még külön költséggért sem tudunk biztosítani.

## SZABÓ Csaba köszöntése a munkássága előtt tisztelgő *Földtani Közlöny*-kötet megjelenése alkalmából

A kőzettan, a geokémia és a környezettudomány szakterületein tevékenykedő hazai, de bátran kijelenthetjük, nemzetközi szakmai közösség kiemelkedő alakja SZABÓ Csaba, akinek kiválósága előtt e kötet tiszteletét szeretné kifejezni.

Csaba egyedülálló oktató, kutató és petrográfus. Munkái jelentős tudományos értéket képviselnek elsősorban a mélylitoszférában mozgó és kölcsönható fluidumok és olvadékok geokémiai viselkedése, a mélylitoszféra lemeztektonikai kapcsolata, valamint számos környezetgeokémiai kérdés tekintetében. Munkásságának innovatív értéke, továbbá közvetlen és közvetett társadalmi hatása megkérdőjelezhetetlen. Hatékonyan integrálja a különböző tudományágak megközelítéseit és módszertanát geológiai és környezettudományi kérdések megválaszolására, sikeresen ötvözve az analitikai és elméleti módszereket.

SZABÓ Csaba a tudományos oktatás területén is kiemelkedő módon járul hozzá a hallgatók és kutatók mentorálásához, ami mind a hazai, mind nemzetközi szinten érzékelteti hatását. Volt hallgatóinak döntő többsége szakterületük kiválóságává vált az USA-tól Európán át Ausztráliáig, és a mai napig aktív szakmai kapcsolatban vannak volt professzorukkal. Csaba az Amerikai Egyesült Államokból hazatérve 1998-ban alapította meg a ma már nemzetközi porondon is elismert szakmai műhelyt, a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumot. A labor, vagy ahogy mindenki hívja, az LRG mindig is híres volt a mentoráltak nagy számáról a BSc szinttől a PhD fokozatszerzésig. Témavezetésével több mint 50 TDK- és OTDK-nyertes



Szigliget, 2008. SZABÓ Csaba (bal oldalon hátul áll) az EURISPET résztvevőivel (fotó: FALL András)

dolgozat, 33 földtudományi/környezettudományi BSc, 60 MSc, illetve osztatlan képzésben végzett geológus diploma, valamint 30 PhD-disszertáció talált gazdára. Nekem is volt szerencsém mindezt személyesen átélni, amit szakmai pályafutásom legfontosabb hatásának tartok a mai napig.

Huszonkét évvel ezelőtt úgy adódott, hogy az egyetemi (geológus) tanulmányaim elkezdéséhez szükséges szóbeli vizsgán SZABÓ Csaba volt az egyik kérdező. Nem is sejtettem, milyen kivételes személyiséggel ülök szemben. A felvételt követően, harmadéves koromban kezdtem az általa oktatott Geokémia-kurzusra járni. Felejthetetlenek maradtak számomra azok az órák, amelyeket ő oktatott. Korántsem egy frontális pedagógiáról beszélhetünk, hanem az akkor még úttörőnek számító interaktív és a szókratészi ironia retorikai eszközeit alkalmazó, vegyes kurzusvezetést tapasztaltuk. Csaba a kérdéseivel tanított minket úgy, hogy ne csak a száraz adatokat ismerjük meg, hanem a kritikus szakmai gondolkodás képessége mellett a kérdés megválaszolásának vágyát is belénk oltotta anélkül, hogy ebből bármit is tudatosan észrevettünk volna. Ezzel alapozta meg bennünk a kutatói hozzáállást. Talán senkit nem lepek meg azzal, hogy rövid idő múlva Csabához fordultam témavezetésért.

Az LRG-be 2005-ben csatlakozva pezsgő szakmai élettel találkozhattam, aminek alfája és omegája természetesen Csaba volt. Akkoriban döntően a xenolit-, a fluidum- és az olvadékkutatás állt a kutatások középpontjában. Csaba a köpeny-zárványok Pannon-medence léptékű begyűjtésén és azok legkorszerűbb technikákkal való feldolgozásán, valamint a mélylitoszféra olvadék- és fluidumzárvány-vizsgálatainak hazai meghonosításán tevékenykedett mindennap (a hétvégét is beleértve) a hajnali óráktól az éjszaka közepéig. Korai LRG-s éveimben TÖRÖK Kálmán is az LRG-ben dolgozott, és kiváló hallgatókból álló csoportot vezetett az alsókéreg-kutatás égisze alatt. Később Csaba jelentősen bevonódott, sőt kezdeményezőjévé vált a környezetgeokémiai aspektusú kutatásoknak, ezáltal „hard rock” kutatásainak frontvonalát mellett új színekkel bővült a labor közettani és geokémiai kutatási palettája: így szélesedett a profil radonkutatásra és az urbán geokémiára.

Az LRG közössége a magas színvonalú kutatás mellett egy olyan összetartó csapatot alkotott, ahol a legtermészetesebb volt az, hogy mindenki segít a másiknak. E köszöntő megírása arra sarkallt, hogy összegezzem, volt hallgatóként mit köszönhetek/köszönhetünk Csabának. 1) Nincs kompromisszum szakmai kérdésekben, mindig a lehető legmagasabb belső szakmai mércével kell kutatási céljainkat elérni. 2) Nagy munkabírársra szoktatás. Mi, hallgatók nem tudunk elég korán érkezni vagy elég későn távozni, hogy Csabát ne az LRG-ben találjuk. Csaba az állhatatos munkavégzést önmaga példáján szolgáltatta a hallgatóknak, amelynek tehát természetes folyamánya volt, hogy a hallgatók is ezt vegyék érvényesnek magukra nézve. 3) Innovatív gondolkodás – társulva az állandó műszerfejlesztési törekvéssel. 4) A szakma iránti lelkesedés hallgatókba való átoltása. A legkisebbnek tűnő eredmények, a hallgatók első szárnypróbálgatásaiból eredő bármilyen tudományos előrelépések Csabából olyan lelkesedést váltottak ki, hogy legtöbbször még a bátortalanok és bizonytalanok is előbb-utóbb fontosnak érezték a rájuk bízott szakmai probléma megválaszolásának felelősségét. 5) A közösségélmény és az együttműködésekre való nevelés. Az LRG korábbi és jelenlegi tagjai egy olyan platformot alkotnak, amelyben Csaba a kohéziós erő, az alábbi ismert gondolatot vezérlő elvként követve: „Ha gyorsan akarsz menni, menj egyedül! Ha messzire akarsz jutni, menj együtt másokkal!” 6) A hallgatókat minél hamarabb megismertetni a hazai és nemzetközi szakmai karrier elősegítésének lehetőségeivel: pályázatokban való részvétel (például OTKA, TÁMOP, GINOP), nemzetközi és hazai konferencia-részvétel, konferenciaszervezés (például ECROFI XVII), külföldi laborlátogatások – számos PhD és poszt-doktori kutatási lehetőség külföldi egyetemeken és kutatóintézetekben. Itt külön kiemelném az Európai Unió támogatásával létrejött EURISPET (<https://cordis.europa.eu/project/id/46048/reporting>) szemináriumokban való részvételt, ahol kiemelt reputációjú intézetek mellett Csaba részvételével Budapest – azaz az Eötvös Loránd Tudományegyetem – is bekapcsolódott a közettan nemzetközi vérkeringésébe a PhD-hallgatói továbbképzéseket illetően. A szeminárium eredményességét az azóta szenior kutatókká váló egykori résztvevők nagyszámú sikeres együttműködése jelzi, amelyben a magyarországi résztvevők is rendre fontos szerepet kapnak. Végül, de nem utolsósorban felsorolni is szinte lehetetlen Csaba nemzetközi együttműködő partnereit, akik számos esetben az ő szárnyai alól felnövő hallgatók PhD-, illetve poszt-doktori kutatásait tették lehetővé. Álljon itt egy teljesség nélküli lista: Robert J. BODNAR (USA), Bernardo CESARE, Benedetto DE VIVO (Olaszország), Carlos GARRIDO (Spanyolország), Jean DUBESSY és Virgil ROUCHON (Franciaország), YANG Kyounghee (Dél-Korea), Victor SARIGIN (Oroszország).

Kedves Csaba! Fogadd tőlünk e kötetet tiszteletünk és hálánk kifejezéséért! Kívánunk további szakmai sikereket, jó egészséget és – ahogy te szoktad mondani – további jó zúzást!

Köszönünk mindent!

BERKESI Márta

## K-feldspar – H<sub>2</sub> interaction in the context of underground hydrogen storage

GELENCSEÉR, Orsolya<sup>1,2,3,\*</sup>, SZABÓ-KRAUSZ, Zsuzsanna<sup>1</sup>, NÉMETH, Tibor<sup>4,5</sup>, ÁRVAI, Csaba<sup>6</sup>, MIKA, László Tamás<sup>6</sup>, KÓVÁGÓ, Ákos<sup>1,7</sup>, BREITNER, Dániel<sup>8</sup>, TÓTH, Péter<sup>3</sup>, FALUS, György<sup>1,9</sup>

<sup>1</sup>ELTE Eötvös Loránd University, Institute of Geography and Earth Sciences, Department of Petrology and Geochemistry, Lithosphere Fluid Research Lab; <sup>2</sup>Doctoral School of Environmental Sciences, Faculty of Science, ELTE Eötvös Loránd University; <sup>3</sup>O&GD Central Ltd. Budapest; <sup>4</sup>Department of Meteorology, University of Pécs; <sup>5</sup>ELTE Eötvös Loránd University, Institute of Geography and Earth Sciences, Department of Mineralogy; <sup>6</sup>Department of Chemical and Environmental Process Engineering, Faculty of Chemical Technology and Biotechnology, Budapest University of Technology and Economics; <sup>7</sup>HUN-REN Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron; <sup>8</sup>Green Ventures Ltd. Budapest; <sup>9</sup>Supervisory Authority for Regulatory Affairs, Budapest, Hungary

\*Corresponding author: gecso@staff.elte.hu

### Káliföldpát – hidrogén kölcsönhatás a felszín alatti hidrogéntárolás összefüggésében

#### Összefoglalás

A geológiai rezervoárok, beleértve a homokkőtesteket, meghatározó szerepet kaphatnak a felszín alatti hidrogéntárolásban. Ennek megvalósításához szükség van a kőzet pórussterében a hidrogéninjektálás hatására végbemenő kémiai reakciók megismerésére is. A földpátok gyakori kőzetalkotók, és a pH változására könnyen mállanak. Tanulmányunkban áztatásos kísérletekkel és geokémiai modellezéssel vizsgáltuk a nagy nyomású hidrogén K-földpátra gyakorolt geokémiai hatását felszín alatti tároló körülmények között (100 bar, 105 °C). Az áztatásos kísérletekben az oldatot mintázva követjük a káliföldpát oldódását. A kísérleti adatok alapján a káliföldpát – víz – hidrogén rendszerben kismértékű eltérést tapasztaltunk a referenciakísérlethez képest, amelyekben inert nitrogént használtunk. A hidrogén hatására kezdetben intenzívebb K- és Na-oldódást tapasztaltunk, míg az Al és Si átlagosan kevesebb a referenciakísérletekhez képest. A kinetikus PHREEQC-modellek a káliföldpát hasonló mértékű oldódását mutatják mindkét rendszerben. Összességében elmondható, hogy a káliföldpát nem különösebben reaktív hidrogén jelenlétében. Mindazonáltal a rezervoár körülményeken végzett kísérletek és a végbemenő reakciók modellezése egyértelmű előrelépés a változatos ásványokból álló üledékes rezervoár kőzetek hidrogéntárolási képességének megismerésében.

*Tárgyszavak: káliföldpát, felszín alatti hidrogéntárolás, geokémiai modellezés, áztatásos kísérlet*

#### Abstract

Geologic reservoirs, including sandstones, can serve as sites for underground hydrogen storage (UHS). However, for a successful commercial application, a more detailed knowledge of the rock–pore–water–hydrogen gas (H<sub>2</sub>) systems is necessary. In this combined experimental–modeling study, the geochemical impact of H<sub>2</sub> on K-feldspar was investigated. Static batch reactor experiments were conducted under pressure and temperature conditions of potential UHS to track the effect of H<sub>2</sub> on K-feldspar. The experimental data show a negligible reactivity of K-feldspar. The kinetic PHREEQC model predicts the dissolution of K-feldspar to a similar extent as suggested by the experimental observations. Findings of this study show that the K-feldspar–H<sub>2</sub> interaction is marginal. The results mark clear progress in understanding the chemical changes in polymineralic reservoir rock matrix during hydrogen injection processes.

*Keywords: K-feldspar, underground hydrogen storage, geochemical modeling, batch experiment*

### Introduction

There is growing interest within the energy industry in utilizing subsurface porous media stemming from various factors, including the need for efficient storage of energy resources (e.g., natural gas, compressed air, and hydrogen). Additionally, advancements in technology, such as the de-

velopment of geothermal energy systems, CO<sub>2</sub> capture and storage (CCS), enhanced oil recovery (EOR) techniques have further fueled interest in understanding and utilizing subsurface porous media for various energy-related purposes. Hydrogen storage as well as CCS and nuclear waste disposal are imminent technologies that are still facing the challenge of unpredicted rock–water–gas interactions in

porous media. Geologic storage of resources, including H<sub>2</sub>, can be successful only if the geochemical and microbial interactions between injected gas, host-rock and formation brines are adequately understood (YEKTA et al. 2018, HEINEMANN et al. 2021, AL-YASERI et al. 2023). In geologic formations, the feldspar group minerals have drawn the attention of applied geochemical studies as feldspars are common minerals that are found both in porous sandstone formations and clay caprocks (YUAN et al. 2019, ZIVAR et al. 2021).

Feldspars are substantial constituents of the Earth's crust (CHARDON et al. 2006) and are widely distributed on other planetary bodies of the inner Solar System (BEHRENS 2021). Their high abundance on the Earth is due to their wide range of stability and various ways of their formation (e.g., magmatic, volcanic, hydrothermal) (CHARDON et al. 2006). Chemical weathering of feldspars influences the groundwater flow and chemistry as their dissolution and precipitation can affect the porosity and permeability of aquifers (WELCH & ULLMAN 1996). Surface reactions of feldspars are of particular importance in soil development (LIU et al. 2017, MANNING et al. 2017) and can have effects on global climate change by buffering atmospheric CO<sub>2</sub> (BERNER 1995). They also have economic importance since feldspar is used in the construction industry (glass and ceramic products, cements) for its alumina and alkali content (FUERTES et al. 2022).

The feldspar group of silicate minerals is characterized by three-dimensional framework structure, which is able to accommodate K, Na, Ca in AlO<sub>4</sub> and SiO<sub>4</sub> tetrahedral network (RIBBE 1994). Feldspars not only rank as the most abundant minerals in the Earth's crust, but also exhibit a wide range of structural variations, which can be observed in rocks with diverse cooling histories (BENISEK et al. 2004). The major elements in feldspars can be expressed as mineral series with three endmembers – KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (K-feldspar) – NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (albite) – CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> (anorthite). Solid solutions between K and Na endmembers exist, similarly between Na and Ca, however it is very limited between K and Ca (PUTNIS 1992, FUERTES et al. 2022).

In this paper, we investigate feldspar alteration in the context of subsurface hydrogen storage using the knowledge of previously collected extensive feldspar-related geochemical studies and applying the approach used for an earlier investigation of calcite reactivity under geologic storage conditions (GELENCSÊR et al. 2023). The study of rock-forming mineral reactivity in the context of hydrogen storage is a constantly evolving field of applied geochemistry. Experiments are necessary to reproduce mineral–H<sub>2</sub> interactions in aqueous media, although they carry the disadvantage of representing limited time and space. Geochemical models are widely used in geochemistry to simulate chemical reactions that occur in natural reservoirs, such as gas storage in geological formations. The simultaneous application of experimental and modeling work is one of the most efficient ways to predict the possible effects of mineral–H<sub>2</sub> interactions under reservoir conditions.

## Materials and methods

### Starting material

A homogenous feldspar, provided by the Eötvös Museum of Natural History, Eötvös Loránd University (ID: BE40767) was used as the substrate of the experimental study. The purity of the feldspar sample was verified by optical and scanning electron microscopy (lack of perthite, rarity of fluid and solid inclusions) and X-ray powder diffraction. The chemical composition was determined by chemical analysis. For the experiments, the feldspar was crushed and powdered, and grains were selected with a particle size between 100 and 200 µm by the use of wet sieving. The powder with corresponding grain size was cleaned ultrasonically in distilled water, then it was dried and handpicked to remove any impurities before the experiments.

Thin sections of the sieved feldspar grains were prepared for physical (optical) and chemical analyses. They were also coated with carbon for scanning electron microscopic investigation. A feldspar sample was also prepared for X-ray powder diffraction analysis.

The liquid samples of experiments were filtered through a 0.2 µm syringe filter and were mixed with ca. 5 mL of 1 wt.% HNO<sub>3</sub> solution. The sealed samples were stored in scintillation vials until subsequent analysis.

Optical microscopy was applied on the prepared thin sections to observe differences between treated and untreated K-feldspar grains. For this purpose, stereo (Nikon® SMZ 800) and polarized microscopes (Nikon® Eclipse E600POL) were used in the Lithosphere Fluid Research Lab (LRG), Eötvös Loránd University (ELTE), Budapest.

X-ray powder diffraction (XRPD) measurements were performed on a powdered sample at the Department of Mineralogy (Eötvös University), using a Siemens D5000 diffractometer, for structural determination of the mineral. The instrument was operated with the following conditions: 45 kV, 35 mA, Cu K $\alpha$ -radiation, graphite monochromator, 0.05° 2 $\theta$  step size, 2 sec detection time.

To obtain the major elemental composition of the K-feldspar, a Hitachi TM4000Plus scanning electron microscope equipped with Oxford AZtec One 30mm<sup>2</sup> SDD energy dispersive spectrometer (SEM-EDX) was used at the Center for Research and Industrial Relations, ELTE, Budapest. The accelerating voltage was set at 15 kV and the beam current was 200 pA.

### Experimental procedure

Two types of experiments were conducted:

Type-1: The K-feldspar–H<sub>2</sub>O–H<sub>2</sub> batch experiments were performed in 160 mL Hastelloy Steel High-pressure Parr® reactors. The experimental procedure followed the description of GELENCSÊR et al. (2023) as 2 g cleaned mineral, and 70 mL of distilled water were placed into the reactor followed by its pressurization up to 80 bar for both H<sub>2</sub> and N<sub>2</sub> containing experiments. The reaction mixture was then

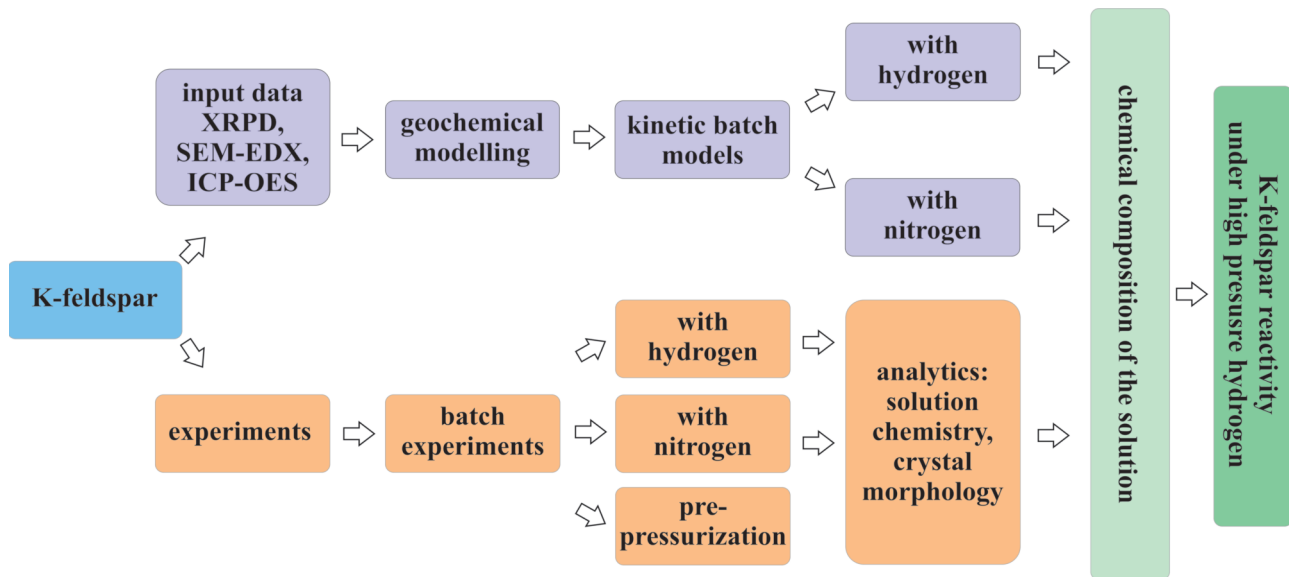


Figure 1. The flowchart of the investigation of K-feldspar–H<sub>2</sub> interaction in this study

1. ábra. A K-földpát–H<sub>2</sub> kölcsönhatás vizsgálatának elvi ábrája

heated up to 105 °C and the total system pressure was set to 100 bar. Stirring was continuous with an RPM of 345 min<sup>-1</sup> during the experiments. At certain reaction times (3, 24, 78 hours), ca. 2 mL of liquid samples were taken via a dip tube for off-line analysis to detect the changes of K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Si<sup>4+</sup>, Al<sup>3+</sup> ion concentrations in the solutions.

Type-2: The same amount of mineral and water was mixed in the reactor vessel for 10 minutes under ambient temperature and pressure conditions to study the fast kinetic processes of mineral dissolution. Since the mixture of Type-1 (mineral and distilled water) spends ca. 10 minutes under room temperature and pressure before pressurization and heating to the reservoir parameters, this experiment was carried out to track the effect of immersion similarly to STILLINGS et al. (1995). The initial pH and chemical composition of the solution was measured. Thus, the same amount of mineral and water as the Type-1 setup were mixed in the open reactor for 10 minutes. Then the solution was measured and sampled for pH and chemical analysis, respectively. The concentrations obtained from this pre-pressurization experiment served as input data of the geochemical models described below.

For chemical composition analysis of the solution samples, a HORIBA Jobin Yvon® ULTIMA 2C inductively coupled plasma - optical emission spectrometer (ICP-OES) was used at the Supervisory Authority for Regulatory Affairs. The measured concentration values are given as mg/L. The relative error (10%, 20% and 50%) of the concentrations is dependent on the concentration range, with higher errors at concentrations closer to the detection limit.

### Geochemical modeling

#### Modeling concept

Geochemical modeling was carried out using the PHREEQC ver. 3 geochemical software (PARKHURST & APPELO 2013) designed for simulating geochemical reac-

tions in aqueous media. The software integrates thermodynamic equilibrium and kinetic reactions for gas-water-rock interactions. Kinetic dissolution and precipitation equations of mineral phases have been defined similarly to earlier works of the authors (SZABÓ et al. 2016, 2018). This modeling methodology is primarily based on a USGS report of PALANDRI & KHARAKA (2014).

The thermodynamic data file *phreeqc.dat* was used for the gas-water-mineral reactions at subsurface reservoir temperature and pressure. With input solution composition using the chemical results of the pre-pressurization experiment, kinetic models were run to follow the K-feldspar dissolution in water at 105 °C and 100 bar H<sub>2</sub> similar to experimental conditions (Figure 1). The time steps were set for every eight hours from zero to 72 hours in accordance with the sampling times of the experiments.

#### Model input data

The initial solution compositions and pH used in the models of this study were obtained from the Type-2 experiments. The mixture of K-feldspar and distilled water under room temperature and pressure conditions was sampled for analysis by ICP-OES in order to determine the initial ion concentrations in distilled water before the heating and pressurization experiments. The input solution concentrations of the model are summarized in Table I.

Three minerals were defined in the models. The K-feldspar used as experimental substrate was defined as a mixture of sanidine (KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) and albite (NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) in a ratio of 87:13, following the results of SEM-EDX measurement. Furthermore, gibbsite (Al(OH)<sub>3</sub>) was selected as secondary mineral phase, which may precipitate during the experiments (Table II). Specific surface area values of the minerals were manually adjusted based on the data of GAO et al. (2017) and NEBELUNG & BRENDLER (2010) for the feldspar, and BÉNÉZETH et al. (2008) for gibbsite.

**Table I.** Initial temperature, pH and solution composition of the kinetic models that were obtained from pre-pressurization experiments

**I. táblázat.** A modellekben definiált oldat bemenő paramétereit (hőmérséklet, pH és a kémiai összetétel), amelyek a rövid, nyomás alá helyezés előtti kísérlet oldatösszetétele alapján lettek meghatározva

Temperature (°C)	105
pH	6.6
K (mg/L)	1.13
Na (mg/L)	0.06
Al (mg/L)	0.03

## Results

### Chemical and structural observations on K-feldspar used in experiments

The powdered K-feldspar grains (100–200 μm in size) show uniform extinction and birefringence under optical microscope. Similar homogeneity was observed in SEM backscattered images. The mineral composition, obtained by EDX measurements, revealed 87% K-feldspar and 13% albite average composition (Figure 2). Since no sign of perthite was observed, and no albite was identified by XRPD, the K-feldspar is interpreted to have formed at elevated temperatures, and at relatively rapid cooling rates. According to the best fit to the XRPD pattern and the chemical data, the K-feldspar is a C2/m high temperature disordered sanidine.

### Experimental results

The changes in solution composition during the experiments dominantly indicate continuous dissolution of the K-feldspar grains (Figure 3). The solution aliquots collected

**Table II.** Equilibrium constants, specific surface area (m<sup>2</sup>/g) of minerals, and relevant chemical reactions used in the geochemical models of this study

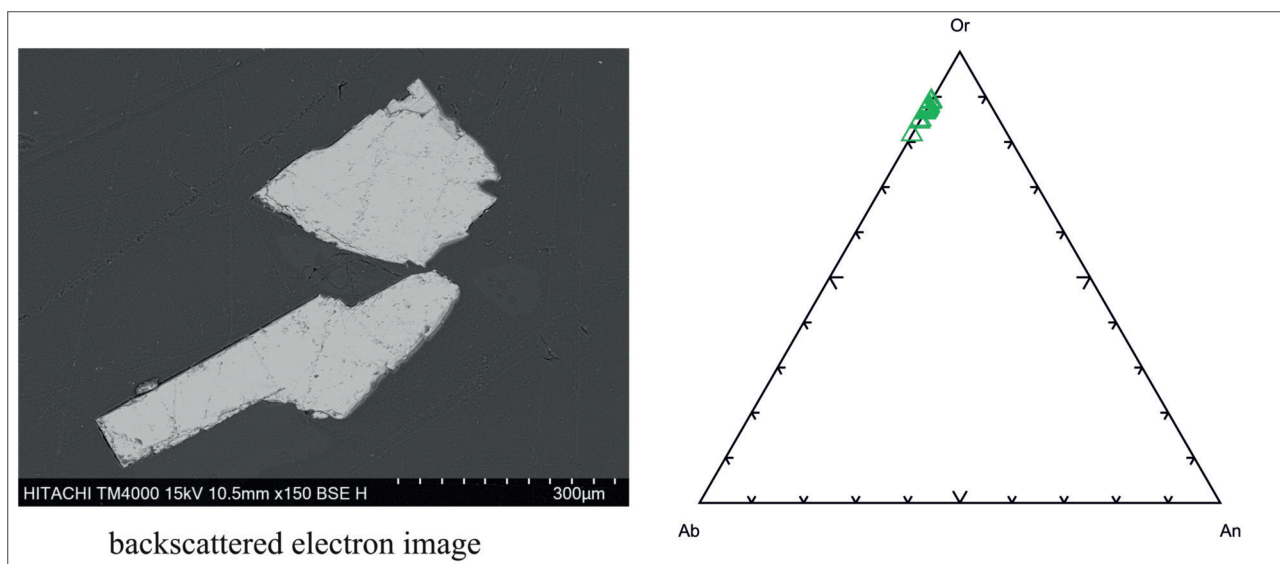
**II. táblázat.** A modellezésben használt ásványok listája, azok fajlagos felülete (m<sup>2</sup>/g) és egyensúlyi állandóik

Mineral Phase	Reaction	SSA	Log K
K-feldspar	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 8 \text{H}_2\text{O} = \text{K}^+ + \text{Al}(\text{OH})_4^- + 3 \text{H}_4\text{SiO}_4$	0.09	-20.57
Albite	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 8 \text{H}_2\text{O} = \text{Na}^+ + \text{Al}(\text{OH})_4^- + 3 \text{H}_4\text{SiO}_4$	0.15	-18.00
Gibbsite	$\text{Al}(\text{OH})_3 + 3 \text{H}^+ = \text{Al}^{3+} + 3 \text{H}_2\text{O}$	1	5.80

after 3 h show variations in K concentration from 0.6 to 6.9 mg/L and from 0.7 to 1.4 mg/L in H<sub>2</sub>- and N<sub>2</sub>-treated runs, respectively. The K<sup>+</sup> content of solutions after 76 hours of H<sub>2</sub> exposure varies from 1.77 to 10.68 mg/L with an average of 6.2 mg/L while it ranges between 1.77 and 8.12 mg/L with an average of 4.8 mg/L in the N<sub>2</sub> experiments. The concentration changes show a slight but consistent increase in the measured ions throughout most of the experiments. The average concentration of K<sup>+</sup> and Na<sup>+</sup> is higher in the H<sub>2</sub>-treated samples while the average Si<sup>4+</sup> and Al<sup>3+</sup> are higher in N<sub>2</sub> treated sample solutions (Table III). Some precipitates were observed by optical microscopy on the surface of the K-feldspar grains in both the H<sub>2</sub> and N<sub>2</sub> experiments. These precipitates can be characterized as rectangular translucent grains ranging from 1 to 5 μm in size.

### Geochemical modeling results

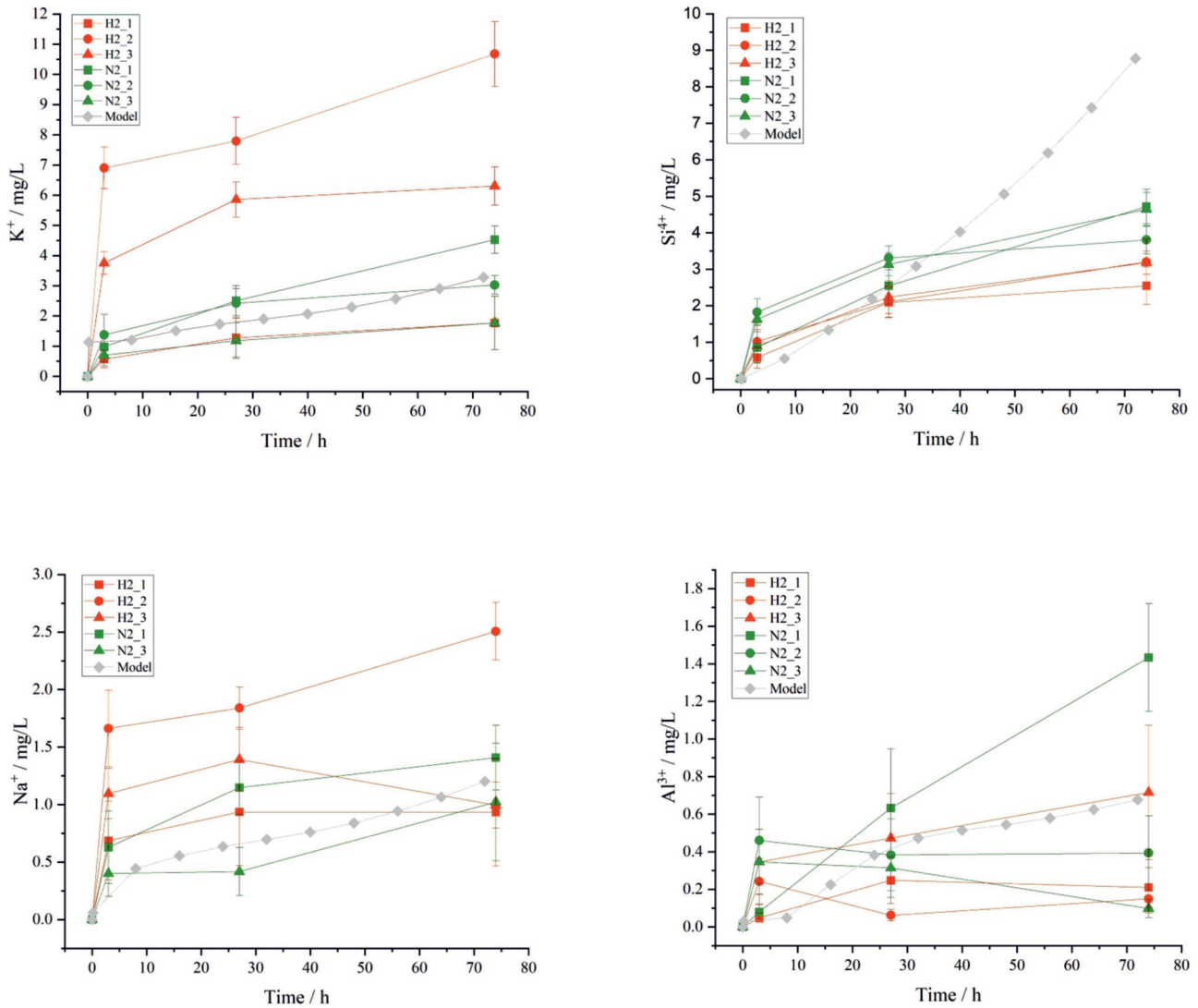
The model predicts very similar K-feldspar dissolution paths under both H<sub>2</sub> and N<sub>2</sub> pressure. After 72 h, the modeled K<sup>+</sup> concentration in solution reaches 3.2 mg/L with a steep slope (Figure 3, Table IV). The concentration of Si rises the steepest among the tested ions. Overall the N<sub>2</sub>-run resulted in increased concentrations of all investigated elements (K, Na, Si, Al) compared to the H<sub>2</sub>-run. The maximum difference (2.3 mg/L) appears at the end of the runs



**Figure 2.** Backscattered electron image and chemical composition of K-feldspar used in experiments. The result of EDS measurements gives a range between Ab<sub>11</sub>-Ab<sub>18</sub> content with an average of Ab<sub>13</sub>

**2. ábra.** A kísérletben használt kálföldpát kémiai összetétele energiadiszperzív spektrometriai elemzések alapján. A kálföldpát albitkomponense Ab<sub>11</sub>-Ab<sub>18</sub> között változik, átlagosan Ab<sub>13</sub>

## Ion concentrations in the solution



**Figure 3.** Changes in various ion concentrations ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ) in experiments and in kinetic models  
 3. *ábra.* A különböző ionok koncentrációjának ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ) változása a kísérletekben és a modellekben

and in the Si concentration (Table IV). The model estimates 0.01 wt.% gibbsite precipitation after 72 hours.

### Discussion

#### *Discussion of experimental and modeling results*

A wealth of data gained from experimental, theoretical, and case studies about the mechanisms of feldspar dissolution (e.g., WOLLAST & CHOU 1992, STILLINGS & BRANTLEY 1995), processes and kinetics (WOLLAST 1967), organic and inorganic reaction paths (CAROTHERS & KHARAKA 1978), have provided a solid base for understanding rock-water interactions (YUAN et al. 2019). However, there is a lack of experimental study about K-feldspar dissolution that are relevant for the pressure and temperature conditions of subsurface hydrogen storage. HEINRICH et al. (1978) carried out mineral- $H_2$  reactions with

silicates, including feldspars, which resulted in the removal of contaminating Fe from the crystal structure. However, since they did not use water in their experiments, their findings are less applicable to underground hydrogen storage studies.

Our results show higher concentrations of K and Na in the fluid samples of the  $H_2$ -treated experiments in comparison with the  $N_2$ -bearing reference experiments where Si and Al have more elevated concentrations. Kinetic studies have demonstrated that the rate of dissolution of feldspars is promoted by hydrogen ions, and the rate of the dissolution increases as the hydrogen ion concentration increases (e.g., WOLLAST 1967, SHOTYK & NESBITT 1992).

The ICP-OES results indicate a subtle increase in K and Na dissolution induced by  $H_2$ , compared to the outcomes of  $N_2$  experiments (Figure 3). Since some precipitates were detected on the samples, a recrystallization process is expected, producing an Al-bearing phase. These results are consistent with those of solution analysis (Figure 3) and in-

**Table III.** ICP-OES results on solution compositions of experiments with H<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>. The results are grouped by elements and concentrations with error (+/-) given in mg/L. The sampling times are given in hours measured from the beginning of the experiments

**III. táblázat.** A kísérletek során vett oldatminták kémiai összetétele az ICP-OES-mérések alapján. Az elemek koncentrációja és a mérési relatív hiba mg/L-ben, míg a kísérlet indításától számított mintázási idő órában van megadva

Element	Time	H2_1	H2_1 (+/-)	H2_2	H2_2 (+/-)	H2_3	H2_3 (+/-)	N2_1	N2_1 (+/-)	N2_2	N2_2 (+/-)	N2_3	N2_3 (+/-)
K	3	0.57	0.28	6.90	0.69	3.75	0.38	0.97	0.49	1.37	0.69	0.70	0.35
	27	1.28	0.64	7.79	0.78	5.85	0.59	2.51	0.50	2.42	0.48	1.18	0.59
	75	1.77	0.88	10.68	1.10	6.30	0.63	4.53	0.45	3.03	0.30	1.77	0.88
Na	3	0.69	0.34	1.66	0.33	1.10	0.22	0.63	0.31	0.78	0.39	0.40	0.20
	27	0.94	0.47	1.84	0.18	1.39	0.28	1.15	0.23	4.35	0.43	0.42	0.21
	75	0.93	0.47	2.51	0.25	1.00	0.20	1.41	0.28	0.88	0.18	1.02	0.51
Si	3	0.58	0.29	1.02	0.51	0.90	0.45	0.86	0.43	1.82	0.36	1.63	0.16
	27	2.09	0.42	2.10	0.42	2.23	0.45	2.55	0.51	3.31	0.33	3.13	0.31
	75	2.55	0.51	3.20	0.64	3.18	0.32	4.72	0.47	3.80	0.38	4.64	0.46
Al	3	0.05	0.02	0.24	0.12	0.35	0.17	0.08	0.04	0.46	0.23	0.35	0.17
	27	0.25	0.12	0.06	0.03	0.47	0.24	0.63	0.32	0.38	0.19	0.31	0.16
	75	0.21	0.11	0.15	0.07	0.72	0.36	1.43	0.29	0.39	0.20	0.10	0.05

dicate that H<sub>2</sub> has limited effect on K-feldspar dissolution compared to the reference (N<sub>2</sub>) experiments at the tested pressures and temperatures.

Moreover, in our experiments non-stoichiometric dissolution of the K-feldspar was observed. The dissolution rate is most likely controlled by the development and evolution of a leached layer, built at the surface of the K-feldspar. Reactants and dissolution products can diffuse through this layer, but as the leached layer grows, the diffusion of the leachable species becomes slower, thus, the dissolution rate is slowing down. This phenomenon was first introduced by CORRENS &

**Table IV.** Variation in ion concentrations (K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Si<sup>4+</sup>, Al<sup>3+</sup>) in mg/L of the solutions of the geochemical models with time (h). Results are shown for both hydrogen and nitrogen modeling

**IV. táblázat.** Elemösszetételek (mg/L) időbeli változásai a geokémiai modellekben – mind hidrogénnel és nitrogénnel

	time	pH	K	Na	Si	Al
Hydrogen	8	7.35	1.21	0.44	0.55	0.05
	16	7.47	1.51	0.55	1.33	0.23
	24	7.51	1.73	0.63	2.18	0.38
	32	7.55	1.90	0.70	3.08	0.47
	40	7.61	2.07	0.76	4.03	0.52
	48	7.68	2.29	0.84	5.06	0.54
	56	7.76	2.57	0.94	6.19	0.58
	64	7.83	2.91	1.06	7.43	0.62
	72	7.89	3.28	1.20	8.78	0.68
Nitrogen	8	7.35	1.31	0.48	0.77	0.10
	16	7.47	1.64	0.60	1.76	0.32
	24	7.51	1.87	0.69	2.81	0.48
	32	7.55	2.08	0.76	3.92	0.57
	40	7.61	2.33	0.85	5.12	0.63
	48	7.68	2.64	0.97	6.42	0.68
	56	7.76	3.03	1.11	7.85	0.75
	64	7.83	3.46	1.27	9.40	0.83
	72	7.89	3.94	1.44	11.08	0.91

VON ENGELHARDT (1938) and described later by several studies (WOLLAST 1967, CHOU & WOLLAST 1984, LASAGA 1984). The so-called “preferential leaching-diffusion controlled mechanism” is characterized by a parabolic curved concentration pattern of Al and Si versus time (Figure 4). However, ZHU (2005) proposed that the crystallites in the K-feldspar powder may have defects produced by grinding, which may result in non-stoichiometric alterations. Furthermore, our conclusions are limited by the fact that the element concentrations, especially that of Na and Al, are close to the detection limit of the used analytical technique.

Based on the experiments the following steps are expected to take place according to OELKERS et al. (2008) and OELKERS & SCHOTT (1995):

1) Relatively rapid exchange of hydrogen and alkali ions near the mineral surface causing elevated K and Na concentrations in H<sub>2</sub>-treated experiments compared to the reference material.

2) Exchange reaction between three hydrogen atoms from the solution with one aluminum atom of the mineral structure, resulting in the breaking of Al-O bonds, coupled with the formation of a rate-controlling Si-rich precursor complex.

3) Hydrolysis of Si-O bonds. The removal of Si still requires the breaking of Si-O bond and thus the overall alkali feldspar dissolution rate is controlled by the decomposition of a silica-rich surface precursor in geochemical systems at far from equilibrium conditions.

#### Comparison of modeling and laboratory observations

The geochemical modeling shows less pronounced variation in ion concentrations (K, Na, Al, Si) between the H<sub>2</sub> and reference runs (Table IV). The modeling predictions for solution concentration curves are close to experimental averages, except in the case of dissolved Si (Figure 3). The models do not consider any retention on the surface of the minerals. Although gibbsite was allowed to precipitate as secondary mineral phase, the layered nature of dissolution mechanism was not considered in the modeling. Therefore, the Si concentration does not reach a plateau, like in the experiments, rather it tends to increase linearly. These discrepancies could originate from the thermodynamic database used in this modeling study. It is known that thermodynamic properties of minerals derived from calorimetric and phase equilibrium experiments rarely predict experimental solubility results accurately (SVERJENSKY et al.

1991). ZHU & LU (2009) concluded that deriving proper rate laws from experiments is still difficult for feldspar-water systems especially to describe the precipitation rates of secondary phases. However, our results seem to be applicable for further more intricate hydrogen storage simulations where bulk rock composition and formation water are considered.

*Relevance of results in underground hydrogen storage and the way forward to more complex systems*

Feldspar alteration can result in various diagenetic mineral assemblages under different physicochemical conditions (YUAN et al. 2019). If a new reactive gas phase (H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>) intrudes into the pore space it can cause further feldspar-related chemical reactions (HENKEL et al. 2014, TUTOLO et al. 2015).

The low-temperature dissolution of natural K-feldspars in aqueous media is extremely slow (LASAGA 1984, LIU & ZHAI 2021). However, the chemical reaction time is sharply shortened (to a few hours or tens of hours) for K-feldspar under extreme hydrothermal conditions (LIU et al. 2015). The effect of H<sub>2</sub> on reservoir rocks containing K-feldspar has already been studied experimentally and these authors concluded that no or abiotic interactions take place with H<sub>2</sub>

(YEKTA et al. 2018, HASSANPOURYOUBAND et al. 2022, FLESCH et al. 2018). However, these experimental studies are based on whole rock samples with complex mineralogical compositions, hence it is difficult to directly apply their conclusions.

K-feldspar promoted illitization in interbedded mudstones by supplying K<sup>+</sup> is also observed in diagenetic environments (YUAN et al. 2019). Considering increased K<sup>+</sup> and Na<sup>+</sup> dissolution compared to N<sub>2</sub>-bearing experiments, it can be assumed that H<sub>2</sub> addition into the solution will decrease the pH and therefore the dissolution of feldspar will be more intense. Accordingly, in the abundance of H<sup>+</sup> ions, the mineral surface reactions can be enhanced. In a polymineralic rock under diagenetic conditions, the K<sup>+</sup> released from feldspar can enter the illite structure thus causing pore clogging. Moreover, the experiments demonstrated that the Al released from the K-feldspar immediately forms a solid phase and does not prefer the solution indicating that Al, dissolved from K-feldspar, is a source of aluminosilicate secondary phases, which can cause further pore clogging. Consequently, the newly forming aluminosilicates can reduce the porosity and permeability of the reservoir. The possible decline of these latter two parameters may adversely affect both the void space and the injectivity of the subsurface storage unit.

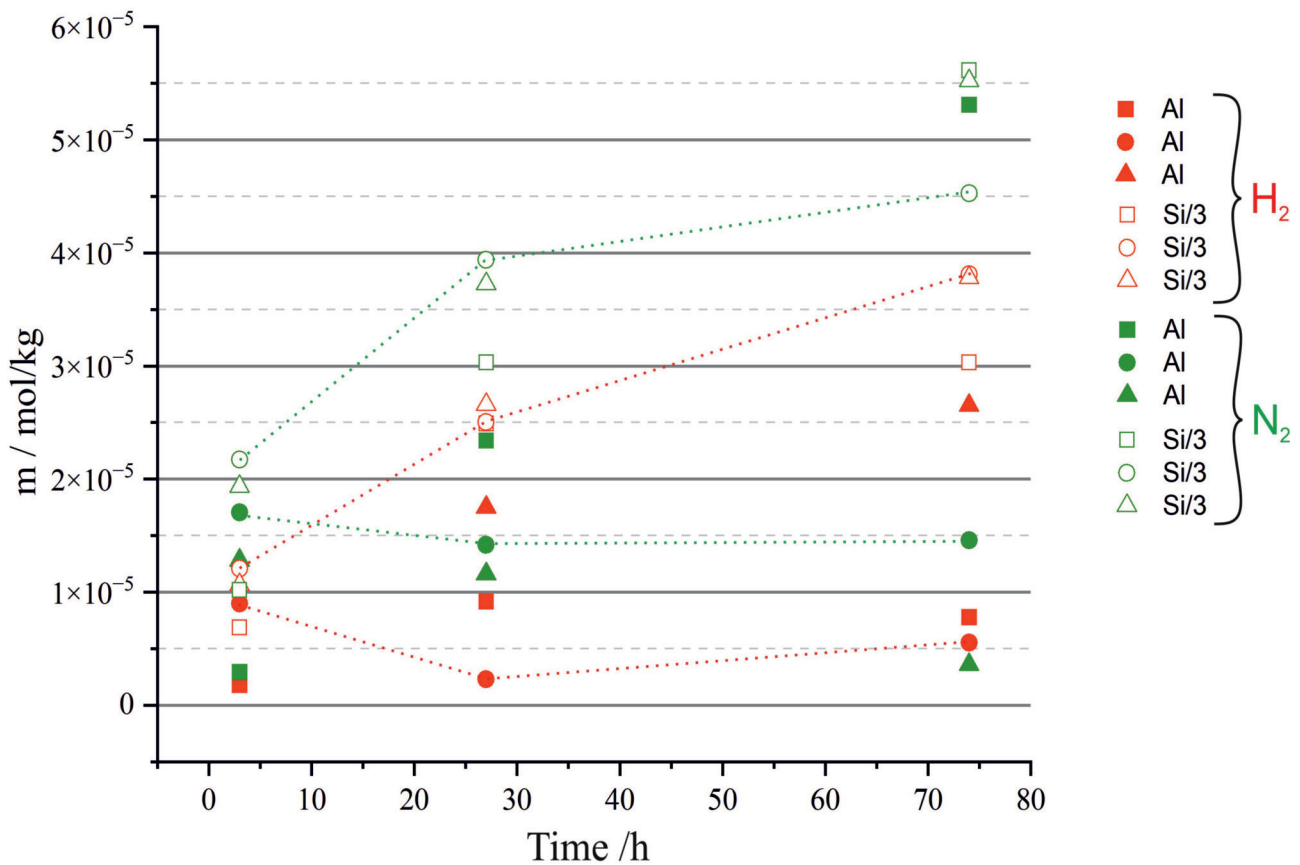


Figure 4. Change in element concentrations (in mol/kg) during experiments. The filled symbols denote Al concentrations, while open symbols show Si/3 concentrations of experiments with H<sub>2</sub> (red) and N<sub>2</sub> (green)

4. ábra. Oldalmintáink alumínium- és szilícium/3-tartalmának (mol/kg) változása a kísérletekben. Teli szimbólumok jelölik az Al-koncentrációt, míg az üresek a Si/3-koncentrációt az egyes kísérletekben

## Conclusion

This combined experimental-modeling study focused on the geochemical impact of hydrogen on K-feldspar under subsurface hydrogen storage conditions (105 °C and 100 bar). Our experimental data show a limited effect of hydrogen on K-feldspar compared to reference experiments with nitrogen. The kinetic PHREEQC model predicts the dissolution of K-feldspar to a similar extent as suggested by the experimental observations. Findings of this study show that the K-feldspar-hydrogen interaction results in an increased release of K and Na and the formation of an Al-bearing mineral phase. In the context of a complex subsurface reservoir environment, the results may suggest that hydrogen injection can slightly increase K-feldspar dissolution, hence supplying ions for secondary mineral precipitation.

It is worth noting that our experiments are oversimplified, while the bulk rock experiments are too short-lived to yield far-reaching conclusions, given the intricate nature of the system. As a next step, the experiments should be made more complex via introducing a new mineral phase or using solution compositions that are more similar to reservoir fluids.

## Acknowledgements

This article is a tribute to Csaba SZABÓ's oeuvre. He taught generations to understand the geochemical processes with a passion which has inspired numerous students to start scientific career, including many of the authors (D. BREITNER, Gy. FALUS, O. GELENCŠÉR, Á. KÓVÁGÓ, Zs. SZABÓ-KRAUSZ). He is not only a great educator, but he has also opened new avenues for scientific exploration which is demonstrated by his pivotal role in paving the way of rock-porewater and-gas interaction studies in Hungary.

We thank the two anonymous reviewers for their helpful comments and suggestions, and Orsolya SZTANÓ for her valuable editorial work.

Project no. 971238 has been implemented with the support provided by the Ministry of Culture and Innovation of Hungary from the National Research, Development and Innovation Fund, financed under the KDP-2020 funding scheme. This work was supported by O&GD Central Ltd., Budapest, Hungary. The Project was partially supported by the Hungarian National Research, Development, and Innovation Office – NKFIH under FK 143197 grant.

## References – Irodalom

- AL-YASERI, A., AL-MUKAINAH, H., YEKEEN, N. & AL-QASIM, A. S. 2023: Experimental investigation of hydrogen-carbonate reactions via computerized tomography: Implications for underground hydrogen storage. – *International Journal of Hydrogen Energy* **48/9**, 3583–3592. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2022.10.148>
- BEHRENS, H. 2021: Hydrogen defects in feldspars: kinetics of D/H isotope exchange and diffusion of hydrogen species in alkali feldspars. – *Physics and Chemistry of Minerals* **48/8**, 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00269-021-01150-w>
- BÉNÉZETH, P., PALMER, D. A. & WESOŁOWSKI, D. J. 2008: Dissolution/precipitation kinetics of boehmite and gibbsite: Application of a pH-relaxation technique to study near-equilibrium rates. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72/10**, 2429–2453. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.02.019>
- BENISEK, A., KROLL, H. & CEMIC, L. 2004: New developments in two-feldspar thermometry. – *American Mineralogist* **89**, 1496–1504. <https://doi.org/10.2138/am-2004-1018>
- BERNER, R. A. 1995: Chemical Weathering and Its Effect on Atmospheric CO<sub>2</sub> and Climate. – In: WHITE, A. F. & BRANTLEY, S. L. (Eds.): *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals* Vol. 31, 565–584, Washington D.C., Mineralogical Society of America. <https://doi.org/10.1515/9781501509650-015>
- CAROTHERS, W. W. & KHARAKA, Y. K. 1978: Aliphatic Acid Anions in Oil-Field Waters – Implications for Origin of Natural Gas. – *AAPG Bulletin* **62/12**, 2441–2453. <https://doi.org/10.1306/C1EA5521-16C9-11D7-8645000102C1865D>
- CHARDON, E. S., LIVENS, F. R. & VAUGHAN, D. J. 2006: Reactions of feldspar surfaces with aqueous solutions. – *Earth-Science Reviews* **78/1–2**, 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.03.002>
- CHOU, L. & WOLLAST, R. 1984: Study of the weathering of albite at room temperature and pressure with a fluidized bed reactor. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48/11**, 2205–2217. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90217-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90217-5)
- CORRENS, C. W. & VON ENGELHARDT, W. 1938: Neue Untersuchungen fiber die Verwitterung. – *Naturwissenschaften* **230**, 137–138. <https://doi.org/10.1007/BF01772798>
- FLESCH, S., PUDLO, D., ALBRECHT, D., JACOB, A. & ENZMANN, F. 2018: Hydrogen underground storage – Petrographic and petrophysical variations in reservoir sandstones from laboratory experiments under simulated reservoir conditions. – *International Journal of Hydrogen Energy* **43/45**, 20822–20835. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2018.09.112>
- FUERTES, V., REINOSA, J. J., FERNÁNDEZ, J. F. & ENRÍQUEZ, E. 2022: Engineered feldspar-based ceramics: A review of their potential in ceramic industry. – *Journal of the European Ceramic Society* **42/2**, 307–326. <https://doi.org/10.1016/j.jeurceramsoc.2021.10.017>
- GAO, X., BI, M., SHI, K., CHAI, Z. & WU, W. 2017: Sorption characteristic of uranium(VI) ion onto K-feldspar. – *Applied Radiation and Isotopes* **128**, 311–317. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2017.07.041>
- GELENCŠÉR, O., ÁRVAI, C., MIKA, L. T., BREITNER, D., LECLAIR, D., SZABÓ, C., FALUS, G. & SZABÓ-KRAUSZ, Z. 2023: Effect of hydrogen on calcite reactivity in sandstone reservoirs: Experimental results compared to geochemical modeling predictions. – *Journal of Energy Storage* **61**, 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.est.2023.106737>
- HASSANPOURYOUBAND, A., ADIE, K., COWEN, T., THAYSEN, E. M., HEINEMANN, N., BUTLER, I. B., WILKINSON, M. & EDLMANN, K. 2022: Geological Hydrogen Storage: Geochemical Reactivity of Hydrogen with Sandstone Reservoirs. – *ACS Energy Letters* **7**, 2203–2210. <https://doi.org/10.1021/acsenerylett.2c01024>
- HEINEMANN, N., ALCALDE, J., MIOCIC, J. M., HANGX, S. J. T., KALLMEYER, J., OSTERTAG-HENNING, C., HASSANPOURYOUBAND, A., THAYSEN, E. M., STROBEL, G. J., SCHMIDT-HATTENBERGER, C., EDLMANN, K., WILKINSON, M., BENTHAM, M., STUART HASZELDINE, R.,

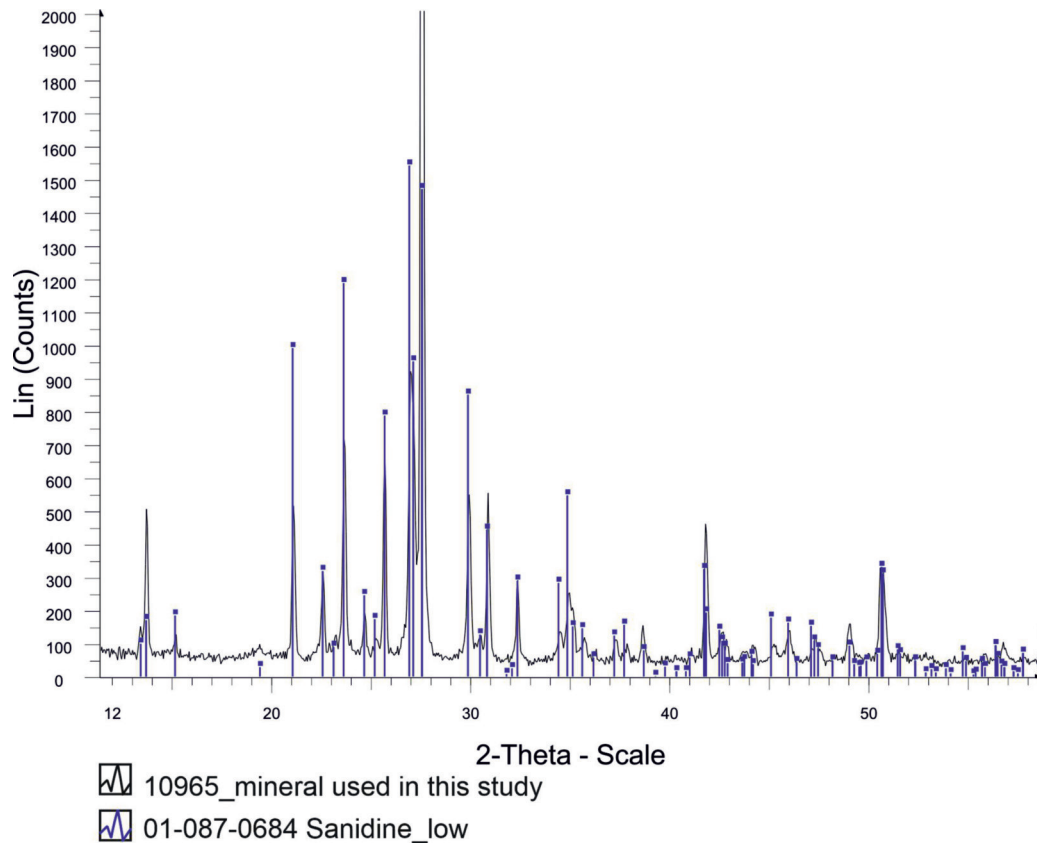
- CARBONELL, R. & RUDLOFF, A. 2021: Enabling large-scale hydrogen storage in porous media—the scientific challenges. – *Energy and Environmental Science* **14/2**, 853–864. <https://doi.org/10.1039/D0EE03536J>
- HEINRICH, E. W., SALOTTI, C. A. & GIARDINI, A. A. 1978: Hydrogen-mineral reactions and their application to the removal of iron from spodumene. – *Energy* **3/3**, 273–279.
- HENKEL, S., PUDLO, D., WERNER, L., ENZMANN, F., REITENBACH, V., ALBRECHT, D., WÜRDEMAN, H., HEISTER, K., GANZER, L. & GAUPP, R. 2014: Mineral reactions in the geological underground induced by H<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> injections. – *Energy Procedia* **63**, 8026–8035.
- LASAGA, A. C. 1984: Chemical Kinetics of Water-Rock Interactions. – *Journal of Geophysical Research* **89/4**, 4009–4025. <https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04009>
- LIU, S. K., HAN, C., LIU, J. M. & LI, H. 2015: Hydrothermal decomposition of potassium feldspar under alkaline condition. – *RSC Advances* **5**, 93301–93309. <https://doi.org/10.1039/C5RA17212H>
- LIU, S., QI, X., HAN, C., LIU, J., SHENG, X., LI, H., LUO, A. & LI, J. 2017: Novel nano-submicron mineral-based soil conditioner for sustainable agricultural development. – *Journal of Cleaner Production* **149**, 896–903. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2017.02.155>
- LIU, S. & ZHAI, Y. 2021: Degree of Al-Si order in K-feldspar and its effect on K-feldspar's dissolution. – *Periodico di Mineralogia* **90/3**, 359–369.
- MANNING, D. A. C., BAPTISTA, J., SANCHEZ LIMON, M. & BRANDT, K. 2017: Testing the ability of plants to access potassium from framework silicate minerals. – *Science of the Total Environment* **574**, 476–481. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.086>
- NEBELUNG, C. & BRENDLER, V. 2010: U(VI) sorption on granite: Prediction and experiments. – *Radiochimica Acta* **98/9–11**, 621–625. <https://doi.org/10.1524/ract.2010.1762>
- OELKERS, E. H. & SCHOTT, J. 1995: Experimental study of anorthite dissolution and the relative mechanism of feldspar hydrolysis. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/24**, 5039–5053. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00326-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00326-6)
- OELKERS, E. H., SCHOTT, J., GAUTHIER, J. M. & HERRERO-RONCAL, T. 2008: An experimental study of the dissolution mechanism and rates of muscovite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72/20**, 4948–4961. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.01.040>
- PALANDRI, J. L. & KHARAKA, Y. K. 2004: A compilation of rate parameters of water-mineral interaction kinetics for application to geochemical modeling. – *USGS Open File Report* **2004–1068**, 71.
- PARKHURST, D. L. & APPELO, C. A. J. 2013: Description of input and examples for PHREEQC version 3: a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. – *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, book 6, chap. A43, 497 p.
- PUTNIS, A. 1992: The crystal structure of minerals – I. – In: PUTNIS, A. (Ed.): *An Introduction to Mineral Sciences*, 121–140, Cambridge: Cambridge University Press.
- RIBBE, P. H. 1994: The Crystal Structures of the Aluminum-Silicate Feldspars. – In: PARSONS, I. (Ed.): *Feldspars and their Reactions*, NATO ASI S., 1–49, Springer. [https://doi.org/10.1007/978-94-011-1106-5\\_1](https://doi.org/10.1007/978-94-011-1106-5_1)
- SHOTYK, W. & NESBITT, H. W. 1992: Incongruent and congruent dissolution of plagioclase feldspar: effect of feldspar composition and ligand complexation. – *Geoderma* **55/1–2**, 55–78. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(92\)90005-R](https://doi.org/10.1016/0016-7061(92)90005-R)
- STILLINGS, L. L. & BRANTLEY, S. L. 1995: Feldspar dissolution at 25 °C and pH 3: Reaction stoichiometry and the effect of cations. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/8**, 1483–1496. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00057-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00057-7)
- STILLINGS, L. L., BRANTLEY, S. L. & MACHESKY, M. L. 1995: Proton adsorption at an adularia feldspar surface. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59/8**, 1473–1482. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00056-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00056-6)
- SVERJENSKY, D. A., HEMLEY, J. J. & D'ANGELO, W. M. 1991: Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55/4**, 989–1004. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90157-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90157-Z)
- SZABÓ, Z., HELLEVANG, H., KIRÁLY, C., SENDULA, E., KÖNYA, P., FALUS, G., TÖRÖK, S. & SZABÓ, C. 2016: Experimental-modelling geochemical study of potential CCS caprocks in brine and CO<sub>2</sub>-saturated brine. – *International Journal of Greenhouse Gas Control* **44**, 262–275. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2015.11.027>
- SZABÓ, Z., GÁL, N. E., KUN, É., SZÓCS, T. & FALUS, G. 2018: Accessing effects and signals of leakage from a CO<sub>2</sub> reservoir to a shallow freshwater aquifer by reactive transport modelling. – *Environmental Earth Sciences* **77/12**. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7637-6>
- TUTOLO, B. M., LUHMANN, A. J., KONG, X. Z., SAAR, M. O. & SEYFRIED, W. E. 2015: CO<sub>2</sub> sequestration in feldspar-rich sandstone: Coupled evolution of fluid chemistry, mineral reaction rates, and hydrogeochemical properties. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **160**, 132–154. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.04.002>
- WELCH, S. A. & ULLMAN, W. J. 1996: Feldspar dissolution in acidic and organic solutions: Compositional and pH dependence of dissolution rate. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/16**, 2939–2948. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00134-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00134-2)
- WOLLAST, R. 1967: Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperature. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **31/4**, 635–648. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(67\)90040-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90040-3)
- WOLLAST, R. & CHOU, L. 1992: Surface reactions during the early stages of weathering of albite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56/8**, 3113–3121. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90292-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90292-Q)
- YEKTA, A. E., PICHAVANT, M. & AUDIGANE, P. 2018: Evaluation of geochemical reactivity of hydrogen in sandstone: Application to geological storage. – *Applied Geochemistry* **95/May**, 182–194. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.05.021>
- YUAN, G., CAO, Y., SCHULZ, H. M., HAO, F., GLUYAS, J., LIU, K., YANG, T., WANG, Y., XI, K. & LI, F. 2019: A review of feldspar alteration and its geological significance in sedimentary basins: From shallow aquifers to deep hydrocarbon reservoirs. – *Earth-Science Reviews* **191/February**, 114–140. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.004>
- ZHU, C. 2005: In situ feldspar dissolution rates in an aquifer. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69/6**, 1435–1453. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.005>
- ZHU, C. & LU, P. 2009: Alkali feldspar dissolution and secondary mineral precipitation in batch systems: 3. Saturation states of product minerals and reaction paths. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73/11**, 3171–3200. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.03.015>
- ZIVAR, D., KUMAR, S. & FOROOZESH, J. 2021: Underground hydrogen storage: A comprehensive review. – *International Journal of Hydrogen Energy* **46/45**, 23436–23462. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.08.138>

## Appendix

**Appendix S1.** Detailed description of the mineral amount conversion from mol/kgW (PHREEQC model output) to wt.%. The calculation derived from SZABÓ et al. (2018) as follows:

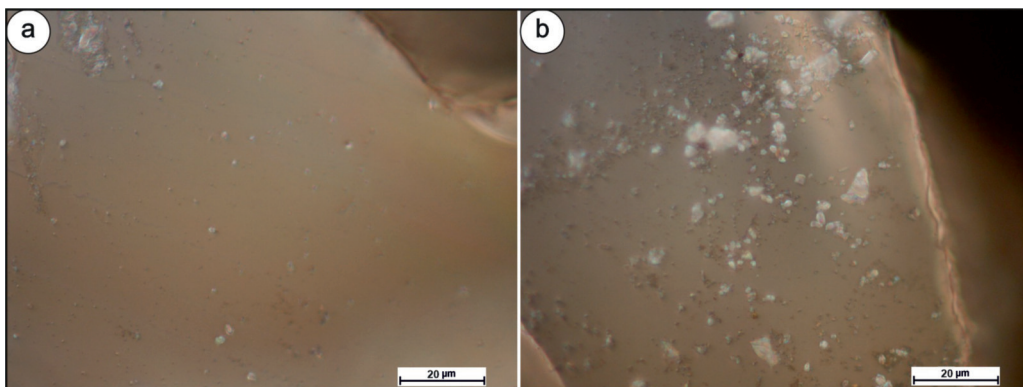
$$c_{\text{mineral}}[\text{wt. \%}] = \frac{c_{\text{mineral}} \left[ \frac{\text{mol}}{\text{kgW}} \right] * M_{\text{mineral}} \left[ \frac{\text{g}}{\text{mol}} \right] * \text{vol}\%_{\text{water}}}{10 * \rho_{\text{rock}} \left[ \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right] * \text{vol}\%_{\text{rock}}}$$

where  $c_{\text{mineral}}$  is the concentration of the mineral,  $M_{\text{mineral}}$  is the molar mass of the mineral in g/mol, the density ( $\rho$ ) of the rock is in g/cm<sup>3</sup>, the rock-water ratio is in vol%.



**Figure S1.** Diffractogram (black) of the mineral used in this study collected by X-ray powder diffraction (XRPD) method and the standard sanidine peak positions (blue) is also shown for comparison

*S1. ábra.* Diffraktogram (fekete) a kísérletben használt ásványról röntgen por diffrakciós (XRPD) technikával, továbbá szanidin standard csúcspozíciói (kék) vannak feltüntetve összehasonlításképpen



**Figure S2.** Photomicrographs of K-feldspar grain surfaces. a. K-feldspar grain surface before the experiment. b. K-feldspar grain surface after N<sub>2</sub> experiment. Rectangular translucent precipitates showed up on the K-feldspar surface with a size between 1 and 5 μm

*S2. ábra.* Optikai mikroszkópos felvétel földpátszemcsekről. a) földpátszemcse felszíne kísérlet előtt. b) földpátszemcse felszíne kísérlet után. A földpát felszínén áttetsző szögletes kristályok láthatók, amelyek mérete 1 és 5 μm között változik

## A preliminary study on fluid migration pathways along the Rechnitz detachment fault – a tribute to Prof. Csaba SZABÓ

SPRÁNITZ, Tamás<sup>1,2\*</sup>, TARI, Gábor<sup>3</sup>, PORKOLÁB, Kristóf<sup>1</sup>, VRŠIČ, Ales<sup>4</sup>, HUJER, Wolfgang<sup>4</sup>,  
MEKONNEN, Elias<sup>4</sup>, BERKESI, Márta<sup>1</sup>

<sup>1</sup>MTA-EPSS FluidsByDepth Research Group, HUN-REN Institute of Earth Physics and Space Science, Budapest, Hungary

<sup>2</sup>Lithosphere Fluid Research Lab, Department of Petrology and Geochemistry, Institute of Geography and Earth Sciences, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

<sup>3</sup>OMV Upstream, Vienna, Austria

<sup>4</sup>OMV Upstream, TECH Center & Laboratory, Gänserndorf, Austria

\*spranitz.tamas@epss.hun-ren.hu

### *Előzetes eredmények a Rohonci-nyírózóna fluidumáramlási útvonalairól – tisztelgés SZABÓ Csaba professzor munkássága előtt*

#### Összefoglalás

A Szombathely-II. (rövidítve: Szh-II) magfúrás a magyarországi Duna-medence nyugati peremén teljes szelvényel 2150 m mélységben mélyült. A fúrás a megközelítőleg 2 kilométer vastagságú, neogén poszt- és szinrift medencekitöltő kőzetek alatt nemcsak a nagyon kistökű-kistökű metamorf paleozoós pre-rift Felső-Ausztróalpi (UAA) aljzatot érte el, hanem az alsó kréta Pennini-egység zöldpala fáciesű kőzeteit is. Az alpi aljzat egységeit egy nagy kiterjedésű lapossgögű normálvető, a Rechnitz (Rohonci) vető/nyírózóna (detachment fault) választja el egymástól. Ez a vető felelős az osztrák–magyar határon húzódó Rechnitz-Eisenberg metamorf magkomplexum (Rohonci-ablak) kialakulásáért. Mivel a nagy kiterjedésű, extenziós nyírózónának a térségben nincsenek felszíni feltárásai, vizsgálatunk fókuszában a nyírózónát harántoló magfúrás kőzetanyaga áll, amelynek mikrotektonikai, diagenetikus, fluidum típus szerinti és repedezett rezervoár tulajdonságait mutatjuk be jelen tanulmányban. A Szh-II-es magfúrás anyagának különböző kőzeteiben elvégzett előzetes vizsgálataink a Rohonci-nyírózóna működéséről és a kapcsolódó potenciális paleofluidum áramlási útvonalairól szolgáltatnak új eredményeket.

A fő törés deformációs zóna alatti Pennini zöldpala jól fejlett foliációt mutat, amelyet főként az aktinolit és a klorit irányítottága definiál. A mintákban a milonitos mikroszerkezeti jelleg nem figyelhető meg, eszerint képlékeny nyírás nem volt jelentős a töréses nyírózóna alatt mintázott kőzetekben. A rideg deformáció mind a Pennini zöldpalát, mind a felette lévő UAA kőzetegységeket érintette. A devon karbonátok és kristályos palák egy vékony (mindössze 20 méter vastagságú) extenziós allochtont képviselhetnek a Rohonci-vető tetején, a neogén medencekitöltés alsó egységét jelentő konglomerátum alatt. Fluidumzárvány-vizsgálataink fókuszában a vető alatti Pennini zöldpala minták álltak, melyekben különböző bezáró ásványokban négy eltérő kemizmusú és eredetű fluidumzárvány típust különítettünk el. Apatitban elsődleges, részlegesen újranyílt  $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$  összetételű fluidumzárványok őrződtek meg (II.a, b, c típus). Az apatit és klinozoisit is befogadó ásványa továbbá másodlagos, azaz beforrt repedések mentén megjelenő kétfázisú (folyadék és gáz), rendre  $\text{CO}_2$  és  $\text{CH}_4$ -tartalmú vizes fluidumzárványoknak (I. és II.d típus). A kőzet foliációját harántoló repedéskitöltő kalcitban primer fluidumzárványok (III. típus) őrződtek meg, amelyekben a folyadékfázisú  $\text{H}_2\text{O}$  mellett  $\text{CO}_2$  és telített szénhidrogének mutathatók ki. Ezek bezáródása a kalciterek kristályosodásával lehetett egyidejű. Az erekben megjelenő kvarc alszemcsehatárai mentén kétfázisú  $\text{CO}_2$ - $\text{CH}_4$ - $\text{N}_2$ -tartalmú, vízgazdag fluidumzárványok (IV. típus) záródtak be, melyek a mikroszerkezeti megfigyelések alapján a képlékeny deformációval egyidejűleg a kvarc átkristályosodása során csapdázódtak. Fluidumzárvány petrográfiai vizsgálatok alapján a II.d és III. típusú fluidumzárványok esetén egyazon zárványcsoporton belül nagymértékben eltérő folyadék- és gázfázisra vonatkoztatott fázisarányok figyelhetők meg, ami a csapdázódáskor jelen lévő, vízgazdag fluidumrendszer felforrására (folyadék- és gázgazdag fázisok separációjára), így a fázisok heterogén csapdázódására utal.

A vizsgált vetőzóna felépítésének és működésének megismerése fontos felszín alatti geoenergetikai példát szolgáltat a geofluidumok (víz és könnyűolaj) és különböző természetes gázok ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  és  $\text{H}_2$ ) körülbelül 2 km mélységben történő migrációs útvonalainak feltárásához.

*Tárgyszavak: Rohonci-nyírózóna, elsődleges fluidumzárvány, másodlagos fluidumzárvány, fluidummigráció, Pennini zöldpala, fúrómagléptékű szerkezeti vizsgálat*

## Abstract

The fully cored, 2150-m-deep Szombathely-II (abbreviated as Szh-II) well was drilled at the western margin of the Hungarian Danube Basin. Beneath a circa 2-km-thick Neogene post-to syn-rift basin fill, the well not only reached the pre-rift Upper Austroalpine (UAA) basement with its slightly metamorphosed Paleozoic units but also the underlying greenschists of the Lower Cretaceous Penninic unit. The Alpine basement units are separated by a large low-angle normal fault, which is the regional-scale Rechnitz (Rohonc) detachment fault. This fault was responsible for the formation of the Rechnitz–Eisenberg metamorphic core complex (MCC) straddling the Austrian–Hungarian border. Since the large-strain extensional Rechnitz detachment fault has no outcrops in the entire region, the core material was studied to characterize the fault penetrated in the borehole from a microtectonic, diagenetic, fluid migration and fractured reservoir point of view. This study presents the preliminary results on core samples with various lithology from the Szh-II well to better understand the Rechnitz detachment system and the corresponding fluid migration pathways.

The Penninic greenschist below the main brittle deformation zone exhibits a well-developed foliation defined mainly by the oriented growth of actinolite and chlorite; however, the lack of a high-strain mylonitic foliation suggests that ductile shearing was not fully localized beneath the brittle detachment fault at the well location. The subsequent dominantly brittle deformation affected both the Penninic greenschists and the overlying UAA units. The Devonian carbonates and schists may represent a thin (only 20-m-thick) extensional allochthon on the top of the Rechnitz detachment fault, but beneath the basal conglomerates of the Neogene basin fill.

Fluid inclusion studies targeted the Penninic greenschists in three samples beneath the detachment fault. Four types of fluid inclusions with variable chemistry and origin were distinguished in several host minerals. Apatite hosts primary  $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$  fluid inclusions (Type IIa, b, c) indicating significant partial fluid loss. Secondary fluid inclusions along healed fractures were entrapped in apatite (Type IIc) and clinozoisite (Type I) with a chemistry of  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  and  $\text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$  fluid, respectively. Vein-filling calcite, crosscutting the foliation of the rock, contains primary aqueous fluid inclusions (Type III) also containing  $\text{CO}_2$  and indication of saturated hydrocarbons in the vapor phase, which were trapped along growth zones of the host mineral. Aqueous  $\text{CO}_2$ - $\text{CH}_4$ - $\text{N}_2$ -bearing two-phase fluid inclusions, referred to as Type IV inclusions, were found along subgrain boundaries of quartz veins. Textural analyses showing significantly different phase ratios within the same cluster of Type IIc and Type III inclusions indicate that aqueous fluids were in or near to conditions of boiling during entrapment. Microstructural observations also indicate that carbonic fluid inclusions along grain-subgrain boundaries of quartz (Type IV inclusions) likely formed during ductile deformation and quartz recrystallization. Improved understanding of the architecture of this fault zone may provide insights into the energetics of subsurface migration of geo-fluids (water and light oil) and various natural gases ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  and  $\text{H}_2$ ) at circa 2 km depth.

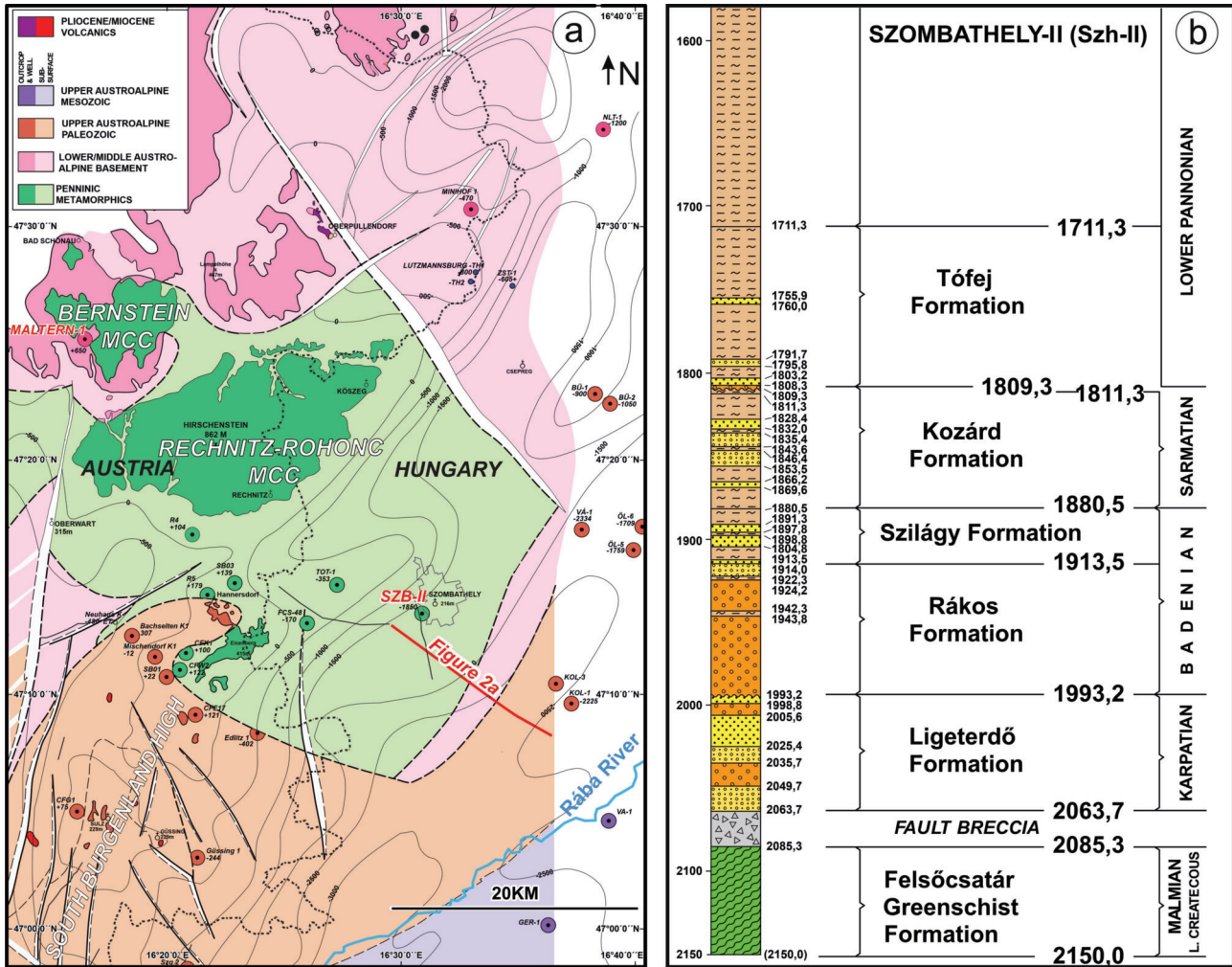
**Keywords:** Rechnitz detachment fault, primary fluid inclusions, secondary fluid inclusions, fluid migration, Penninic greenschist, core-scale structural analyses

## Introduction

A proper understanding of fault zones has become increasingly important in geoenery applications such as in hydrocarbon exploration and production, hydrogeological prospecting, geothermal exploitation, tectonic degassing, nuclear waste isolation,  $\text{CO}_2$  sequestration and natural gas, as well as hydrogen storage design projects (AUBERT et al. 2021). Fault zones are commonly looked at in the context of being barriers to fluid and gas flow providing seals for various subsurface reservoir units (BERNAL 2024). However, fault zones can act as drains as well, compromising the reservoir to various degrees, the effect ranging from partial leakage to complete breach. Recent studies have demonstrated that fault zones may be both barriers and drains in space (HAINES et al. 2016) and time (PEI et al. 2015, AUBERT et al. 2022). The sequential development of broader fault zones may result early on in a fault network configuration with interconnected gas or fluid migration pathways, resulting in higher gas flux rates. However, mature fault zones may develop a very low permeability core due to cementation, and therefore the bounding damage zones become the effective pathways for migrating geofluids (ANNUNZIATELLI et al. 2008).

A large low-angle normal fault, the regional-scale Rechnitz (in Hungarian: Rohonc) detachment fault is situated on the western flank of the Hungarian Danube Basin (Fig. 1a). Numerous exploration wells, drilled on both sides of the border, were integrated with reflection seismic data to differentiate between the lower versus upper plates of the major low-angle detachment faults, including the largest one responsible for the formation of the Rechnitz MCC (TARI et al. 2020). The regionally mapped Rechnitz detachment fault has a very large subsurface extent, on the order of 1000 km<sup>2</sup> (Fig. 1a). The first subsurface penetration of this major tectonic contact was reported by PAHR (1977) in the Maltern-1 antimony ore exploration borehole drilled to the west of the Bernstein Penninic Window in Burgenland (Fig. 1a). In this borehole a ~5-m-thick mylonite sequence was documented right beneath the detachment fault (PAHR 1977). Mylonites tend to be associated with high-strain extensional detachment faults in their footwall, especially in the case of MCCs (REYNOLDS & Lister 1990, AXEN 2019).

The study area within the Pannonian Basin is well-known not only for its small hydrocarbon finds and numerous seeps (KOVÁCS et al. 2018), noble gases, but also for the largest natural  $\text{CO}_2$  field in Europe (PALCSU et al. 2014). Moreover, there is recent interest in potential natural hydro-



**Figure 1.** a) Subsurface geology of the broader Rechnitz area in the Alpine–Pannonian junction, modified from KRÖLL et al. (1988) and TARI et al. (2020). b) Lithostratigraphy of the Szh-II well in western Hungary based on detailed drill core sedimentological descriptions (PHILLIPS et al. 1992). For a more detailed petrographic documentation of the deeper part of this well, see Fig. 2.

**1. ábra.** a) A Rohonci-ablak és tájabb környezetének földtani egységei és elhelyezkedése az Alp-Kárpáti régióban (KRÖLL et al. 1988 és TARI et al. 2020 után módosítva). A nyugat-magyarországi Szh-II fúrás litosztratiográfiája a fúrómagok szedimentológiai leírása alapján (PHILLIPS et al. 1992). A magfúrás által mintázott legelső kb. 100 méter részletes kőzettani leírása a 2. ábrán

gen generation associated with Penninic serpentinites in the footwall of the Rechnitz fault (TARI 2023).

The peculiarity of the Szombathely-II (abbreviated as Szh-II) well is that the syn-rift Miocene is directly overlying the detachment fault as broken-up blocks of Paleozoic carbonates with 15–20 m thickness, and that it can be considered as part of the damage zone of the Rechnitz fault. We assume that the degassing of the various gases generated in the basin fill and the basement below should have at least partially occurred along large detachment fault planes known in the basin (TARI 1996a, b). Therefore, the fully cored Szh-II well which penetrated the Rechnitz detachment fault, offers an exceptional opportunity to capture the potential signal of gas and fluid migration along the fault zone since the early Miocene.

Fluid droplets, trapped in crystallizing/recrystallizing minerals, are termed as fluid inclusions that serve as an effective tool to trace the stages of fluid flow. Fluid inclusions encapsulate a very small volume from the fluid migrating in

the rock, thus permitting their direct study. Considering this, here we have distinguished various generations of fluid inclusions all likely indicating different fluid migration events that affected the studied rocks. In this study, we distinguished multiple fluid generations that once migrated in the greenschist at different stages of the rock’s evolution (magmatic, metamorphic and ones contemporaneous with deformation events).

### Regional geologic setting

Upper crustal extension in the NW Pannonian Basin occurred in two stages during the Miocene (TARI 1996a). As the first manifestation of extensional collapse at the beginning of the Early Miocene (~21–17.5 Ma, Ottnangian and early Karpatian) the Rechnitz metamorphic core complex (MCC) was formed (RATSCHBACHER et al. 1990, TARI & BALLY 1990) in the Rába River extensional corridor. While

the Rechnitz MCC preserves relics of former subduction and nappe stacking processes related to the Alpine orogeny, the dominant metamorphic fabrics found in the complex are related to greenschist and sub-greenschist facies shearing representing the extensional exhumation of the Penninic formations (LELKES-FELVÁRI 1982, 1994; KUBOVICS 1983; KOLLER 1985; CAO et al. 2013). This metamorphic core complex style, ENE–WSW trending extensional phase may have produced as much as a minimum of 80 km horizontal extension (TARI 1996b). The early Miocene timing of the MCC extension was well constrained by several thermochronological studies in the Rechnitz Mts. (DEMÉNY & DUNKL 1991, DUNKL 1992, DUNKL & DEMÉNY 1997, CAO et al. 2013). Shortly after, and partly overlapping with this period, the style of syn-rift extension changed to a wide-rift style one (17.5–13.8 Ma, late Karpatian and Badenian) producing a minimum of 40 km extension in a NW–SE direction across the East Alpine/Pannonian transition zone. The predominance of low-angle normal faults in the Neogene structure of the Danube Basin (TARI et al. 1992, HORVÁTH 1993) is largely due to the second stage of syn-rift extension. The continuing, but gradually diminishing continental extension during the Late Miocene and Pliocene (12.5–5.5 Ma, Sarmatian–Lower Pannonian) could not advance to the localization of extension into a narrow rift zone in the NW Pannonian Basin, except perhaps in the center of the Danube Basin (TARI et al. 1999). The ongoing Pliocene fault activity was documented in the nearby Torony area (Fig. 1a) where Pannonian lignite beds were offset with a set of transtensional normal faults (KOVÁCS et al. 2015). However, it is the metamorphic core complex (MCC) style, ENE–WSW trending very high-strain extension and the subsequent lower strain wide-rift extension that played the key role in the Neogene structural evolution of our study area.

The Szh-II well was drilled in 1987–1988. A brief summary of the pre- and syn-rift lithologies encountered in the drill core is based on PHILLIPS et al. (1992). The stratigraphically lowest unit cored consists of 65 m (2085–2150 m) of greenschist (Fig. 1b), which represents the Lower Cretaceous Penninic unit of the Alpine nappe stack based on the lithologic analogy with the greenschists outcropping in the nearby Eisenberg and Rechnitz areas (Figure 1a), some 15 and 20 km to the W and NW (PAHR 1980, SCHMID et al. 1984, respectively). The schistosity (foliation) within this sequence is well-developed and shows a consistent dip between 45° to 50° throughout the cored interval.

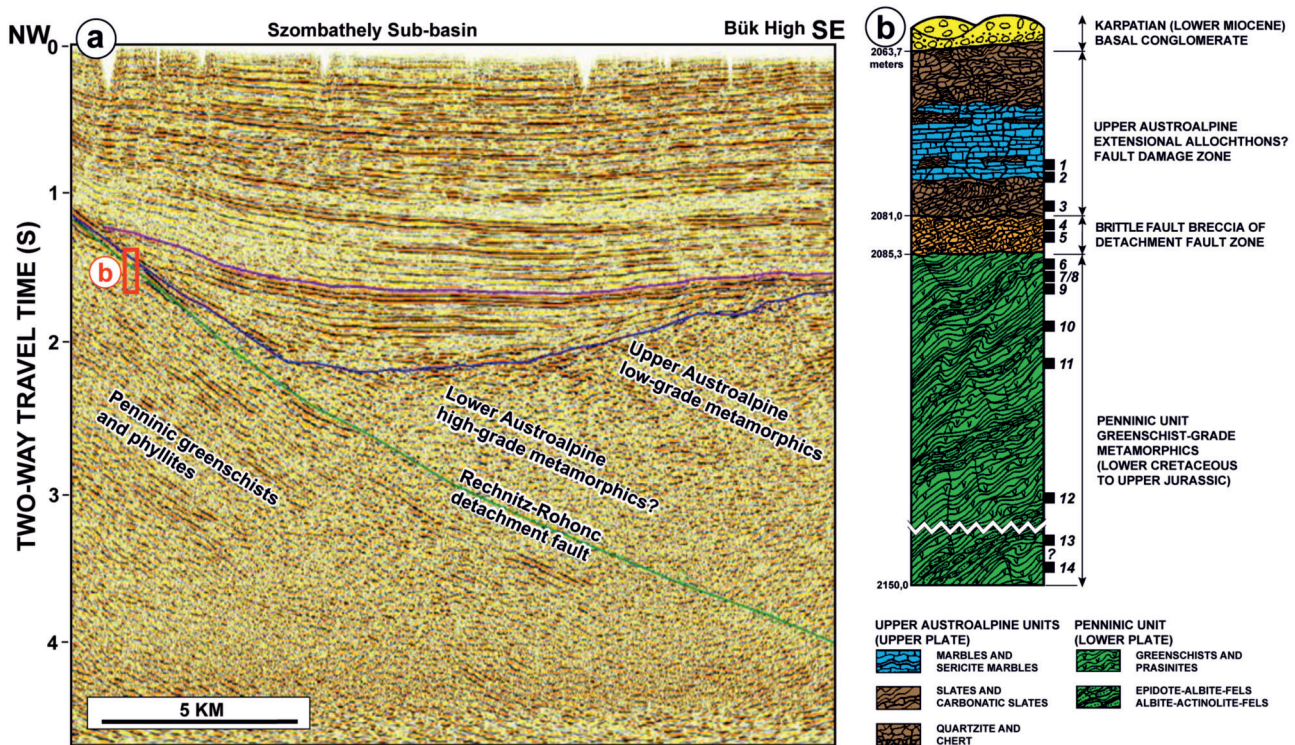
Overlying the greenschists a 161-m-thick nonmarine sequence was drilled (1924–2085 m) with interbedded breccia, conglomerate, pebbly sandstone, and sandstone ranging in age from early to middle Miocene (Karpatian to Badenian). The basal strata resting on the greenschist consists of 21.4 m (2063–2085 m depth) of early Miocene (Karpatian) breccia (Fig. 1b). Angular clasts of schist, quartz, and dolomite as large as 5 cm set within a clast- or matrix-supported texture of pebbly sandstone or sandstone form the breccia. Schist forms the most abundant clast type. The breccia usually exhibits a chaotic fabric; however, poorly graded to

well-graded beds as thick as 10 cm occur between unsorted intervals. We interpret these coarse clastic breccias as part of the brittle fault damage zone with meter-scale extensional allochthons in it, which explains the lack of a clear sedimentological classification of it (PHILLIPS et al. 1992).

Above the breccia unit is 139 m of early to middle Miocene (Karpatian to Badenian) sandstone and conglomerate forming an upward-coarsening sequence (Fig. 1b). The early Miocene (Karpatian) interval is 70 m thick (1993–2063 m depth). The strata consist of interbedded sandstone, pebbly sandstone, and conglomerate. A distinct 3-m-thick sandstone bed represents the stratigraphically youngest early Miocene (Karpatian) deposit. Most of the beds within this sequence are thin, ranging up to 40 cm in thickness. The conglomerate and sandstone beds may be graded and in places exhibit large-scale crossbedding. Lignite beds and laminae as well as silt laminae occur within a few of the sandstone beds. The conglomerate clasts are well-rounded and exhibit a clast- to matrix-supported texture. Some beds also have an unsorted fabric. We interpret this sequence as alluvial fan conglomerates corresponding to the early MCC activity along the Rechnitz fault. The overlying fluvial to near coastal finer clastic sediments likely correspond to diminishing fault activity.

The middle Miocene (Badenian) conglomerate sequence (Fig. 1b) is 69 m (1924–1993 m) thick. The strata consist of massive to very-thick-bedded quartz and schist conglomerate characterized by a clast- to matrix-supported texture. The schist clasts range in size up to 30 cm and are well-rounded to subangular. Sandstone beds are greatly reduced in number in relation to the underlying early Miocene (Karpatian) strata. In places the clast-supported strata are poorly graded, but elsewhere they exhibit large scale cross-bedding or inverse grading. The fabric of many of the beds is disorganized. We interpret this sequence as a non-marine fault talus sequence corresponding to renewed brittle faulting during the Badenian rift-wide activity along several low-angle normal faults in the area (TARI et al. 1996a, b), one of them possibly superimposed on the earlier Rechnitz detachment fault (Figure 2a).

The work by LELKES-FELVÁRI (1994) aimed analyzing the lower 100 m of the core focusing on the Penninic metamorphic rocks and the Upper Austroalpine carbonate sequence. This greenschist sequence was described by LELKES-FELVÁRI (1994) as a green schistose rock, schistosity planes being parallel or folded, sometimes with sigmoidal folds. Layering or laminations highlighted by differences in mineral composition and grain size are widespread. The sequence is crosscut by carbonate veins. Chlorite, albite, epidote, actinolite were determined as the main mineralogical constituents of the Penninic sequence associated with titanite, minor quartz and white mica. The most widespread rock-types are greenschists and prasinites (albite+chlorite+epidote+titanite+actinolite). Chlorite-epidote schists and albite-rich rocks are present as thin layers. In some layers epidote-albite and actinolite-albite are abundant. They contain statically crystallized albites incorporating folded in-



**Figure 2.** a) 2D reflection seismic data close to the Szh-II well (see Fig. 1a) illustrating the stratigraphic and structural context of the well (TARI et al. 1992). Red bracket indicates the location of b) Lithology of the pre-rift basement part of the borehole, adapted from LELKES-FELVÁRI (1994). The location of the 14 core samples (Table I) taken for various analytical work are also shown. Note that the lithology of Samples #4 and #5 in our analysis does not match the one shown by the litho-column

**2. ábra.** a) A Szh-II fúrás környezetének rétegtani és szerkezeti sajátosságai 2D szeizmikus szelvény alapján (TARI et al. 1992). A 2. ábra, b helyét vörös téglalap jelöli. b) A fúrás által feltárt pre-rift aljzat litológiája LELKES-FELVÁRI (1994) munkája alapján, mely mutatja a jelen tanulmány tárgyát képező 14 minta helyzetét (I. táblázat). A 4-es és 5-ös számú minták pontos helyzete azonban nem egyezik meg a jelen rétegoszlopon ábrázolt pozíciókkal

clusion trails. The relationship of crystallization to deformation of the minerals reveals a polyphase history for these rocks, which have a low-grade, greenschist metamorphic facies.

The overlying carbonate sequence was documented as containing interlayered slate and quartzite horizons. The whole sequence is strongly folded and brecciated, reflecting a wide variety of structures of composite ductile to brittle deformational style. The carbonate dominant unit contains fragments of marbles of different texture and composition. These marbles are lineated or granoblastic with subordinate, dispersed quartz, albite and/or preferentially oriented sericite crystals.

The interlayered slate and quartzite horizons and laminations are sericite slates, quartz-sericite-chlorite schist and sericite bearing quartzite. This sequence is crosscut by a singular, few-cm-thick mylonitic shear zone characterized by compositional layering and undulating trails of crushed material around porphyroclasts. The metamorphic grade of the carbonate-slate sequence was considered very low-grade by LELKES-FELVÁRI (1994).

## Methods

The 14 core samples (5–10 cm long on average and 5 cm in diameter) were collected in the core repository of the Hungarian Geological Survey (currently: Supervisory Au-

thority for Regulatory Affairs) in Pécs-Somogy. XRD and XRF analyses were performed on all 14 samples. Thin sections were prepared of twelve samples, and fluid inclusion analysis was performed on three samples. Table I lists the samples and corresponding analyses performed on each. XRD and XRF analyses, as well as petrographic description on thin sections were carried out in OMV Upstream, TECH Center & Laboratory in Gänserndorf, Austria. Thin sections were stained in order to better distinguish the sequence of vein formations in the studied samples. The main goal was to characterize the nature of the Rechnitz fault zone (diagenesis, reservoir properties) as potential migration channels for natural gases and fluids. A secondary objective was to petrographically describe the microtectonic features of the Penninic greenschists beneath the Rechnitz detachment fault.

### X-ray diffraction (XRD) analysis

X-ray diffraction (XRD) analysis complemented by thin-section analyses was used to determine the bulk mineralogical composition (Table II). We used a Bruker AXS D8 Advance X-ray diffraction spectrometer (copper K $\alpha$  radiation generated X-ray tube at 40 kV and 40 mA, and X-ray detector Lynxeye XE-T) and the software DIFRAC.EVA V3 to identify different mineral phases. Sample preparation included grinding to a fine powder in an agate mortar or a

**Table I.** Summary table of the studied samples showing the corresponding depth, lithology and applied methods described in the manuscript. Please note that 'Fluid inclusions' comprises fluid inclusion petrography and Raman spectroscopy (on the inclusions)

**I. táblázat.** Összefoglaló táblázat a vizsgált minták mélységéről, litológiájáról és a jelen munkában bemutatott vizsgálati módszerekről. A „Fluid inclusions” jelölés fluidumzárvány petrográfiai és Raman-spektroszkópos vizsgálatok együttes elvégzését jelöli

#Sample	Depth (m)	Lithology	XRD, XRF	Thin section	Fluid inclusion
1	2075.7	Slate/Phyllite	X	X	
2	2076.9	Slate/Phyllite	X	X	
3	2080.4	Limestone	X	X	
4	2082.4	Greenschist	X	X	
5	2083.1	Greenschist		X	
6	2086.9	Greenschist	X	X	
7	2087.1	Greenschist		X	
8	2087.7	Greenschist	X	X	
9	2088.2	Greenschist	X	X	
10	2091.9	Greenschist	X	X	
11	2094.2	Greenschist	X	X	X
12	2114.8	Greenschist	X	X	
13	2135?	Greenschist	X	X	X
14	2145?	Greenschist	X	X	X

swing mill; samples were then placed in a plastic sample holder, keeping a flat upper surface to achieve a random distribution of lattice orientations. For quantification of the minerals detected by XRD, the software TOPAS (Total Pattern Analysis Software) was used. The TOPAS software utilizes the Rietveld method based on analytical profile functions and least-squares algorithms to achieve the best fit between a theoretical and a measured pattern.

#### *X-ray fluorescent (XRF) spectroscopy*

XRF analyses provided the bulk chemical composition of the studied samples (Table III). The elemental analysis was performed using a Panalytical EPSILON 3 XL Energy-dispersive X-ray fluorescence spectrometer (Ag radiation with software-controlled max. 50 kV, max. 3 mA and 15 W

tube power equipped with a silicon drift detector). The Epsilon 3 software was used for qualitative and semi-quantitative analyses, and this included the Omnic software module for standardless and fingerprint applications. The detection limit was assumed to be less than 1.0 wt.% or less for individual elements.

#### *Core-scale structural observations*

Macroscopic structural and lithological features were characterized for the entire cored section of the Szh-II well, with special focus on the 14 core samples. In particular, we identified macroscopic mineral assemblages, vein generations, as well as brittle (fractures and faults) and ductile (tectonic foliation, stretching lineation, folds, shear bands) deformation features. These macroscopic observations were

**Table II.** Bulk mineralogical compositions of the 14 samples from the Szh-II well based on XRD measurements. Values are expressed in weight percent

**II. táblázat.** Az Szh-II fúrásból származó 14 minta modális összetétele, XRD-vizsgálatok alapján. Az értékek tömeg%-ban vannak kifejezve

#Sample	Depth (m)	Albite	Dolomite	Ankerite	Calcite	Quartz	Siderite	Pyrite	Sericite	Clinocllore	Clinozoisite	Actinolite	Titanite	Anatase	Fluorapatite
1	2075.7	51.52		11.16	0.02	9.79	12.26		4.51	5.16				3.49	2.09
2	2076.9	16.59	17.91	12.22	18.93	11.64	3.8		11.32	4.69				2.9	
3	2080.4		3.85	5.21	83.55	7.39									
4	2082.4	9.47		2.32	10.37	15.7				59.41		2.73			
5	2083.1	16.77	0.54		13.71	18.28		0.05		50.65					
6	2086.9	30.3			7.18	2.15				48.79		8.15	3.43		
7	2087.1									54.4		45.6			
8	2087.7					1.35				21.98		76.67			
9	2088.2	17.66			8.3	7.18				48.75	9.95	3.81	4.35		
10	2091.9	30.26			7.7	4.03				31.54	9.49	13.89	3.09		
11	2094.2	19.82								19.27	21.44	36.21	3.26		
12	2114.8	35.38			5.55	5.28				19.22	19.79	12.47	2.31		
13	2135?	31.37								20.07	14.08	30.42	4.06		
14	2145?	18.35				1.88				30.33	15.61	30.56	3.27		

**Table III.** Bulk major and trace element composition of 14 samples from Szh-II well, based on XRF analysis. Values are expressed in weight percent  
**III. táblázat.** A Szh-II fúrásból származó 14 minta teljes kőzetösszetétele, XRF-vizsgálatok alapján. Az értékek tömeg%-ban vannak kifejezve

#Sample	Depth (m)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	Ni	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Cl	V	Sr	Ba
1	2075.7	45.89	3.79	21.32	0.01	12.84	0.19		2.82	7.22	4.81	0.10	0.75	0.02	0.20	0.02		
2	2076.9	34.79	2.98	16.75	0.04	11.36	0.24		4.34	26.24	1.55	1.34		0.06	0.20	0.04	0.04	0.03
3	2080.4	9.15	0.04	0.53	0.01	1.55	0.06		2.47	85.58		0.26		0.24	0.05		0.06	
4	2082.4	40.72	0.64	16.10	0.36	10.95	0.15	0.09	2.79	8.66		0.35		0.06	0.12	0.02		
5	2083.1	43.06	0.84	15.38		10.72	0.16	0.08	19.37	9.91		0.27		0.06	0.12		0.03	
6	2086.9	40.76	0.9	19.53	0.05	10.93	0.16	0.03	18.62	6.52	2.34	0.04			0.11	0.02		
7	2087.1	42.26	0.31	13.18	0.15	10.96	0.20	0.11	24.96	7.69		0.06			0.11	0.01		
8	2087.7	51.51		5.25	0.09	7.43	0.17	0.12	22.31	12.95		0.07			0.09	0.01		
9	2088.2	39.00	1.27	19.26	0.05	12.46	0.17		16.62	9.38	1.58	0.03		0.06	0.09	0.03		
10	2091.9	44.65	1.03	17.66	0.04	10.18	0.15		12.01	10.64	3.44	0.06		0.03	0.10	0.02		
11	2094.2	45.41	0.89	16.48	0.04	10.10	0.16		13.24	11.69	1.80	0.06		0.02	0.09	0.02		
12	2114.8	47.31	0.81	18.75	0.04	7.90	0.13		9.56	11.26	3.98	0.10			0.10	0.02	0.02	
13	2135?	48.62	0.79	16.28	0.05	8.95	0.22		11.28	9.58	3.85	0.10		0.17	0.10	0.02		
14	2145?	45.07	0.92	16.62	0.05	11.79	0.17		14.14	9.03	1.96	0.08		0.07	0.09	0.02		

used to select core samples and to delineate prospective areas for microscale analyses.

### Fluid inclusion methodology

Doubly-polished 100- $\mu\text{m}$ -thick sections were prepared to describe and analyze fluid inclusion generations from three selected greenschist samples. Fluid inclusion petrography was conducted using a Nikon OptiPhot2 optical microscope equipped with a Nikon CoolPix DS-Fi1 camera system in the Lithosphere Fluid Research Laboratory, Eötvös Loránd University (ELTE), Hungary. Raman spectroscopy was performed using a Horiba JobinYvon Labram HR800 spectrometer with Nd-YAG ( $\lambda = 532 \text{ nm}$ ) and also He-Ne ( $\lambda = 633 \text{ nm}$ ) laser excitation in the Research and Industrial Relations Center (ELTE). The analytical settings included 100 $\times$  objective, 50–100  $\mu\text{m}$  confocal hole, 10–200 s acquisition time, 2 $\times$  accumulations within the spectral range of 100–4250  $\text{cm}^{-1}$ . Raw spectra were evaluated using LabSpec v.6 software. Raman bands of analyzed phases were identified based on the RRUFF database (LAFUENTE et al. 2015, FREZZOTTI et al. 2012). Molar ratios of fluid phases within inclusions, such as CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> were determined based on integrated band areas (DUBESSY et al. 1989). The aim of Raman spectroscopic measurements was to define the chemistry of different phases within fluid inclusions.

## Petrography

### Phyllite

Samples #1–2 represent the UAA in the hanging wall (which might be the damage zone part) of the Rechnitz fault, between ~ 2063–2085 m (Fig. 1). These rocks are made up mostly of albite, quartz, white mica (sericite) and

chlorite. Rock foliation is defined by white mica, chlorite and leucoxene (fine-grained alteration products of titanium-rich minerals) bands (Figs 3a–b). Veins filled by carbonate and quartz occur crosscutting the foliation of the rock. The following sequence of veins can be established according to textural observations: 1) ferroan calcite, 2) ferroan dolomite, 3) quartz. The foliation and some carbonate veins are postdated by brittle deformation represented by fragmentation of quartz/albite/sheet-silicate/carbonate-rich domains, whereas ferroan dolomite then quartz cementation took place after this deformation event (Fig. 3c–d). Albite and quartz occur as 5–50- $\mu\text{m}$ -sized anhedral grains associated with an oriented network of fine-grained fibrous white mica and chlorite (Fig. 3a–b). The modal percentages of minerals in the phyllite are plagioclase (albite) 17–52%, quartz 10–12%, sericite 5–11%, chlorite (clinocllore) ~5%, leucoxene (anatase) ~3% and carbonates 23–53% (Table II).

### Limestone cataclasite

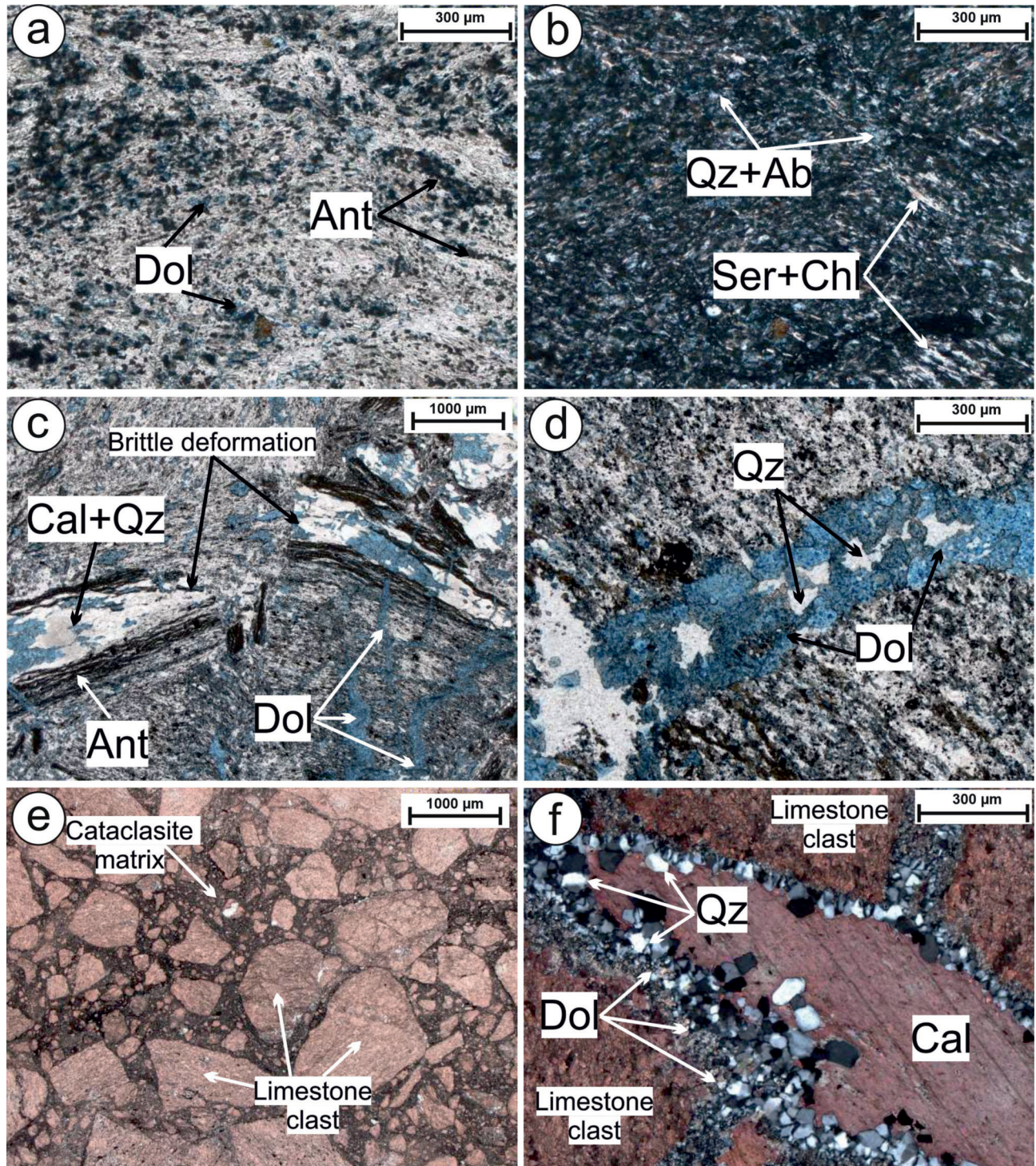
The rock (Sample #3) mainly consists of limestone clasts embedded in a fine-grained cataclasite matrix (Figure 3e). Limestone clasts, with size ranging from 10  $\mu\text{m}$  to 2–3 mm, are angular, cracked and made up by calcite. The matrix consists of saddle dolomite, poikilotopic ferroan calcite and quartz (Fig. 3f). Textural analyses suggest the following sequence of diagenetic events: after the brittle cataclastic deformation the microporous matrix was first dolomitized and later infiltrated by acidic pore waters, which favored calcite dissolution and silica cementation. The microporous matrix was preferentially dissolved while the clasts remained almost intact (Fig. 3f). There were also open fractures where quartz precipitated. The pore water chemistry changed for a second time when ferroan calcite precipitated (Fig. 3f).

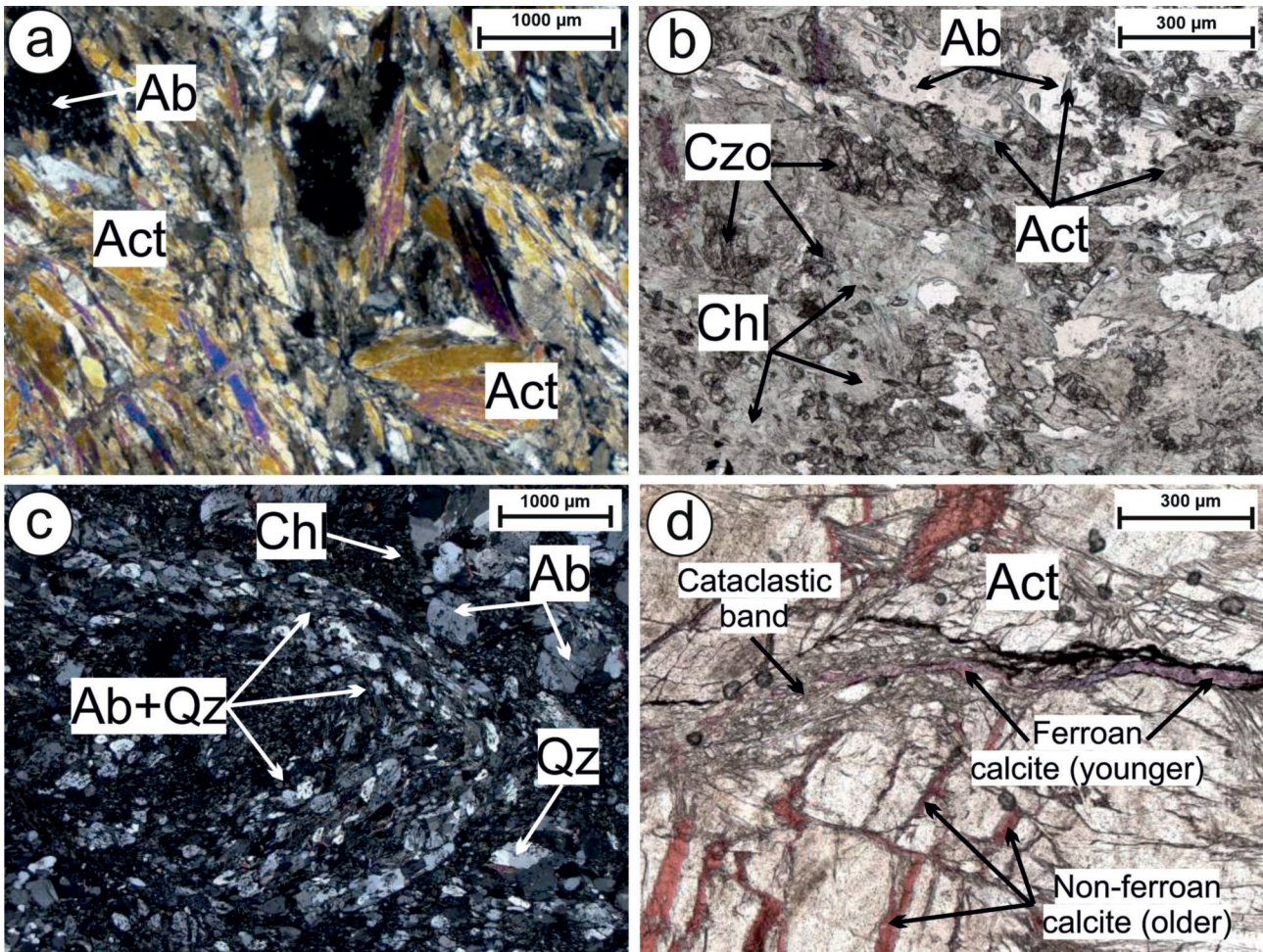
## Greenschist

Samples #4–12 represent greenschists in the footwall of the Rechnitz fault. We found that sample #4 at the depth of 2082.4 m is a greenschist contrary to the designation of this depth level as a fault breccia by LELKES-FELVÁRI (1994), see Fig. 2b.

The rocks consist predominantly of actinolite, chlorite, albite, clinzoisite, whereas titanite and apatite occur in minor quantities. The greenschist is locally made up almost ex-

clusively by actinolite or chlorite (Fig. 4a). The modal percentages of minerals in the greenschists are actinolite 3–77%, chlorite (clinocllore) 19–59%, plagioclase (albite) 9–36%, clinzoisite 0–21%, carbonates 0–14%, quartz 0–18% and titanite 0–4% (Table II). Note that although XRD measurements did not indicate the presence of apatite in the greenschist samples, few grains were found in Sample #14 (see below in section *Fluid inclusions characteristics*). Actinolite forms 0.1–1-mm-sized euhedral fibrous-radial crystals (Fig. 4a), while chlorite is dominantly anhedral with grain





**Figure 4.** Photomicrographs presenting petrographic characteristics of greenschist samples (#4-12) from the Penninic unit in the footwall of the Rechnitz fault (a, c: cross polarized; b-d: plane polarized; a-d: transmitted light). a) Fibrous-radial actinolite occurring as the major rock-forming mineral in the greenschist samples. b) Albite and clinozoisite occur as slightly elongated grains embedded in the oriented network made up by actinolite and chlorite. c) Chlorite associated with albite and quartz commonly show signs of ductile deformation as forming shear bands and folds. d) Brittle deformation is represented by cataclastic bands, where actinolite and albite crystals are partly crushed and associated with younger calcite cemented fractures, which are postdating non-ferroan calcite veins

Abbreviations: Act - actinolite, Chl - chlorite, Qz - quartz, Ab - albite, Czo - clinozoisite

**4. ábra.** A Rohonci-vetőzóna talpi blokkjához tartozó Pennini zöldpala minták (4-12-es számú) főbb petrográfiai sajátosságai (a, c: +N; b-d: 1N; a-d: áteső fény). a) Tűsugaras aktinolit, mely a minták legfőbb kőzetalkotó ásványaként jelenik meg. Az aktinolit és albit kristályok a rideg deformáció hatására töredezték, repedeztek. b) Az aktinolit és klorit irányított hálózatában ahhoz illeszkedő orientációban enyhén megnyúlt albit- és kloritcszemcsék jelennek meg. c) Az albit- és kvarcsczemcsékhez kapcsolódó klorit gyakran nyírási szalagokat formál, mely képlékeny deformáció hatására jött létre. d) A mintákban a rideg deformáció kataklasztosodott zónák, erek kialakulását okozta, melyhez vasban gazdag kalcit cementációs fázis kötődött. Előbbi eseményeket megelőzően vasban szegény kalciterek képződtek

Rövidítések: Act - aktinolit, Chl - klorit, Qz - kvarc, Ab - albit, Czo - klorozoiszt

← **Figure 3.** Photomicrographs showing characteristic petrographic features of samples from the Upper Austroalpine unit in the hanging wall (Sample #1-2: phyllite, Sample #3: cataclastic limestone), which is considered as the damage zone of the Rechnitz fault (a, c, d, e: plane polarized, b, f: cross polarized, a-f: transmitted light). a-b) In phyllite albite and quartz grains are embedded in an oriented network of white mica (sericite), chlorite and leucoxene defining the foliation of the rock. c) Typical brittle deformation textures in phyllite showing fragmentation of the foliation and quartz/albite/sheet-silicate/carbonate-rich domains which is followed by ferroan dolomite cementation. d) Ferroan dolomite then quartz cementation in the studied phyllite occurred after brittle deformation as shown on image c. e) Characteristic texture of cataclastic limestone showing carbonate clasts with angular shape and wide range of grain size embedded in a fine-grained matrix. f) In cataclastic limestone, brittle deformation was followed by diagenetic events, represented by the following structures in chronological order: 1) saddle dolomite formation, 2) silica cementation producing quartz precipitation in fractures, 3) poikilotopic ferroan calcite cementation, for details see text

Abbreviations: Ant - anatase (leucoxene), Dol - dolomite, Qz - quartz, Ab - albite, Ser - sericite, Chl - chlorite, Cal - calcite

← **3. ábra.** A Felső Ausztróalpi egység kőzeteinek főbb petrográfiai tulajdonságai (1-es és 2-es számú minta: fillit, 3-as számú minta: mészkő kataklázit), melyek a Rohonci-nyírózóna leginkább repedezett egységét reprezentálják. (a, c, d, e: 1N, b, f: +N, a-f: áteső fény). a-b) A fillit foliációját meghatározó fehér csillamból (szericit), kloritból és leukoxénből álló irányított hálózatban albit- és kvarcsczemcsék találhatóak. c) Rideg deformációs mikroszerkezetek fillitben: a kvarcban/albitban/rétegszilikátokban/karbonátban gazdag egységek feldarabolódása, melyet vasban gazdag dolomit cementációs fázis követett. d) A rideg deformációt vasban gazdag dolomit, majd kvarc cementációs fázis követték. e) A mészkő kataklázit jellegzetes mikroszövege, melyben a szögletes, nagyon változó méretű karbonátklastokat finomszemcsés mátrix veszi körül. f) A mészkő kataklázitban a rideg deformációt az alábbi diagenetikus események követték, időrendi sorrendben: 1) nyeregdolomit képződése, 2) kovás cementációs fázis, melynek eredményeként a repedésekben kvarc kristályosodott, 3) poikilotópos vasban gazdag kalcit cementáció (részleteket ld. szöveg)

Rövidítések: Ant - anatóz (leukoxén), Dol - dolomit, Qz - kvarc, Ab - albit, Ser - szericit, Chl - klorit, Cal - kalcit

size between 10–500  $\mu\text{m}$  (Fig. 4b). Albite and clinozoisite occur as 50–400- $\mu\text{m}$ -sized isometric, slightly elongated grains embedded in the oriented network made up by actinolite and chlorite (Fig. 4b–c).

Quartz and calcite/ferroan calcite occur as inter- and intracrystalline fracture fillings. Actinolite and chlorite, defining the foliation of the rock, commonly show signs of ductile deformation forming shear bands and folds (Fig. 4c), although mylonitic textures are absent. Our microstructural analysis showed the lack of dramatic grain size reduction, (i.e., mylonitization) in the greenschist. Microstructural analyses confirmed the macroscopic observations as to a general lack of mylonitic fabric within the greenschists. Still, we observed a well-developed foliation and moderate folding that demonstrate ductile deformation prior to brittle faulting. Brittle deformation is represented by cataclastic bands, where actinolite and albite crystals are partly crushed and associated with calcite cemented fractures (Fig. 4d). Textural analyses showed that, in some samples, a younger ferroan calcite cement generation is synchronous with cataclasis, evidenced by cross-cutting the non-ferroan calcite cement (Fig. 4d).

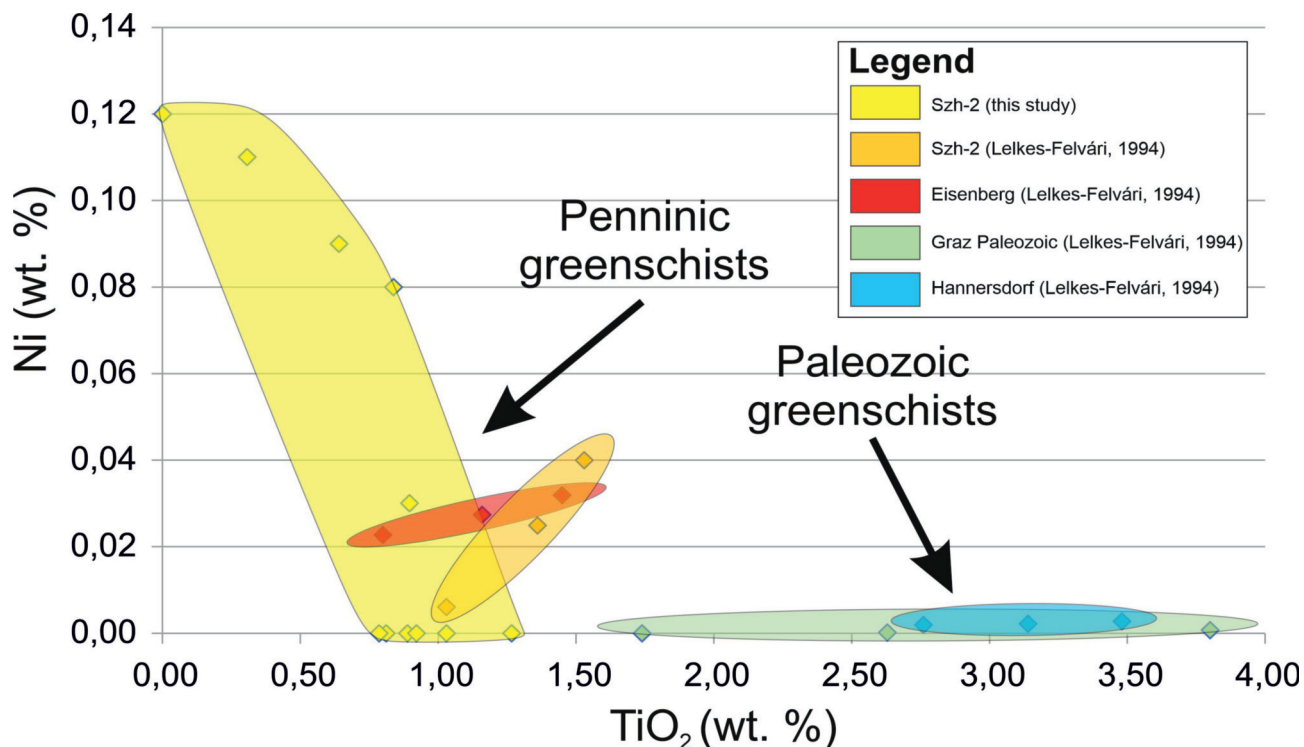
#### Implications based on bulk XRF data

XRF analysis was carried out on all samples to provide the weight percent of major to trace elements (Table III). As already proved by LELKES-FELVÁRI (1994), data from XRF

analysis can be used to prove the Penninic origin of the greenschists as opposed to being equivalents to the Paleozoic greenschists occurring in the Graz Paleozoic or the ones outcropping at Hannersdorf (Fig. 1). Among the major elements,  $\text{TiO}_2$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$ , and the trace elements Ni, Cr and V can be used for this discrimination (see Fig. 5). The values reported by LELKES-FELVÁRI (1994) from the Szh-II well match the ones obtained in this study from 10 greenschists samples (Table III). Moreover, the major element variations in  $\text{SiO}_2$  and CaO, for example, provide additional evidence for the lithologic discrimination of the UAA phyllites, limestones and the Penninic greenschists described above (Table III).

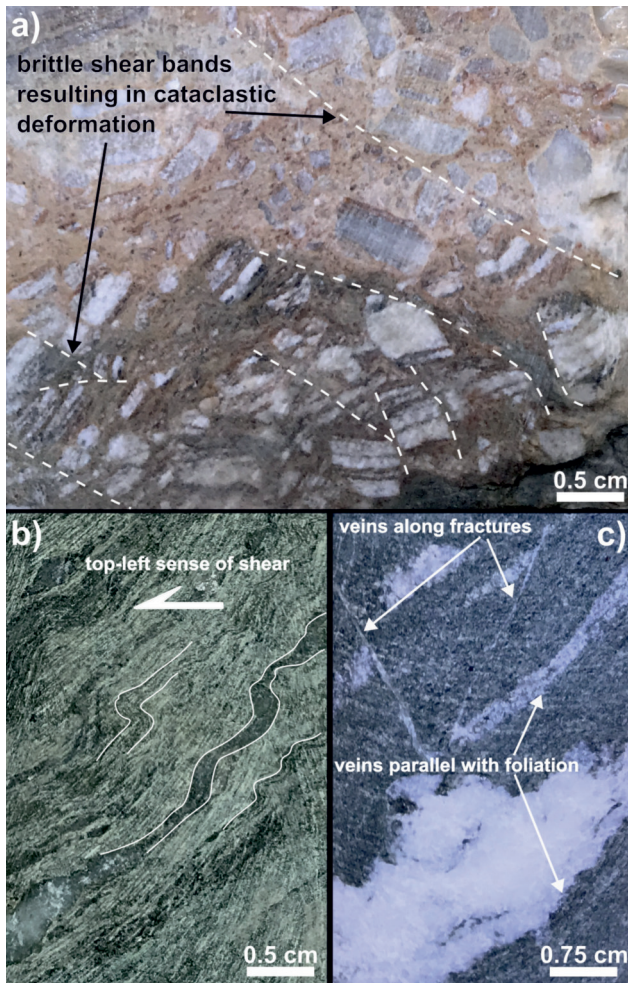
#### Core-scale structural observations

The syn-rift conglomerates and fanglomerates (PHILLIPS et al. 1992) are directly underlain by a significant zone of brittle deformation showing high fracture density and intense brecciation of various lithologies (Fig. 2b); these are regarded as a branch of the Rechnitz/Rohonc detachment system. The main part of this deformation zone, where fracture density is substantial on the hand specimen scale, is ca. 20 m thick and largely consists of cataclastic carbonates with slate and quartzite lenses (Fig. 6a). At the base of the deformation zone, the carbonate and slate material is mixed with the underlying greenschists, forming a purple to green fault breccia. The carbonate-dominated upper lithology was interpreted as Paleozoic UAA (correlated by the Graz Paleo-



**Figure 5.** Chemical variation diagram showing  $\text{TiO}_2$  vs. Ni content (in wt.%) in bulk greenschist samples based on XRF analyses. As comparison, bulk rock compositions described by LELKES-FELVÁRI (1994) for the same and similar rock types are also indicated. For details see text

5. ábra. A vizsgált zöldpala minták teljes kőzet összetételének  $\text{TiO}_2$  vs. Ni tartalma (tömeg%-ban kifejezve) XRF-mérések alapján. A diagramon feltüntetésre kerültek összehasonlításként LELKES-FELVÁRI (1994) által közölt, ugyanazzen rétegsor egyes elemeire, további hasonló kőzetekre vonatkozó mérési eredményei is (részletek a szövegben)



**Figure 6.** Core-scale structural characteristics of the studied samples. a) Fault breccia within the main deformation zone mostly containing carbonate clasts, exhibiting microfaults and cataclastic deformation (sample #2, flat surface). b) Penninic greenschist below the fault zone exhibiting a well-developed foliation and asymmetric folds, implying moderate shearing (sample #12, flat surface). c) Penninic greenschist below the fault zone exhibiting foliation-parallel and fracture-parallel calcite veins (photo of the mantle of the core). Large foliation-parallel veins imply the creation of significant transient porosity during or after metamorphism

**6. ábra.** A vizsgált minták fűrőmagléptékű szerkezeti sajátosságai. a) A fő deformációs zónában található vetőbreccsa (2-es számú minta), melyben a karbonát klaszterek rideg deformáció okozta nyírási szalagok mentén rendeződtek és kataklasztosodtak. b) A nyírózóna alatt elhelyezkedő Pennini zöldpala jól fejlett foliációt mutat és aszimmetrikus redőket formál, melyek közepes nyírás hatására jöhetnek létre. c) A nyírózóna alatt elhelyezkedő Pennini zöldpalában a foliáció síkjával és a repedésekkel párhuzamosan kalcit erek jelennek meg. A foliációval párhuzamos erek fejlődése jelentős átjárható porózitás kialakulására utal a metamorfózis során

zoic by LELKES-FELVÁRI 1994), while the greenschists belong to the Penninic unit.

Observations show that the weakly to moderately foliated Paleozoic rocks of the UAA unit are broken into angular pieces ranging from sub-mm to several cm (Fig. 6a) over the entire thickness of the fault zone. This intense cataclastic deformation only affected the uppermost few meters of the Penninic greenschist. The greenschist shows a well-developed foliation (Fig. 6b) below the detachment fault, attesting to ductile fabric formation prior to the localization of the

detachment. The foliation in the greenschist is mainly defined by the oriented growth of actinolite and chlorite (also defining stretching lineations on some foliation planes) and subordinately by albite and clinozoisite. The foliation has a dip angle between 20 and 40 degrees and is affected by minor to moderate folding. Besides the gentle folding that causes the slight variance of the foliation dip angle, an open to tight asymmetric fold population was also observed (Fig. 6b) that consistently indicates a downdip shearing direction (presumably in agreement with the kinematics of the subsequent brittle detachment fault). The greenschists are also affected by significant vein generation. Veins are made up of calcite and quartz and are mostly oriented parallel with the main foliation (Fig. 6c). Veins also grew along post-foliation fractures that are found both parallel with and also at a high angle with respect to the foliation (Fig. 6c). Veining in general shows that the Penninic greenschists have undergone alterations (mineral reactions, fracturing) that created significant transient porosity. This porosity was then used by fluids focused along the deformation zone and subsequent precipitation filled this porosity. The foliation of the greenschists does not show signs of significant mylonitization, such as well-developed shear fabrics or substantial grain size reduction.

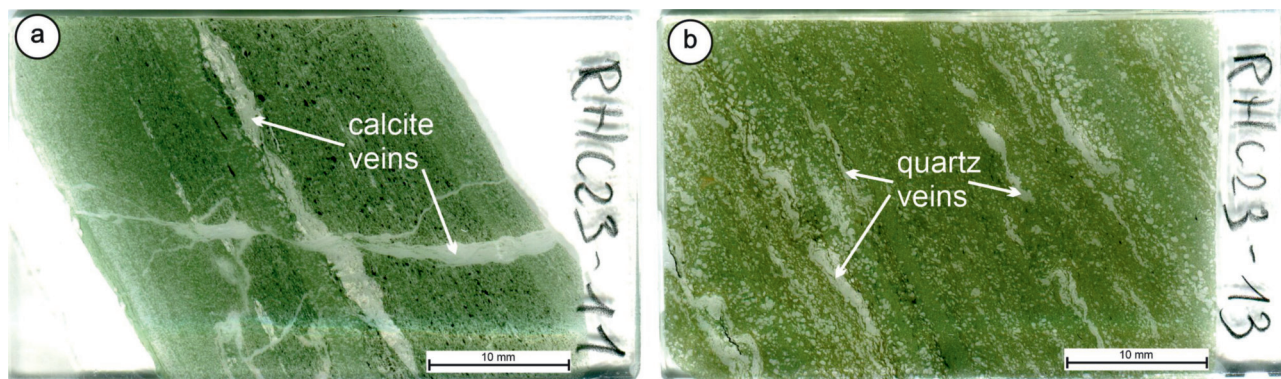
### Fluid inclusion characteristics

Three samples (Samples #11, 13 and 14, Fig. 7) from the Penninic greenschists in the footwall of the Rechnitz fault were selected for fluid inclusion analysis. Multiple types of fluid inclusions occur hosted by the different, mostly accessory minerals (oriented apatite and clinozoisite along with the foliation of the rock) and also in vein-filling minerals such as quartz and calcite. These veins are almost always parallel with the foliation of the rocks, although calcite veins occur with high angle compared to the direction of the foliation (Fig. 7). Calcite veins are up to 3 mm thick, whereas few-hundred-micron-thick veinlets also occur, the latter most commonly cross-cutting rock foliation. Fluid inclusions are hosted by thicker, 1–2-mm-thick veins with similar petrographic characteristics in both the foliation cross-cutting veins and in the foliation-parallel veins. Vein-forming calcite grains are 5–100- $\mu\text{m}$ -sized and typically show straight grain boundaries with granoblastic texture (see Fig. 9b).

Quartz veins are 200–2000  $\mu\text{m}$  thick and show folded structures parallel with the foliation of the rock. As an alternative interpretation, these structures may not be real veins. Rather, these might be quartz lenses, which were deformed during metamorphism and related to the metamorphic foliation. Quartz grains and subgrains are 10–100- $\mu\text{m}$ -sized and contain fluid inclusions most commonly along sub-grain boundaries (Fig. 9g).

In the following, petrographic observations and results from Raman spectroscopy will be described together.

Type I inclusions are hosted by clinozoisite and form 1–15  $\mu\text{m}$  elongated, strained and irregular shaped secondary



**Figure 7.** Scanned images of the thick sections prepared for fluid inclusion analyses of the studied greenschist samples (Sample 11 and 13) showing different vein textures. a) Calcite veins running parallel and at high angle with the rock foliation. b) Quartz veins parallel with the foliation

**7. ábra.** A vizsgált (11. és 13. számú) zöldpalamintákból, fluidumzárvány-vizsgálatokhoz készített vastagszisek szkenelt képei, melyeken különböző értípusok figyelhetők meg. a) A kalciterek a foliációval párhuzamosan, illetve attól jelentősen eltérő szögben jelennek meg. b) Kvarcerek kizárólag a kőzet irányítottágával párhuzamosan húzódnak

two-phase (liquid and vapor) fluid inclusions at room temperature (Fig. 8a, b). Raman spectroscopy shows  $\text{CH}_4$  in the vapor phase and  $\text{H}_2\text{O}$  in the liquid phase (Fig. 10) together with accidentally trapped few-micron/submicron-sized solid phases, such as calcite. Phase ratios are generally constant in this type of fluid inclusions, which indicates homogeneous (one-phase) entrapment.

Oriented apatite is rich in fluid inclusions, representing multiple generations (Type II a–d).

Tubular, 2–3- $\mu\text{m}$ -long, highly stretched and most likely opened primary two-phase (liquid and vapor) inclusions (referred to as Type IIa inclusions) occur rarely in a cloudy zone within the core of apatite (Fig. 8c). Water was detected in the liquid phase along with an indication of  $\text{CO}_2$  in the vapor phase (Fig. 10).

Slightly elongated, typically negative crystal-shaped, 2–10- $\mu\text{m}$ -sized two-phase (liquid and vapor) fluid inclusions were distinguished along growth zones in apatite, which indicate primary origin. These inclusions are distributed outside the core of apatite, and are referred to as Type IIb inclusions (Fig. 8c–d).  $\text{CO}_2$  was detected in the vapor phase and  $\text{H}_2\text{O}$  in the liquid phase (Fig. 10). Consistent phase ratios were observed (one-phase fluid entrapment).

Apatite, showing intergrowth with chlorite and containing small chlorite and chalcopyrite as inclusions, hosts ran-

domly distributed primary multiphase (solid, liquid and vapor) fluid inclusions as well (referred to as Type IIc inclusions). These inclusions are characterized by negative crystal shape and sizes ranging between 2–8  $\mu\text{m}$ . Chlorite was found as an accidentally trapped solid phase within the inclusions, together with water in the liquid phase and a  $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$  in the vapor phase (Fig. 10). Fluid compositions vary as follows:  $\text{CO}_2$ : 93–100 mol%,  $\text{CH}_4$ : 0–7 mol%. Note that apatite, hosting multiphase fluid inclusions, is commonly rich in intracrystalline cracks filled by brown iron-oxide-rich material (Fig. 8e–f).

Type II d inclusions in apatite are mostly distributed along healed fractures perpendicular to the elongation of the host mineral (Fig. 8g, h). These secondary two-phase (liquid and vapor) fluid inclusions have elongated and irregular shape and 1–15  $\mu\text{m}$  size. Phase ratios vary significantly (from exclusively vapor containing to almost only liquid containing inclusions) within the same healed fracture.  $\text{CO}_2$  in the vapor phase and  $\text{H}_2\text{O}$  in the liquid phase were detected (Fig. 10).

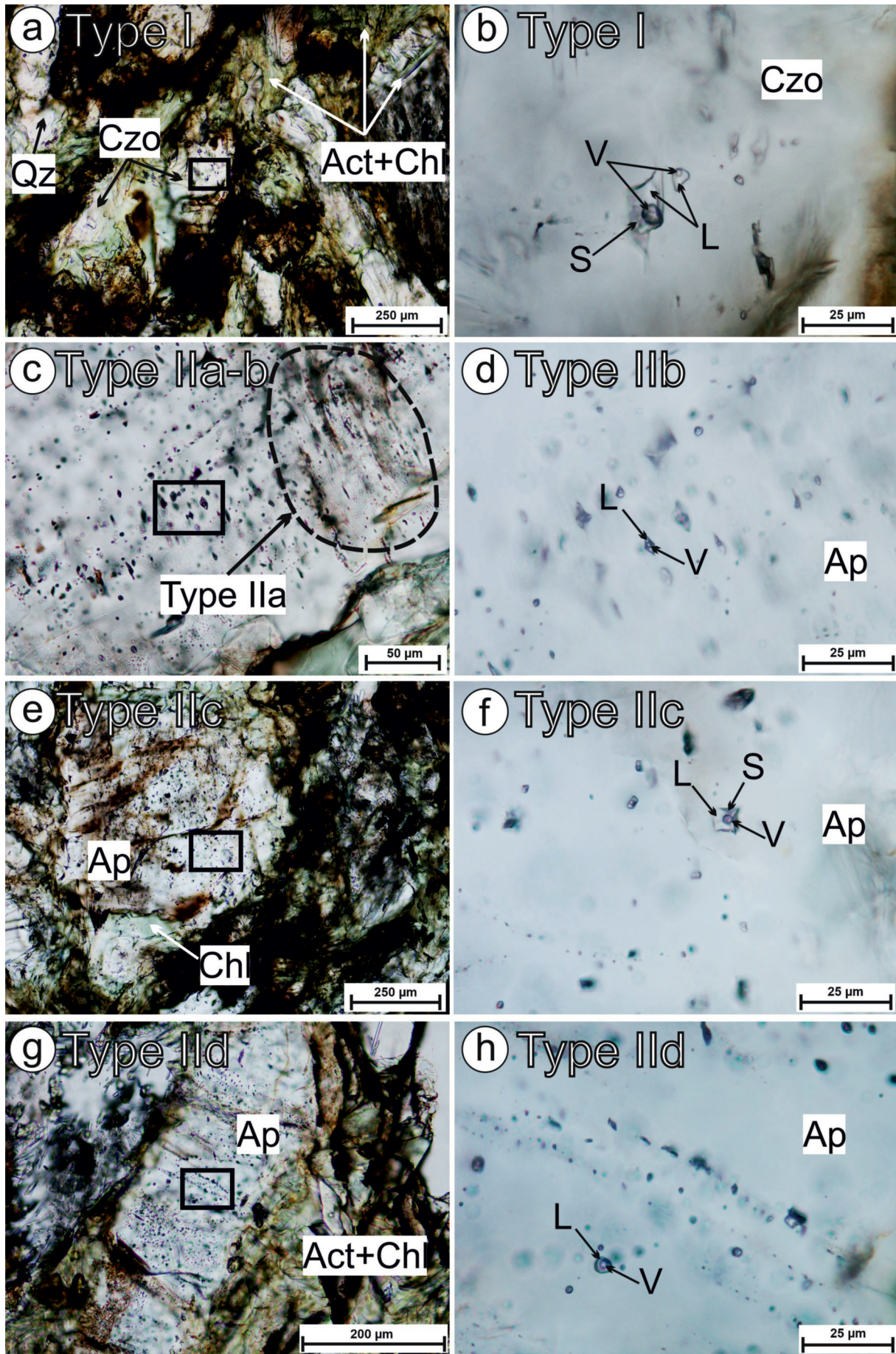
Calcite occurs as a common vein-filling mineral within the analyzed samples and contains abundant two-phase (liquid and vapor) fluid inclusions, referred to as Type III inclusions. These fluid inclusions occur either in the core or randomly within the calcite grains (Fig. 9a, b) thus are pri-

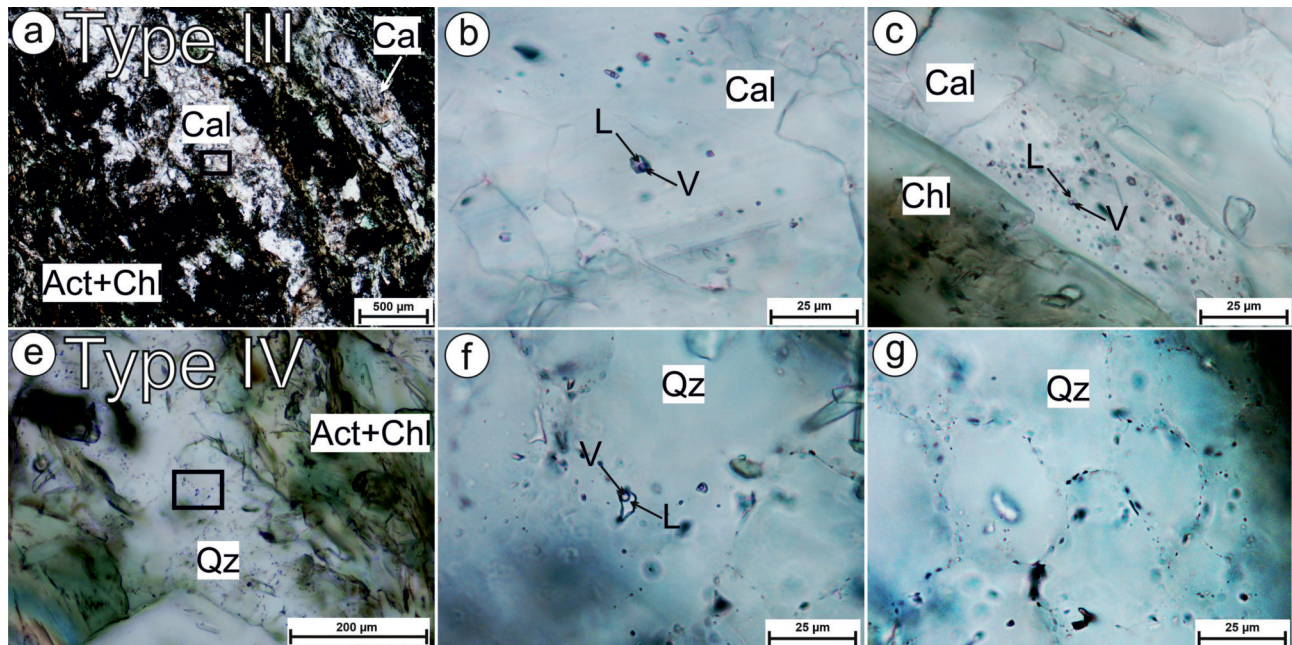
→ **Figure 8.** Photomicrographs showing representative petrographic features of the studied fluid inclusion types in rock-forming minerals of Penninic greenschist samples from the SzH-II (plane polarized, transmitted light). a–b) Secondary  $\text{CH}_4$ -rich aqueous two-phase fluid inclusions (Type I) occurring in healed fractures in clinozoisite. c–d) Primary fluid inclusion types (Type IIa and b) trapped in apatite. Type IIa inclusions are located in the core of the host apatite in cloudy zone, while Type IIb occur along growth zones outside the core. e–f) Primary multiphase fluid inclusions (Type IIc) hosted by apatite, which has abundant intergranular cracks filled by iron-oxide-rich fine-grained material. Note that the apatite has an intergrowth with chlorite at the grain boundaries. Furthermore, chlorite also occurs as crystal inclusions in apatite and as an accidentally trapped solid phase in the fluid inclusions. g–h) Secondary  $\text{CO}_2$ - $\text{CH}_4$ -rich aqueous fluid inclusion (Type II d) trails in apatite, mostly distributed perpendicular to the elongation of the host mineral. Black rectangles on a), c), e) and g) show the location of close-up views shown on b), d), f) and h) respectively

Abbreviations: Act - actinolite, Chl - chlorite, Qz - quartz, Czo - clinozoisite, Ap - apatite, S - solid phase, L - liquid phase, V - vapor phase

→ **8. ábra.** A SzH-II fűrészből származó Pennini zöldpalaminták kőzetalkotó ásványjaiban megfigyelt fluidumzárvány típusok főbb petrográfiai sajátosságai (1N, áteső fény). a–b) Másodlagos  $\text{CH}_4$ -tartalmú vízgazdag kétfázisú fluidumzárványok (I. típus) klintozisitben, melyek beforrt repedések mentén jelennek meg. c–d) Elsődleges fluidumzárványok apatitban, melyek a befogadó ásvány magjában felhőszerűen (II. a típus), illetve növekedési zónái mentén (II. b típus) jelennek meg. e–f) Primer multifázisú fluidumzárványok (II. c típus) apatitban. A befogadó ásvány repedésekkel gazdagon átjárt, melyeket vas-oxid(ok)ban gazdag, finomszemcsés anyag tölt ki. Megállapítható, hogy a klorit az apatittal párhuzamosan kristályosodott, ugyanis klorit figyelhető meg az apatit zárványaként, illetve a fluidumzárványokban véletlenszerűen csapódzott szilárd fázisként is. g–h) Másodlagos  $\text{CO}_2$ - $\text{CH}_4$ -tartalmú vízgazdag (II. d típus) fluidumzárványok, melyek apatit beforrt repedései mentén, általában a befogadó ásvány megnyúlására merőlegesen csapódódtak. Az a), c), e) ábrán jelölt fekete téglalapok rendre a b), d), f) és h) kinagyított képeknek helyét mutatják

Rövidítések: Act - aktinolit, Chl - klorit, Qz - kvarc, Czo - klintozisit, Ap - apatit, S - szilárd fázis, L - folyadékfázis, V - gőzfázis





**Figure 9.** Photomicrographs showing characteristic petrographic features of the studied fluid inclusion types in vein-forming minerals of Penninic greenschist samples from the Szh-II well (plane polarized, transmitted light). a–b) Type III inclusions, hosted by calcite, have primary origin as they occur in the core or randomly in the calcite grains and also distributed parallel to the veins. c–d) Type IV secondary two-phase  $\text{CO}_2$ - $\text{CH}_4$ - $\text{N}_2$ -rich aqueous fluid inclusions occurring along subgrain boundaries of vein-forming quartz. Black rectangles on a) and e) show the location of close-up views shown on c) and f), respectively. Abbreviations: Act – actinolite, Chl – chlorite, Qz – quartz, Cal – calcite, L – liquid phase, V – vapor phase

**9. ábra.** A Szh-II fúrásból származó Pennini zöldpalaminták érköltött ásványokban megfigyelt fluidumzárvány típusok főbb petrográfiai sajátosságai (1N, áteső fény). a–b) Elsődleges fluidumzárványok kalcitban, melyek a szemcsék magjában vagy véletlenszerű eloszlásban, továbbá az erek lefutásával párhuzamosan jelennek meg. c–d) Másodlagos, kétfázisú  $\text{CO}_2$ - $\text{CH}_4$ - $\text{N}_2$ -tartalmú, vízgazdag fluidumzárványok, melyek érköltött kvarc alszemcse határai mentén helyezkednek el. Az a), e) ábrán jelölt fekete téglalapok rendre a c) és d) kinagyított képeinek helyét mutatják

Rövidítések: Act – aktinolit, Chl – klorit, Qz – kvarc, Cal – kalcit, L – folyadék fázis, V – gőzfázis

mary in origin. Calcite veins less typically host small ( $<2\text{-}\mu\text{m}$ -sized) fluid inclusions with a distribution outlining the direction of the vein without following any straight healed fracture (Fig. 9c). This textural observation indicates primary entrapment of the fluid inclusions most likely simultaneously with vein formation. Type III inclusions are 1–5- $\mu\text{m}$ -sized with elongated-irregular, in some cases nearly negative crystal shape. Although the inclusions are almost always two-phase, their phase ratios show strong variations with one phase liquid or vapor inclusion end members present within the same cluster.  $\text{H}_2\text{O}$  was detected in the liquid phase, while  $\text{CO}_2$ , in addition to indication of saturated hydrocarbons, in the vapor phase (Fig. 10). The presence of saturated hydrocarbons is indicated by low intensity broad Raman bands at  $\sim 2250\text{ cm}^{-1}$  and  $\sim 2945\text{ cm}^{-1}$ , based on LI et al. (2023) and ZHANG et al. (2007). Despite the high intensity baseline of the Raman spectra caused by the host calcite (and thus low signal-to-noise ratio), these two bands were detected in some of the studied inclusions. This observation is consistent with the findings of LI et al. (2023) describing the main Raman bands of saturated hydrocarbons in the same host mineral.

Quartz-rich veins, which are less common than calcite-veins, contain sparse and tiny (typically  $<1\text{--}2\text{ }\mu\text{m}$ , very rarely reaching 5–6  $\mu\text{m}$  sized) fluid inclusions, referred to as Type IV inclusions along quartz subgrains (Fig. 9e–g). These two-phase (liquid and vapor) inclusions have irregu-

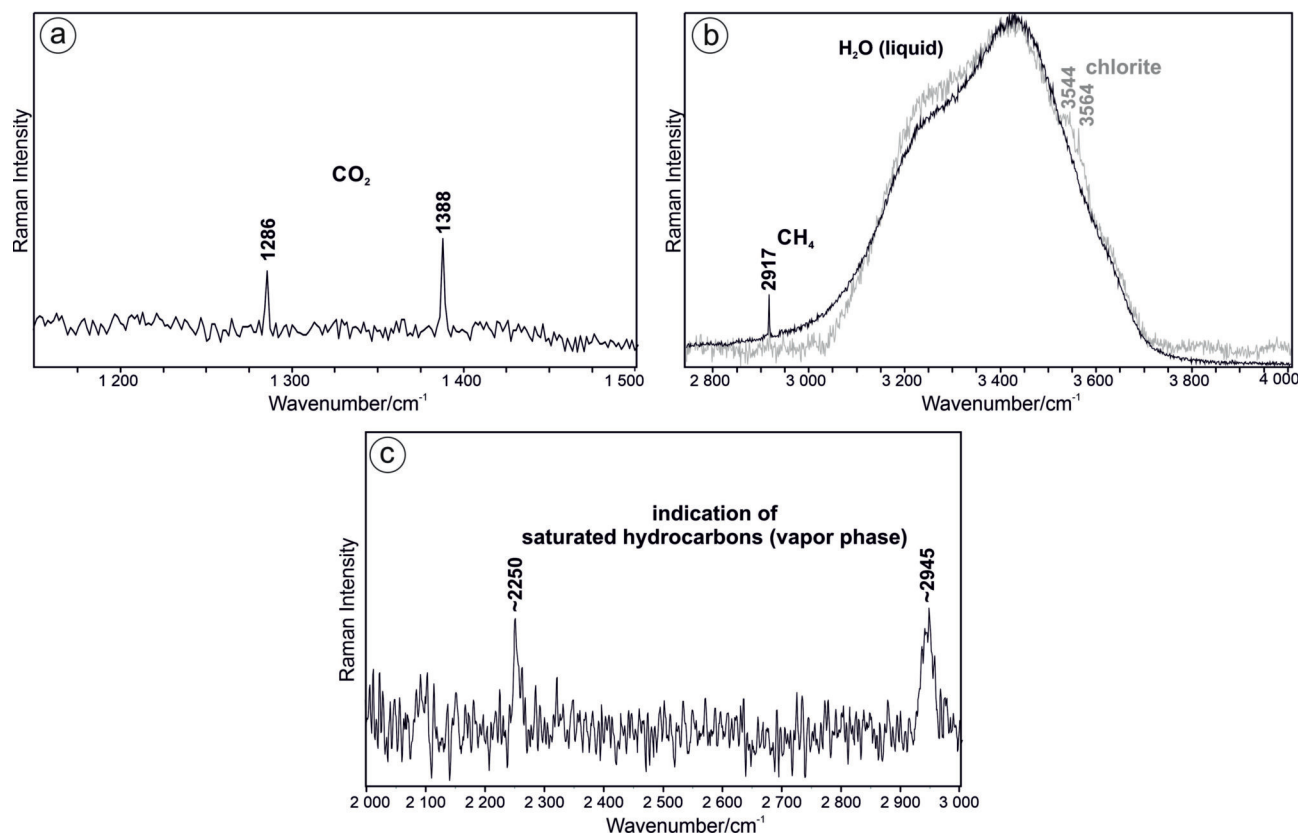
lar shape. The low visibility due to the small size precluded estimating possible variations of phase ratios. Raman spectroscopy revealed the co-existence of  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  and  $\text{N}_2$  in the vapor phase and  $\text{H}_2\text{O}$  in the liquid phase (Fig. 10). These inclusions are defined as secondary fluid inclusions encapsulating fluids during quartz subgrain formation.

## Discussion and outlook for future work

### Structural interpretation

In most detachment systems, brittle (cataclastic) deformation during fault slip overprints a high-strain ductile shear zone made of mylonites. This might be the consequence of the embrittlement of the shear zone related to extensional unroofing (exhumation and cooling) or the injection of fluids into the shear zone (Fig. 6; REYNOLDS & LISTER 1990, GAUTIER & BRUN 1994, BRUN et al. 1994, SELVERSTONE et al. 2012, WHITNEY et al. 2013, AXEN 2019).

The greenschists in the Szh-II drill core exhibit signs of minor to moderate ductile shearing under greenschist facies conditions (Fig. 6b), associated with a downdip stretching lineation and shear sense based on observed stretching lineations and asymmetric folds. These observations are consistent with earlier findings that describe the youngest, dominant metamorphic event in the Rechnitz MCC as the



**Figure 10.** Representative Raman spectra of the most common fluid components measured in fluid inclusions of greenschist samples. a) Characteristic Raman spectra of  $\text{CO}_2$  measured in the vapor phase of in Type IIa-d, III and IV fluid inclusions. b) Characteristic Raman spectra of  $\text{CH}_4$  and  $\text{H}_2\text{O}$  detected in the vapor and liquid phase of fluid inclusions, respectively.  $\text{CH}_4$  was detected in Type I, Type IIc and Type IV inclusions, whereas liquid  $\text{H}_2\text{O}$  in each fluid inclusion type. Raman spectra with grey color indicate the overlapping OH bands of accidentally trapped chlorite measured in Type IIc inclusions. c) Raman spectra showing the indication of saturated hydrocarbons detected in calcite-hosted Type III fluid inclusions

**10. ábra.** A zöldpalamintákban vizsgált fluidumzárvány típusok legfőbb fluidumkomponenseinek jellegzetes Raman-spektruma. a) A II.a-d, II.I és IV. típusú fluidumzárványok gőzfázisában megfigyelhető  $\text{CO}_2$  Raman-spektruma. b) Az I., II.c és IV. típusú típusú fluidumzárványok gőzfázisában mért  $\text{CH}_4$  és folyadékfázisában mért  $\text{H}_2\text{O}$ , mely utóbbi az összes zárványtípusban kimutatható. Megfigyelhető továbbá a szürke színnel jelzett Raman-spektrumon a  $\text{H}_2\text{O}$  spektrumával részben átfedő klorit jellegzetes Raman-sávjai, mely utóbbi a II.c típusban véletlenszerűen befogott szilárd fázisként azonosítható. c) Telített szénhidrogének jelenlétét indikáló Raman-spektrum, mely a III. típusú halcít által bezárt fluidumzárványokban mutatható ki

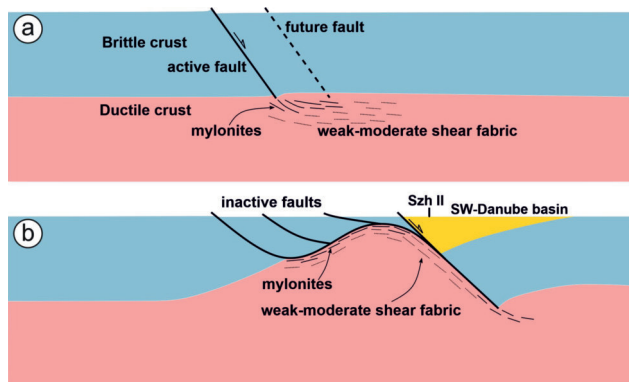
formation of the greenschist fabric, associated with E–NE-vergent shearing (LELKES-FELVÁRI 1982, 1994; KUBOVICS 1983; KOLLER 1985; CAO et al. 2013). While high strain rate shear zones have been reported from the wider Rechnitz complex (CAO et al. 2013), mylonites with significant grain size reduction have not been observed in the samples of the Szh-II drill core. This suggests that this specific portion of the Penninic unit was not in proximity (i.e. within a few hundred meters) of the main ductile shear zone during the formation of the detachment system (Fig. 11a). Instead, these samples might represent a distal section of exhumed rock volume with respect to the main ductile shear zone, which was crosscut by a younger fault of the detachment system once already cooled below the limit of ductile deformation (Fig. 11b). However, the observed deformation features (Fig. 6b) still indicate a moderate degree of ductile deformation that could be related to shearing during initial exhumation, not directly adjacent to a main shear zone. This possibility is supported by the overall 20–40° dip of the foliation, which is similar to the low-angle dip of the detachment fault seen on reflection seismic data (Fig. 1b). How-

ever, we note that any robust interpretation would require oriented samples (allowing to constrain the dip direction as well), which were not available for the cores of this study.

We emphasize that the above-described deformation zone directly underlies the syn-rift conglomerates. In this sense, the SW-Danube Basin may be interpreted genetically as a supra-detachment basin, and the Paleozoic slivers in the uppermost 20 meters of the basement might represent an extensional allochthon that is bounded by different branches of the main detachment.

#### Stratigraphic interpretation

Our analysis of the core material from the Szh-II well associated with Miocene normal faulting highlighted several interpretational challenges. One of them is the stratigraphic nature of the various Upper Austroalpine unit lithologies in the broader damage zone of the Rechnitz fault between about 2063–2083 m (Figs 2b, 3). LEKES-FELVÁRI (1994) likened these lithologies to those in the Graz Paleozoic, some 150 km to the west. In our view, a more straightforward



**Figure 11.** Schematic evolutionary model (rolling-hinge model) of the Rechnitz detachment system, where the major fault penetrated by the Szh-II well is the youngest fault of the detachment system. This could explain why the fault is directly underlain by weakly-moderately sheared Penninic greenschists and not by well-developed mylonites. a) Initial extension: formation of the first fault(s) in the brittle crust and a shear zone in the ductile crust. b) Exhumation of the metamorphic core complex (Rechnitz window) while the active faulting migrates from left to right

**11. ábra.** A Rohonci nyírózóna sematikus fejlődéstörténeti rekonstrukciója, melyben a Szh-II fúrás a rendszer legfiatalabb vetőjét harántolta. Ez szolgálhat magyarázatul arra, hogy közvetlenül a vető alatt elhelyezkedő Pennini zöldpala csak kis-közepes mértékű nyírást szenvedett, illetve milonitosodás jeleit nem mutatja. a) Extenzió kezdete: a kéreg ridegen deformálódó zónájában az első vető(k), a képlekeny alsó kéregben pedig nyírózóna kialakulása. b) A metamorf magkomplexum (Rohonci-ablak) exhumációja, melynél az aktív vetők balról jobbra tevődnek át

correlation is one with the Devonian units exposed in the active quarry near Hannersdorf, only about 15 km to the west (Fig. 1a). The phyllites and dolomites (Fig. 12) described at this location (SCHÖNLAUB 2000) are very likely the equivalents of the Ölbö Carbonate phyllite and Bük Dolomite formations documented in the subsurface of the southwestern Danube Basin (FÜLÖP 1990).

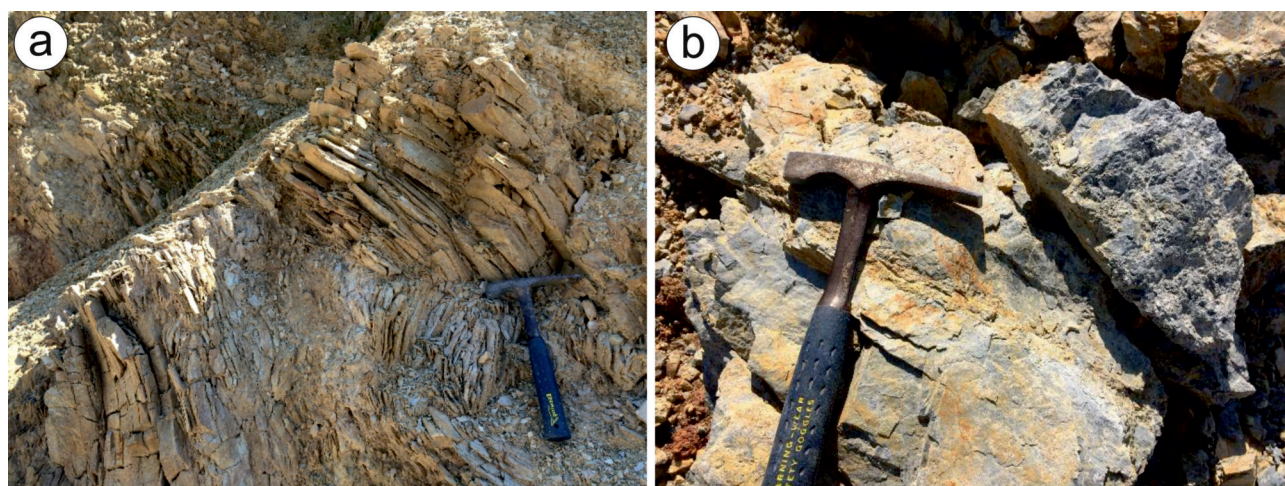
The lack of any Lower and Middle Austroalpine lithologies in the damage zone and in the overlying fault talus highlights the large normal offset along the Rechnitz fault dis-

placing about a 10 km thick section of mostly high-grade metamorphics (TARI 1996b). However, a well-developed mylonite zone in the footwall greenschists, which would be expected to be associated with such a high-strain fault (AXEN 2019), was not found in the Szh-II drill core. In our interpretation, it is attributed to the brittle overprint of the detachment fault in a later stage of the extension (Fig. 6b). This portion of the Penninic unit was likely not in the proximity (i.e., within few hundred meters) of the main ductile shear zone. In a map-view sense, the middle Miocene low-angle faults developed with a dominant down to the SE sense, almost perpendicular to the top to the ENE movement during the early Miocene MCC style faulting. Therefore, the subsurface boundary of the Rechnitz Window may be a composite one, i.e., a combination of high-strain detachment and wide-rift style low-angle normal fault segments (Fig. 1a). Given the limited subsurface seismic reflection and well control (TARI et al. 2020), the map which has been strongly modified from KRÖLL et al. (1988), remains speculative (Fig. 1a).

Importantly, during the late Miocene and Pliocene (12.5–5.5 Ma, Sarmatian–Lower Pannonian) the Rechnitz fault plane is inferred to have experienced a fault reactivation period (KOVÁCS et al. 2015). Therefore, the fault zone may have recorded at least three distinct faulting episodes. There are multiple generations of cement seen in the damage zone (Figs 3, 4), but their chronology cannot be tied at present to the distinct brittle deformation stages along the Rechnitz fault. A more detailed structural analysis than what our study offers may result in a more specific chronology of diagenetic sequence as the function of fault reactivation.

#### Migration of fluids along the fault zone

The fact that gases occluded in fracture zones of active faults are characterized by a high concentration of  $H_2$  and/or  $CO_2$  has been known for decades (SUGISAKI et al. 1983). The



**Figure 12.** Outcrop expression of Upper Austroalpine a) slates-phyllites and b) dolomites in an active quarry just south of Hannersdorf (Fig. 1a). These Devonian lithologies are tentatively correlated with the fractured material observed in the inferred damage zone of the Rechnitz fault between 2063–2085 m in the Szh-II well (Fig. 2b)

**12. ábra.** A Felső Ausztroalpi egységek (a: fillit, b: dolomit) feltárásai a Hannersdorftól (Ausztria, 1. ábra, a) délre található aktív kövejtőben. Ezek a devon idősziaki kőzet-tani egységek párhuzamosíthatók legjobban a vizsgált fúrásanyag (2. ábra, b) leginkább töredezett, deformált zónájában (2063–2085 m) vizsgált kőzetekkel

concentration of  $H_2$  in particular, in active faults associated with historical earthquakes usually amounts to as high as several percent at most, whereas the concentration of  $H_2$  from Quaternary faults that have not been shown to produce historical earthquakes is at most 100 ppm.

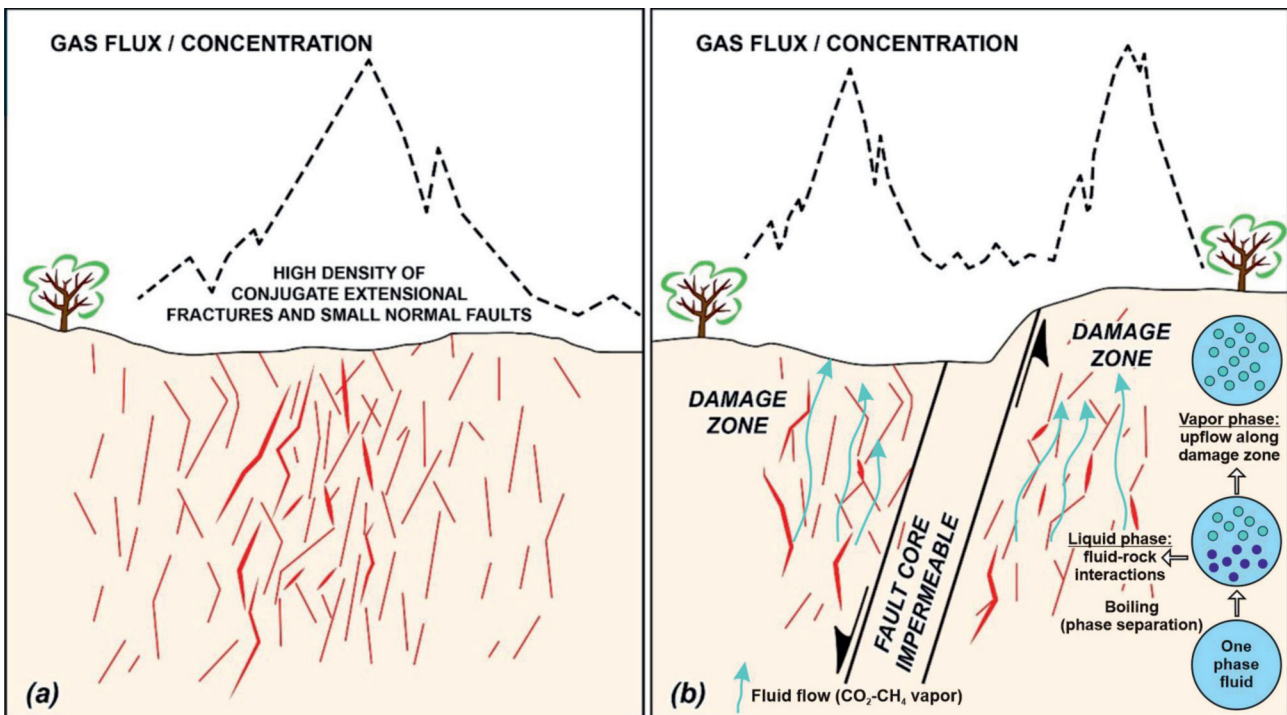
Upward migration of gases in a fault damage zone requires some porosity and permeability. Neotectonic faults tend to allow these as diagenetic processes has not had sufficient time yet to plug the pore spaces. Existing brittle fault evolution models assume a cyclic permeability evolution of fault zones through geological time (INDREVÆR et al. 2014). With ongoing faulting, movement along a fault causes fracturing and cataclasis within the core zone and increases permeability. The core zone thereby acts as a fluid conduit (Fig. 13a). However, cementation by precipitation of minerals and grain growth decreases permeability within the core zone and forces the gas and fluid flow into the adjacent damage zones flanking the plugged-up fault (Fig. 13b). Only fault reactivation could initiate a new fluid flow evolution cycle by opening up the core fault zone by brittle deformation (PEI et al. 2015).

#### Fluid evolution history

Four different types of fluid inclusions representing different fluid migration events were distinguished in the studied rocks, as follows: Type I:  $CH_4-H_2O$  fluid, Type II:

$CO_2 \pm CH_4-H_2O$  fluid, Type III:  $CO_2-H_2O \pm$  hydrocarbon fluid and Type IV:  $CH_4-CO_2-N_2-H_2O$  fluid.  $CH_4-CO_2-N_2$  aqueous fluids are common in fluid inclusions trapped during retrograde hydration under greenschist facies conditions and along a retrograde metamorphic path in exhumed rocks (VAN DEN KERKHOFF et al. 1991).

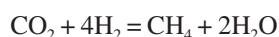
A precise chronological classification for Type I and Type II inclusions is challenging to be established as they occur in healed fractures of rock-forming minerals, thus entrapped subsequently to crystallization of the host minerals. Apatite hosts primary fluid inclusions within its core (Type IIa inclusions) and along growth zones (Type IIb-c inclusions), thus representing different stages of entrapment. Original magmatic signatures in the core zone of apatite are commonly preserved in low-grade metamorphic rocks (HENRICHS et al. 2019), whereas metamorphic overgrowth of apatite forms due to partial dissolution-recrystallization processes (SPEAR & PYLE 2002). Type IIa inclusions are thus most likely representatives of an ancient fluid generation characterized by primary magmatic origin, although subsequently underwent stretching and partial opening/decrepitation over a metamorphic P–T path. Textural evidence indicates that metamorphic apatite crystallization took place in the presence of chlorite as the latter was found as an accidentally trapped phase in the inclusions. This suggests that apatite grew in the presence of a  $H_2O-CO_2$  fluid which was



**Figure 13.** Schematic depiction of how gas leakage along a brittle fault could evolve through time, modified from ANNUNZIATELLIS et al. (2008). a) The fault network configuration results in more open, interconnected gas migration pathways, resulting in higher gas flux rates. b) The mature fault shows the development of a very low permeability core, bounded by damage zones that could become the actual migration pathways for vapors or liquids until the fault zone reactivates (INDREVÆR et al. 2014, PEI et al. 2015)

**13. ábra.** Fluidumáramlás/gázszivárgás időbeli fejlődése egy rideg deformációs zónában, sematikus ábrázolás ANNUNZIATELLIS et al. (2008) alapján. a) A vetőrendszer jellege nyitottabb, egymással kommunikáló fluidum/gáz migrációs útvonalakat eredményez, ezzel elősegítve az intenzív áramlást. b) A vetőrendszer későbbi fejlődési szakaszában annak belső zónája impermeábilissá válhat, így az azt körülvevő deformált zónák jelölhetik ki a fluidum feláramlási útvonalakat a vetők reaktiválásáig (INDREVÆR et al. 2014, PEI et al. 2015)

preserved as primary CO<sub>2</sub>-bearing aqueous inclusions (Type IIb). Apatite was crosscut by abundant cracks filled by iron-oxide-rich fine-grained material, developed probably during retrograde evolution. This likely resulted in partial opening of primary fluid inclusions (Type IIc) which could cause COH fluid re-speciation via redox reactions (CONOLLY 1993, CESARE 1995). Such open system fluid compositional modifications causing post-entrapment re-equilibration of inclusions might took place locally that is supported by variations of the molar volume of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> within the same assemblage of inclusions occurring close to cracks and fractures. Re-speciation of the fluid and redox reaction within inclusions can be influenced by H<sub>2</sub>O leakage or hydrogen diffusion into or out of the inclusion (HUIZENGA 2001). Such enrichment of CH<sub>4</sub> can be described by the following reaction:



This reaction takes place typically during serpentinization of ultramafic rocks along with continuous production of H<sub>2</sub> and decrease of H<sub>2</sub>O activity (KLEIN et al. 2019). Serpentinization of ultramafic rocks within the Penninic unit (DUNKL & DEMÉNY 1997) could have served as a source for hydrogen production. However, we have no direct evidence for the presence of the H<sub>2</sub> in the studied fluid inclusions. Alternatively, the source of various COH fluids (i.e., CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> as found in apatite-hosted fluid inclusions) could have been organic matter, which likely produced hydrocarbons, as detected in Type III inclusions.

Textural data showed that Type IIId secondary fluid inclusions clearly postdate the development of the abovementioned fluid inclusion generations and are characterized by heterogeneous trapping and a boiling system during entrapment indicated by varying liquid-vapor ratios within the same healed fracture.

Based on textural analyses, the entrapment of Type III and Type IV inclusions are related to the enclosing calcite and quartz veins, respectively. Type IV carbonic nitrogen-bearing aqueous inclusions distributed along quartz subgrain boundaries are likely to have been trapped during ductile deformation-recrystallization processes (JOHNSON & HOLLISTER 1995). Type III inclusions with primary origin, which are included in calcite veins that mostly occur along post-foliation fractures with high angle with respect to foliation, can be regarded as the latest fluid migration event recorded by the studied greenschist samples.

As an alternative scenario, necking-down phenomenon as a possible post-trapping change of fluid inclusions cannot be excluded in particular for fluid inclusions trapped in soft minerals, such as calcite. However, a thorough petrographic analysis of fluid inclusions can help to recognize the peculiarities caused by necking-down, as described by GOLDSTEIN (2001). Based on these, we did not find such petrographic evidence like i.e., 1) left-over tails or channels or 2) paired gas-rich and liquid-rich inclusions, rather randomly distributed inclusions in terms of their phase ratios (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Furthermore, if a typical aqueous

liquid is entrapped homogeneously at higher temperatures, it is only able to nucleate a vapor bubble upon cooling that would occupy no more than 15% of the volume of the inclusion (GOLDSTEIN, 2001). Consequently, if within a group of fluid inclusions, there is more than 15 vol.% vapor, then heterogeneous entrapment of a gas and liquid phase is likely, which fits our observations in this study.

Regardless of the fluid inclusions type, all inclusions indicate liquid/vapor phase separation during upward fluid migration through some channel, i.e., the fault network. A clear manifestation of this is the co-existence of vapor and liquid phases within the inclusions during (Type IIId and Type III) or after (Type I, Type IIa–c) fluid entrapment as inclusions. This can be of particular importance when considering the migration of the various fluid generations. Composition of phases defined by Raman spectroscopy and phase topology of CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O (DIAMOND 2001) and CH<sub>4</sub>–H<sub>2</sub>O (DUAN et al. 1992) suggest that during liquid-vapor phase separation, a H<sub>2</sub>O-rich liquid and a CO<sub>2</sub>- or CH<sub>4</sub>-rich vapor phase will be immiscible during the upward flow of fluids (by decreasing pressure and/or temperature). Once the liquid and the vapor rich phases form, they likely physically separate from each other due to their different physico-chemical properties and flow abilities. The H<sub>2</sub>O-rich fluid will likely play a role in dissolution/precipitation and metasomatic processes with their environment (rocks) due to its high solvation capacity. In contrast, the more inert and low-density CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> vapor would probably flow through the damage zones (see Fig. 13), reaching the shallow subsurface region or even the atmosphere.

Our thin section analysis and macroscopic observations show that the Rechnitz fault is probably “tight” as pre-existing pore-space created by successive brittle faulting periods is filled with calcite and/or quartz cement today. There is no structural evidence for neotectonic activity along the Szh-II fault (KOROKNAI et al. 2020). Existing earthquake data in the region do not support recent reactivation of the fault either (CZECZE et al. 2023). Therefore, the cemented Rechnitz fault core zone may not be preferentially used by various gases and fluids to migrate towards the surface at present.

Yet, the three fluid inclusion samples taken from the footwall of the Rechnitz fault indicate migration of gases, such CH<sub>4</sub> or CO<sub>2</sub>, along the fault in the past. Additional fluid inclusion work on samples from the broader damage zone may possibly document the paleo-migration of other gases and fluids as well.

## Conclusions

The fully cored Szh-II well offers an exceptional case where a major fault zone was penetrated in its entire 15–20-m-thick damage zone immediately beneath the syn-rift Miocene basin fill. The highly fragmented Paleozoic slates, phyllites and carbonates are correlated with Upper Austroalpine Devonian lithologies outcropping only about 15 km to the west near Hannersdorf, Austria. The brittle fault dam-

age zone may have some extensional allochthons associated with the high-strain (tens of kilometers) Miocene extensional movements along the Rechnitz-Rohonc fault complex.

However, no mylonitic fabric was found corresponding to the expected mylonitic front in the cores beneath the fault in its footwall. Instead, it is the Miocene to Pliocene brittle deformation that dominates the deformation style as revealed by the cores recovered at the well location.

Different diagenetic events were documented in the Upper Austroalpine (UAA) Paleozoic and Penninic units; however, a single paragenetic sequence cannot be formulated at this time. The pervasive cementation events (silica and carbonate) occluded the pore space entirely in all analyzed samples. Silica cements and silica replacement were found only in the UAA limestone, interpreted as potentially hydrothermal in origin. However, initial porosity that existed before the cementation was revealed by thin section analysis. This porosity developed due to fracturing within the detachment zone.

Even though the Rechnitz/Rohonc fault zone is presently tight due to the cementation episodes, fluid inclusion analysis on three greenschist samples in the footwall of the fault suggests paleo-migration of gases, including CH<sub>4</sub> or CO<sub>2</sub>. Four major fluid migration events were distinguished as follows: Type I: CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O fluid, Type II: CO<sub>2</sub>±CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O fluid, Type III: CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O±hydrocarbon fluid and Type IV: CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid. All fluid generations indicate, however, that liquid-vapor phase separation took place during upward

fluid migration. The separation of fluid components strongly supports the upward flow of low-density vapor (i.e., CO<sub>2</sub> or CH<sub>4</sub>) through damage zones of fault networks.

The relatively low number of samples analyzed in this study leaves room for a more detailed structural and petrographic study of the fully cored Szh-II well. However, the preliminary results of this study suggest that this particular well that penetrates the Rechnitz/Rohonc fault zone may not serve as a simple generic analogue for other major detachment faults in the broader Pannonian Basin system.

### Acknowledgements

We are pleased to thank Prof. Csaba SZABÓ for all the knowledge we learned from him regarding petrology and geochemistry during our university years. With this manuscript and the enclosing special issue, we aim to pay our great tribute to Prof. Csaba SZABÓ's lifelong mentoring and teaching activity, during which he created the Lithosphere Fluid Research Laboratory. Professor SZABÓ has carried out outstanding human-centered professional education and research training that transcends its age and environment. P. PERNEGR kindly drafted some of the figures. M. BERKESI, T. SPRÁNITZ and K. PORKOLÁB acknowledge the funding from MTA-EPSS FluidsByDepth Research Group (LP2022-2/2022). M. BERKESI and T. SPRÁNITZ were partially supported by NKFIH\_FK research funding number 132418.

### References – Irodalom

- ANNUNZIATELLIS, A., BEAUBIEN, S. E., BIGI, S., CIOTOLI, G., COLTELLA, M. & LOMBARDI, S. 2008: Gas migration along fault systems and through the vadose zone in the LATERA caldera (central Italy): Implications for CO<sub>2</sub> geological storage. – *International journal of greenhouse gas control* **2/3**, 353–372. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2008.02.003>
- AUBERT, I., LAMARCHE, J. & LÉONIDE, P. 2021: Ternary fault permeability diagram: An innovative way to estimate fault zones hydraulics. – *Journal of Structural Geology* **147**, p.104349. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104349>
- AUBERT, I., LAMARCHE, J., RICHARD, P. & LEONIDE, P. 2022: Imbricated structure and hydraulic path induced by strike slip reactivation of a normal fault. – *Journal of Structural Geology* **162**, p.104702. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104702>
- AXEN, G. J. 2019: How a strong low-angle normal fault formed: The Whipple detachment, southeastern California. – *Geological Society of America Bulletin* **132/9–10**, 1817–1828. <https://doi.org/10.1130/b35386.1>
- BERNAL, A. J. 2024: Fault-seal analysis in the Greater Bay du Nord area, Flemish Pass Basin, offshore Newfoundland. – *Petroleum Geoscience* **30/1**. <https://doi.org/10.1144/petgeo2023-019>
- BRUN, J. P., SOKOUTIS, D. & VANDENDRIESSCHE J. 1994: Analog Modeling of Detachment Fault Systems and Core Complexes. – *Geology* **22/4**, 319–322. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022%3C0319:amodfs%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022%3C0319:amodfs%3E2.3.co;2)
- CAO, S., NEUBAUER, F., BERNROIDER, M., LIU, J. & GENSER, J. 2013: Structures, microfabrics and textures of the Cordilleran-type Rechnitz metamorphic core complex, Eastern Alps. – *Tectonophysics* **608**, 1201–1225. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.025>
- CESARE, B. 1995: Graphite precipitation in C–O–H fluid inclusions: closed system compositional and density changes, and thermobarometric implications. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **122/1–2**, 25–33. <https://doi.org/10.1007/s004100050110>
- CONNOLLY, J. A. D. & CESARE, B. 1993: C–O–H–S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites. – *Journal of Metamorphic Geology* **11**, 379–388. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1993.tb00155.x>
- CZECZE B., GYÓRI E., TIMKÓ M., KISZELY M., SÜLE B. & WÉBER Z. 2023: A Kárpát–Pannon régió szeizmicitása: aktualizált és átdolgozott földregész-adatbázis. – *Földtani Közlöny* **153/4**, 279–295. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2023.153.4.279>
- DIAMOND, L. W. 2001: Review of the systematics of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusions. – *Lithos* **55**, 69–99. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00039-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00039-6)

- DUAN, Z., MOLLER, N. & WEARE, J. H. 1992: An equation of state for the CH<sub>4</sub>–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O system: II. Mixtures from 50 to 1000 °C and 0 to 1000 bar. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 2619–2631. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90348-m](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90348-m)
- DEMÉNY, A. & DUNKL, I. 1991: Preliminary zircon fission track results in the Kőszeg Penninic unit, W. Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica* **32**, 43–47.
- DUBESSY, J., POTY, B. & RAMBOZ, C. 1989: Advances in COHNS fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. – *European journal of Mineralogy* **1/4**, 517–534. <https://doi.org/10.1127/ejm/1/4/0517>
- DUNKL, I. 1992: Final episodes of the cooling history of eastern termination of the Alps. – In: NEUBAUER, F. (ed.): *The Eastern Central Alps of Austria: ALCAPA 1992 meeting field guidebook*, 137–139.
- DUNKL, I. & DEMÉNY, A. 1997: Exhumation of the Rechnitz Window at the border of Eastern Alps and Pannonian basin during Neogene extension. – *Tectonophysics* **272**, 197–211. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00258-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00258-2)
- FREZZOTTI, M. L., TECCE, F. & CASAGLI, A. 2012: Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. – *Journal of Geochemical Exploration* **112**, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>
- FÜLÖP, J. 1990: *Geology of Hungary, Paleozoic I.* – MÁFI, Budapest, 326 p. (in Hungarian)
- GOLDSTEIN, R. H. 2001: Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. – *Lithos* **55/1–4**, 159–193. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00044-X)
- GOLDSTEIN, R. & REYNOLDS, J. (1994): Systematics of fluid inclusions. – *SEPM short course notes* **31**, 213 p.
- GAUTIER, P. & BRUN, J.-P. 1994: Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Ewia Island). – *Tectonophysics* **238/1–4**, 399–424. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90066-3)
- HAINES, T. J., MICHIE, E. A. H., NEILSON, J. E. & HEALY, D. 2016: Permeability evolution across carbonate hosted normal fault zones. – *Marine and Petroleum Geology* **72**, 62–82. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.01.008>
- HENRICHS, I. A., CHEW, D. M., O’SULLIVAN, G. J., MARK, C., MCKENNA, C. & GUYETT, P. 2019: Trace element (Mn–Sr–Y–Th–REE) and U–Pb isotope systematics of metapelitic apatite during progressive greenschist- to amphibolite-facies Barrovian metamorphism. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **20/8**, 4103–4129. <https://doi.org/10.1029/2019gc008359>
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **226/1–4**, 333–357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- HUIZENGA, J. M. 2001: Thermodynamic modelling of C–O–H fluids. – *Lithos* **55/1–4**, 101–114. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00040-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00040-2)
- INDREVAER, K., STUNITZ, H. & BERGH, S. G. 2014: On Palaeozoic–Mesozoic brittle normal faults along the SW Barents Sea margin: fault processes and implications for basement permeability and margin evolution. – *Journal of the Geological Society* **171/6**, 831–846. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-018>
- JOHNSON, E. L. & HOLLISTER, L. S. 1995: Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO<sub>2</sub> fluid inclusions during grain-boundary migration. – *Journal of Metamorphic Geology* **13/2**, 239–249. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1995.tb00216.x>
- KLEIN, F., GROZEVA, N. G. & SEEWALD, J. S. 2019: Abiotic methane synthesis and serpentinization in olivine-hosted fluid inclusions. – *Proceedings of the National Academy of Sciences* **116/36**, 17666–17672. <https://doi.org/10.1073/pnas.1907871116>
- KOROKNAI, B., WÓRUM, G., TÓTH, T., KOROKNAI, Z., FEKETE-NÉMETH, V. & KOVÁCS, G. 2020: Geological deformations in the Pannonian Basin during the neotectonic phase: New insights from the latest regional mapping in Hungary. – *Earth-Science Reviews* **211**, 103411. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103411>
- KOVÁCS, G., FODOR, L., KÖVÉR, S., MOLNÁR, G., RAAB, D., TELBISZ, T. & TIMÁR, G. 2015: Verification of Late Miocene to Quaternary structural control on landforms: A case study with comprehensive methodology from a low hilly area (western Pannonian Basin): Austrian. – *Journal of Earth Sciences* **108**, 82–104. <https://doi.org/10.17738/ajes.2015.0015>
- KOVÁCS, Z. (ed.) 2018: *Hydrocarbons in Hungary: Results and opportunities.* – Budapest, Hungary, Hungarian Energy and Public Utility Regulatory Authority, 330 p.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H. W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH D. 1988: *Erläuterungen zu den Karten über den steirischen Beckens und der südburgenländischen Schwelle.* – Geologische Bundesanstalt, Vienna, 47 p.
- LAFUENTE, B., DOWNS, R. T., YANG, H., STONE, N., ARMBRUSTER, T. & DANISI, R. M. 2015: The power of databases: the RRUFF project. – *Highlights in mineralogical crystallography* **1**, 25. <https://doi.org/10.1515/9783110417104-003>
- LELKES-FELVÁRI, G. 1994: Penninic and Upper Austroalpine Units (Paleozoic of Graz) in the borehole Szombathely-II (Western Hungary). – In: LOBITZER, H. et al. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn*, Geologische Bundesanstalt, Wien, 379–382.
- LI, YX., WU, YW., GUAN, R., YAN, XY 2023: Laser Raman Characteristics of Fluid Inclusions in Chang 7 Shale of Yanchang Formation in Xiasiwang Exploration Area. – In: LIN, J. (ed.) *Proceedings of the International Field Exploration and Development Conference 2022*. IFEDC 2022. Springer Series in Geomechanics and Geoengineering. Springer, Singapore. [https://doi.org/10.1007/978-981-99-1964-2\\_93](https://doi.org/10.1007/978-981-99-1964-2_93)
- PAHR, A. 1977: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – *Verhandlungen Geologische Bundesanstalt* **2**, 23–33.
- PAHR, A. 1980: Die Fenster von Rechnitz, Berstein und Möltern. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. Springer, 320–326.
- PALCSU, L., VETŐ, I., FUTÓ, I., VODILA, G., PAPP, L. & MAJOR, Z. 2014: In-reservoir mixing of mantle-derived CO<sub>2</sub> and metasedimentary CH<sub>4</sub>–N<sub>2</sub> fluids – Noble gas and stable isotope study of two multistacked fields (Pannonian Basin System, W-Hungary). – *Marine and Petroleum Geology* **54**, 216–227. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.03.013>
- PEI, Y., PATON, D. A., KNIPE, R. J. & WU, K. 2015: A review of fault sealing behaviour and its evaluation in siliciclastic rocks. – *Earth-Science Reviews* **150**, 121–138. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.011>

- PHILLIPS, R. L., JÁMBOR, Á. & RÉVÉSZ I. 1992: Depositional environments and facies in continuous core from the Szombathely-II well (0–2150 m), Kisalföld Basin, western Hungary. – *Open-file Report 92-250*, U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr92250>
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J. H. & PAHR, A. 1990: Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. – *Tectonophysics* **172**, 91–105. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90061-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90061-C)
- REYNOLDS, S. J. & LISTER, G. S. 1990: Folding of Mylonitic Zones in Cordilleran Metamorphic Core Complexes – Evidence from near the Mylonitic Front. – *Geology* **18/3**, 216–219. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0216:Fomzic>2.3.Co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0216:Fomzic>2.3.Co;2)
- SCHMIDT, W. J., PAHR, A. & KOLLER, F. 1984: Die großtektonischen Zuordnung des Hannersdorfer Komplexes im Grenzbereich Österreich (Burgenland) / Ungarn. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **77**, 57–61.
- SCHÖNLAUB, H. P. 2000: *Burgenland. Bundesländerserie*. – Geologischen Bundesanstalt, Wien
- SELVERSTONE, J., AXEN, G. J. & LUTHER, A. 2012: Fault localization controlled by fluid infiltration into mylonites: Formation and strength of low-angle normal faults in the midcrustal brittle-plastic transition. – *Journal of Geophysical Research–Solid Earth* **117/B6**. <https://doi.org/10.1029/2012JB009171>
- SPEAR, F. S. & PYLE, J. M. 2002: Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **48**, 293–335. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.48.7>
- SUGISAKI, R., IDO, M., TAKEDA, H., ISOBE, Y., HAYASHI, Y., NAKAMURA, N., SATAKE, H. & MIZUTANI, Y. 1983: Origin of hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its relation to fault activity. – *The Journal of Geology* **91**, 239–258. <https://doi.org/10.1086/628769>
- TARI, G. 1996a: Nealpine tectonics of the Danube Basin (NW Pannonian Basin, Hungary). – In: ZIEGLER, P. & HORVÁTH, F. (eds): *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and prospects of Alpine Basins and forelands*. – *Muséum National d'histoire Naturelle* **170**, 439–454.
- TARI, G. 1996b: Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* **41**, 1–17.
- TARI, G. 2023: *A természetes hidrogén kutatása, Tari Gábor külső tag akadémiai székfoglaló előadása*. – [https://mta.hu/akademiai\\_szekfoglalok/a-termeszeti-hidrogen-kutatasa-tari-gabor-kulso-tag-szekfoglalo-eloadasa-112995](https://mta.hu/akademiai_szekfoglalok/a-termeszeti-hidrogen-kutatasa-tari-gabor-kulso-tag-szekfoglalo-eloadasa-112995) (accessed on March 20, 2024)
- TARI, G. & BALLY, A. W. 1990: Metamorphic core complexes at the boundary of the Eastern Alps and the Pannonian basin. – *Geological Society of America Abstracts with Programs* **22**, 97–98.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **208**, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90345-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90345-7)
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – *Geological Society, London, Special Publications* **156/1**, 215–250. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.12>
- TARI, G. C., GJERAZI, I. & GRASEMANN, B. 2020: Interpretation of vintage 2D seismic reflection data along the Austrian–Hungarian border: Subsurface expression of the Rechnitz metamorphic core complex. – *Interpretation* **8/4**, SQ73–SQ91. <https://doi.org/10.1190/int-2020-0029.1>
- VAN DEN KERKHOF, A. M., TOURET, J. L. R., MAJER, C. & JANSEN, J. B. H. 1991: Retrograde methane-dominated fluid inclusions from high-temperature granulites of Rogaland, southwestern Norway. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55/9**, 2533–2544. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90371-b](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90371-b)
- WHITNEY, D. L., TEYSSIER, C., REY, P. & BUCK, W. R. 2013: Continental and oceanic core complexes. – *GSA Bulletin* **125/3–4**, 273–298. <https://doi.org/10.1130/b30754.1>
- ZHANG, N., TIAN, Z., LENG, Y., WANG, H., SONG, F. & MENG, J. (2007): Raman characteristics of hydrocarbon and hydrocarbon inclusions. – *Science in China Series D: Earth Sciences* **50**, 1171–1178. <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-007-0078-9>

Manuscript received: 20/03/2024

## A pákozdi Ósi-hegy kvarctelérének komplex geológiai vizsgálata

B. KISS Gabriella<sup>1</sup>, OELBERG-PÁNCZÉL Emese<sup>2</sup>, JANKA Péter<sup>2</sup>, KÁPOSZTÁS Viktória<sup>3</sup>, SZÜCS Levente<sup>1,4</sup>,  
REASCOS, Harvey<sup>1</sup>, SZABÓ Dávid<sup>1</sup>, KOVÁCS Dániel<sup>2</sup>, LIPP Kristóf<sup>1</sup>, SZENDREI Zsolt<sup>5</sup>, NÉMETH Tibor<sup>1,6</sup>

<sup>1</sup>ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék, gabriella.b.kiss@ttk.elte.hu, <https://orcid.org/0000-0002-7162-2961>

<sup>2</sup>ELTE TTK FFI Kőzettani és Geokémiai Tanszék

<sup>3</sup>ELTE TTK FFI Óslénytani Tanszék

<sup>4</sup>Magyar Természettudományi Múzeum Ásvány- és Kőzettár

<sup>5</sup>ELTE TTK FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

<sup>6</sup>PTE TTK Földrajzi és Földtudományi Intézet

### *Complex geological study of the quartz vein of the Ósi Hill, Pákoz*

#### Abstract

The NW Hungarian Velence Mts. is found in the ALPine-CArpathian-PAnnonian (ALCAPA) Megaunit, north of the Periadriatic–Balaton Lineament. The major constituent of the mountains is the Permian S–A-type Velence Granite, which intruded into the Ordovician–Devonian Lovas Slate. Besides, magmatic rocks of the Paleogene Nadap Andesite and the Cretaceous Sukoró Lamprophyre are also found in the mountains. The granite is cut by dykes (granite porphyry, aplite, andesite and alkaline magmatite) as well as hydrothermal (quartz dominated) veins. The origin of the latter was disputed for decades, however, recent studies shed light to their genesis: the quartz-molybdenite-pyrite veins are related to the granite magmatism, the quartz-sphalerite-galenite-fluorite veins as well as the illite-kaolinite-smectite alterations are results of a Triassic regional fluid-flow event, while the Cu-porphyry and epithermal alterations, veins and quartz-barite as well as silicified hydrothermal breccia veins and related APS-mineral bearing alterations are connected to the Paleogene magmatism. The present study has dealt with an approx. 0.5–0.8 m thick, more, than 100 m long exposed quartz vein and its surroundings in the Ósi Hill at Pákoz (western part of Velence Mts). Though the vein was described 70 years ago, no detailed modern research was carried out in the area. Therefore, a complex geological survey aiming to obtain detailed mineralogical, petrological, ore and soil geological characterisation was performed throughout the hill. Field work, representative sampling, transmitted and reflected light microscopy, X-Ray powder diffraction, SEM-EDS, EPMA, soil- and sand laboratorial analyses were carried out to prepare a detailed documentation as well as to better understand the hydrothermal processes. Two vein infill types were identified: a vuggy quartz infill, and a massive quartz-dominated infill with strongly altered microbrecciated granite clasts. Besides, the latter contained disseminated Ti-oxides, pyrite and chalcopyrite, together with some monazite, cheralite and goyazite. The often euhedral cheralite and goyazite are connected to the monazite and can be found either in the altered granite or in the vein-filling quartz. This implies that they occur not only as granite-related accessory minerals, but they might form as a result of P and HFS element rich hydrothermal remobilisation. The alteration halo of the quartz vein can be traced up to 4–5 m far from the vein and is characterised by illitisation, sericitisation and a selective decomposition of K-feldspar and plagioclase. The observed zonation can be the result of buffering effect of the originally slightly acidic hydrothermal fluid with relatively high dissolved ion content due to fluid-rock interaction processes. The reconstructed parameters were suitable for transporting metals by the hydrothermal fluid. The soil formed above the vein clearly reflects the hydrothermal alterations, while the mineral and rock fragments of the sand found at the foot of the hill also bear marks of the hydrothermal process. The characteristics of the hydrothermal minerals' parent fluid are similar to the ones forming the nearby quartz  $\pm$  fluorite, sulphide veins. Trace element composition of the disseminated pyrite (its As, Pb and Cu content as well as the lack of detectable Au) is also similar to the ones occurring in the nearby Pátka quartz-fluorite veins. The location as well as the mineralogical characteristics are both suggesting that the formation of quartz vein at Ósi Hill is related to the Triassic regional fluid flow event.

*Keywords: Velence Granite, quartz vein, host rock alterations, soil mineralogy, covering sand*

#### Összefoglalás

Az ALCAPA főegység dunántúli részén, a Periadriai–Balaton-vonaltól északra elhelyezkedő Velencei-hegység fő tömegét a perm időszi, S–A típusú Velencei Gránit alkotja. A gránitban ÉK–DNY, illetve É–D csapásirányú hidrotermális telérek és agyagásványos átalakulási zónák is ismertek, melyek eredete sokáig kérdéses volt, de az újabb kutatások segítettek sok előfordulás földtani folyamathoz kötésében; nemcsak a gránit magmatizmushoz kapcsolódó, hanem egy triász időszi, regionális fluidáramlási rendszer létrejöttéhez kötődő és a térséget érintő paleogén magmatizmushoz kapcsolódó hidrotermális eseményt is dokumentáltak. A pákozdi Ósi-hegyen egy 0,5–0,8 m széles, ~100 m hosszán követ-

hető kvarctelér ismert, melynek komplex ásványtani, kőzettani, teleptani és talajtani vizsgálatának eredményeit mutatjuk be. A telér kétféle kifejlődését azonosítottuk (sejtes és tömör, mikrobreccsásodott gránitot tartalmazó), és meghatároztuk az összetételét (domináns kvarc, erősen átalakult gránitklasztok, monacit, keralit, alárendelt Ti-oxidok, hintett pirit és kalkopirit, illetve ezek átalakulási termékeként goethit). Az átalakult gránitban és a telérkvarcban megjelenő monacithoz szorosan kötődő, sajátalakú keralit és goyazit is megfigyelhető, ami alapján a foszfor és a nagy térerejű elemek hidrotermás remobilizációjára következtethetünk. A telér átalakulási udvarában a földpátok illitesedése, szericitesedése figyelhető meg, ami az eredetileg feltehetően gyengén savas, oldott anyagokban gazdag hidrotermás fluidum közettel való kölcsönhatása révén bekövetkező pufferalódásának lehet eredménye. A rekonstruált paraméterek ideálisak lehettek a színesfémek oldatban való szállításához. A telér fölött kifejlődött kőzetátalakult talaj is tükrözi a kőzetátalakulást, míg a távolabb megjelenő, fiatal homok kőzetalkotói is utalnak a hidrotermás eseményre. A telér hidrotermás ásványainak anyaoadat-jellemzői a környező kvarc  $\pm$  fluorit, szulfid tartalmú telérékével mutat jelentős hasonlóságot, és a megjelenő pirit nyomelem összetétele (Cu-, Pb-, As-tartalma és a mérhető Au hiánya) is hasonló a pátkai kvarc-fluorittelér piritjének összetételéhez. A telér elhelyezkedése, valamint ásványtani jellemzői miatt feltételezzük, hogy képződése a triász időszaki regionális fluidáramlási eseményhez köthető.

*Tárgyszavak: Velencei Gránit, kvarctelér, kőzetátalakulások, talajásványtan, fedő homok*

## Bevezetés

A Velencei-hegység fő tömegét alkotó gránitot több, különböző eredetű hidrotermás esemény is érte, melyek eredményeként hidrotermás ásványokkal kitöltött telérek és átalakulási zónák jöttek létre (MOLNÁR 1997, BENKÓ et al. 2014, KOVÁCS et al. 2019). Egy ilyen a pákozdi Ősi-hegyen nyomozható kvarctelér, melyet 4–5 m-ig követhető átalakulási udvar vesz körül. A telér jelenlétét az 1950–60-as években dokumentálták (JANTSKY 1957, MIKÓ 1964), de azóta átfogó, részletes modern kutatás nem készült erre a területre fókuszálva. Nemcsak az alkalmazható módszerek tárháza szélesebb azóta, de az (érc)ásványképző rendszerekkel kapcsolatos szakmai ismereteink is jelentősen fejlődtek, és a térséget érő hidrotermás folyamatok megértése is jelentős haladáson ment keresztül az utóbbi évtizedekben. Ezért az Ősi-hegy egy komplex ásványtani, kőzettani, teleptani és talajtani kutatás kiváló célpontjává vált, melyet az ELTE TTK FFI Geológus MSc hallgatóival végeztünk el egy választható kurzus keretében. A munka célja egyrészt egy modern szemléletű alapvető dokumentáció készítése, másrészt a vizsgált előfordulás beillesztése a területről alkotott, ma ismert földtani képbe.

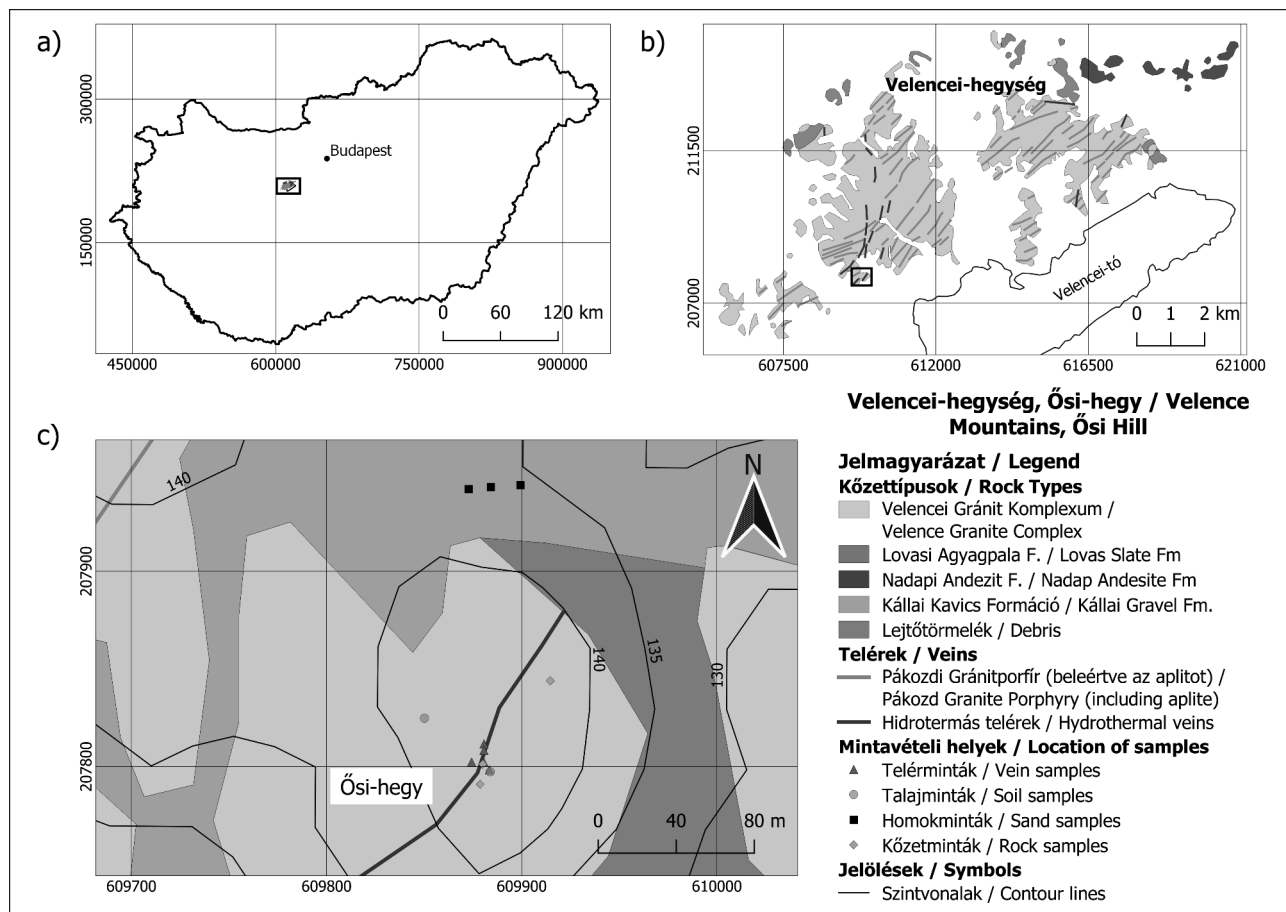
## Földtani háttér

A Velencei-hegység az ALCAPA-főegység dunántúli részén, a Periadriai–Balaton-vonaltól északra helyezkedik el. Fő tömegét a variszkuszi tektonikai ciklus során képződött, perm időszaki, S–A típusú, posztorogén vagy riftesedéshez kötődő Velencei Gránit Komplexum (BENKÓ 2023 és a benne található hivatkozások) alkotja, mely az ordovícium–devon időszaki Lovasi Agyagpalába nyomult be. A hegység keleti részén azonban a Nadapi Andezit eocén–oligocén magmás kőzetei is megjelennek (1. ábra). A gránittestben kis méretű, kréta időszaki, alkáli ultrabázisos (lamprofír jellegű) kőzettestek (Sukorói Lamprofír) és a paleogén magmatizmus eredményeként intermedier magmás kőzettestek (Nadapi Andezit) is előfordulnak. A felszínen továbbá a Kállai Kavics és a Tihanyi Formáció pannon üledékes kőze-

tei, illetve egyéb pleisztocén–holocén üledékek is megjelennek (GYALOG & HORVÁTH 2004). A gránitban pegmatitos és miarolitos üregek, valamint a Pákozdi Gránitporfír telérei közé sorolható mikrogránit, aplit és gránitporfír telérek is megtalálhatóak, míg a gránit–palaköpeny határon kontaktmetamorf jelenségként turmalinosodás nyomozható (JANTSKY 1957, GYALOG & HORVÁTH 2004, BENKÓ 2023).

A gránitban többnyire ÉK–DNY, illetve helyenként É–D csapásirányba forduló hidrotermás telérek és agyagásványos átalakulási zónák is ismertek, melyek eredete sokáig kérdéses volt (JANTSKY 1957, GYALOG & HORVÁTH 2004), de az újabb kutatások segítettek sok előfordulás földtani folyamathoz kötésében (MOLNÁR 1997, BENKÓ et al. 2014, KOVÁCS et al. 2019). Eszerint a kvarc-molibdenit-pirit erezések a gránitához kötődő hidrotermás folyamatok eredményei (MOLNÁR 1997), a kvarc-szfalerit-galenit-fluorit telérek, illetve az illit-kaolinit-szmektit átalakulási zónák legvalószínűbben egy triász időszaki, regionális fluidáramlási eseményhez (BENKÓ et al. 2014), míg a Cu-porfíros jellegű átalakulási zónák, erezések, illetve a kvarc-barit erezések, valamint a kovás hidrotermás breccsatelérek és agyagásványos-APS ásványos átalakulások a paleogén magmatizmus rézporfíros–epitermás rendszeréhez (MOLNÁR 2004, BENKÓ et al. 2012, KOVÁCS et al. 2019) kapcsolódnak.

A jelen munka során vizsgált Ősi-hegyen (1. ábra) JANTSKY (1957) már leírta a gránitbeli „sejtes kvarctelért”, mely a hegy lábánál a szántóföld törmelékében, míg a hegy magasabb részein szálban nyomozható. A telerről, annak kilúgozottságáról és alacsony ércartalmáról későbbi munkájában MIKÓ (1964) is említést tesz. ÉK felé haladva a telér szétseprűződik, majd „fiatal homok” fedi. JANTSKY (1957) továbbá leírja a telér kvarca mellett megjelenő malachitfoltokat, valamint – a környező telérek összetétele alapján – feltételezi, hogy a sejtes megjelenés kioldódott galenit miatt lehetséges. A telér pákozdi legelőkön nyomozható, ÉK-i folytatásában fentiek mellett fluoritnyomokat is azonosítottak (JANTSKY 1957). Bár BENKÓ et al. (2014) említést tettek egyes környéki telérekről és átalakulási zónákról (melyek képződését a triász időszaki, regionális fluidáramlási eseményhez kötik), az utóbbi évtizedekben megjelent közlemények nem foglalkoztak a jelen munkához hasonló részletességgel az ősi-hegyi előfordulással.



**1. ábra.** A Velencei-hegység elhelyezkedése Magyarországon (a), a Velencei-hegység vázlatos földtani térképe (GYALOG & HORVÁTH 2004 alapján), jelölve a vizsgálati terület elhelyezkedését (b) és a jelen tanulmányban érintett Ósi-hegy földtani térképe, jelölve a mintavételi helyeket (c)

**Figure 1.** The location of the Velence Mts. in Hungary (a), the geological sketch map of the Velence Mts. (based on GYALOG & HORVÁTH 2004) showing the location of the study area (b) and the geological map of the studied Ósi Hill, showing the sampling points (c)

## Módszerek

A munka kezdetekor részletes terepi megfigyeléseket tettünk, reprezentatív mintázás történt a kibukkanó telér különböző megjelenési formáiból, a közvetlen és távolabbi mellékkőzetből (minimum kézipéldány méretben), a hegy ÉK-i részén megjelenő fiatal homokból (0,5–1 kg/minta), valamint talajmintát vettünk a telér közvetlen környezetéből és attól távolabbról (0,5–1 kg/minta). Az összesen 13 darab minta származási helyét az 1. ábra mutatja. A minták makroszkópos jellemzése, fotódokumentációja után laboratóriumi vizsgálatokat végeztünk. A talajminták előkészítése során szárítást, szervesanyag-eltávolítást, reprezentatív kavicsok kiválogatását, vibrációs szitálást alkalmaztunk, majd elvégeztük a gyúrópróbát, és meghatároztuk a minták színét nedves és légszáraz állapotban a Munsell-skála szerint. A homokminták előkészítése során száraz szitálást, a karbonát-tartalom eltávolítására 10%-os sósavval való kioldást alkalmaztunk. A sztereomikroszkópos megfigyeléseket STM45b zoom és Zeiss Stemi DV4 típusú mikroszkóppal végeztük. A telér és a befogadó kőzet polarizációs mikroszkópos megfigyeléseit áteső és ráeső fényben, Nikon Alphaphot, Nikon OptiPhot2-pol és Zeiss Axioplan típusú mikroszkóppal végeztük, a mikroszkópos fotózást Nikon CoolPix DS-Fil és

Zeiss Axiocam 208 típusú kamerarendszerrel, a fényképek kezelését NIS-Elements BR és Zeiss Zen szoftver segítségével végeztük el. A pásztázó elektronmikroszkópos megfigyeléseket Amray 1830I típusú készülékkel, PV9800 EDS detektorral, 20 kV gyorsító feszültség, 1 nA sugáráram mérési körülmények mellett, 100s mérési idővel végeztük, a műszer kalibrálását természetes és mesterséges ásványszenderdek segítségével végeztük, a kimutatási határa az általunk vizsgált elemekre ~0,1 t%. További megfigyeléseket egy ThermoScientific Phenom XL készülékkel tettünk 20 kV gyorsítófeszültség és 15 nA sugáráram mérési körülmények mellett. A pirít kvantitatív, hullámhosszdiszperzív elektronmikroszkopos (EPMA) mérése egy Jeol JXA-8530F típusú készülékkel 20 kV gyorsító feszültség, 15 nA sugáráram és 1 µm sugátmérő mérési körülmények mellett 10–20 s csúc és 5–10 s háttér mérési idővel készült a vizsgált elemről függően. A műszer kalibrálását természetes és mesterséges ásványszenderdek segítségével végeztük, a kimutatási határt a vizsgált elemekre a releváns táblázat tartalmazza. Az átalakult mellékkőzet, a talajminták és a homok összetételének meghatározására röntgen-pordiffrakciós vizsgálatokat is végeztünk Siemens D5000 típusú műszerrel, a mérés során 1,54 Å hullámhosszú Cu-Kα sugarat használtak, a mérés 2 másodpercenként 0,05°-os lépésközzel tör-

tént,  $2^{\circ}$ – $65^{\circ}$   $2\theta$  értékek között. A laboratóriumi vizsgálatokat az elektronmikroszondás mérések kivételével az ELTE TTK FFI Ásványtani, valamint Kőzettani és Geokémiai Tanszékein végeztük el Budapesten, míg a mikroszondás mérésekre a Szlovák Tudományos Akadémia Földtudományi Kutatóintézetében került sor, Besztercebányán.

## Eredmények

Terepi megfigyeléseink alapján (összhangban a GYALOG & HORVÁTH 2004 által publikált térképpel) az Ősi-hegy nagy részét a Velencei Gránit Komplexum kőzetei alkotják, míg a hegy É–ÉK oldala felől a gránitot a pannóniai Kállai Kavics homokos kifejlődése övezi. A hegy gerincén ÉK–DNY csapásirányú, 0,5–0,8 m szélességű, kb. 100 m hosszan egyértelműen követhető, közel függőleges dőlésű, a környező kőzetekből kimagasodó kvarctelért azonosítottunk (2. ábra). A telér mentén a gránitban kőzetátalakulás figyelhető meg.

A telér háromféle kifejlődésben jelenik meg: (1) sejtes, kioldott, (2) tömör és (3) vas-oxi/hidroxidokkal jelentősen átjárt formában. A sejtes megjelenésű teléranyag (összetevőként csak kvarc ismerhető fel) esetében az üregek táblás, akár ikerkristályos földpát negatív kristály alakúak (3 A ábra),

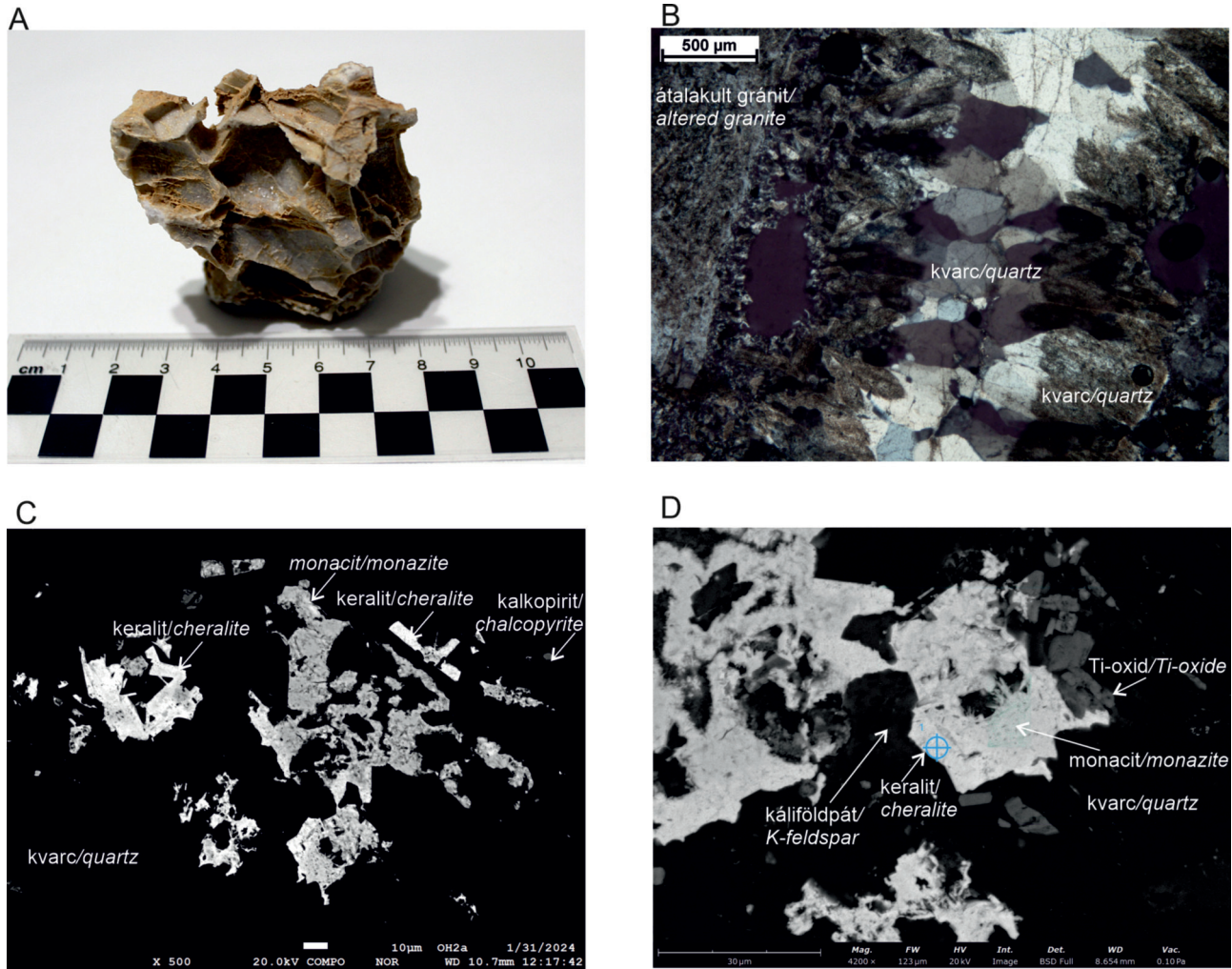


2. ábra. A vizsgált telér az Ősi-hegy gerincén

Figure 2. The studied vein at Ősi Hill

méretük általában 0,2–2 cm közötti. A tömör típusban sztereomikroszkópos megfigyeléseink során a kvarcon kívül egy kézipéldányban <1mm-es fluoritszemcsék jelenlétét feltételeztük, amit polarizációs mikroszkópos vizsgálataink során nem sikerült megerősíteni. A mikroszkópos vizsgálatok alapján azonban megállapíthatjuk, hogy a teléranyag valószínűleg egy kvarccal igen intenzíven átjárt, erősen átalakult, mikrobreccsásodáson átesett gránit. A jellemzően 2–10 mm-es, szögletes gránitklasztokban a kőzetalkotó ásványok közül 1–3 mm-es kvarc, többnyire 1, de akár 2–3 mm-es, agyagásványosodó káliföldpát, hintetten megjelenő, általában 10–30  $\mu\text{m}$ -es cirkon és maradék térkitöltő, hintetten megjelenő, akár 50  $\mu\text{m}$ -es szemcseaggregátumokat formáló monacit ismerhető fel, melyeket mátrikként nagy mennyiségű durvakristályos (akár 5 mm-es) kvarc és kisebb mennyiségű illit csoportba sorolható agyagásvány, illetve sajátalakú Ti-oxid ásvány vesz körül (3 C, D ábra). A monacittal (mely Ce, Nd, La-t is tartalmaz) szoros kapcsolatban, szöveti jellemzői alapján azt követően eu- és szubhedrális, többnyire 10–20  $\mu\text{m}$ -es keralitot ( $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ ) (magas Th tartalma mellett U és Ce mérhető) azonosítottunk (3 C, D ábra), továbbá a fenti ásványokat körülölelő, kizsorító formában későbbi átalakulási termékként goyazit ( $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$ ) is megfigyelhető volt. A vas-oxi/hidroxidokkal átjárt változat mikroszkóposan a tömör típushoz hasonlít. Ez utóbbi típusban az XRD-vizsgálatok alapján goethit és alárendelt mennyiségben kaolinit csoportba sorolható agyagásvány azonosítható, míg a többi típusban a goethit csak hintetten (<1%) jelenik meg. Fentiekén túl, a tömör típusban hintetten 10  $\mu\text{m}$ -nél kisebb pirit és kalkopirit is megfigyelhető (3 C ábra). Mikroszondás mérés alapján a pirit Co:Ni aránya 9,7, valamint As, Cu és Pb tartalma 0,13–0,27 t% közötti (I. táblázat). Megjegyzendő azonban, hogy a szemcsék igen kis mérete miatt több próbálkozás ellenére is csak egy megbízható adatsor áll rendelkezésre, így az eredmények tájékoztató jellegűnek tekinthetők.

Mikroszkópos megfigyeléseink alapján a telér befogadó kőzete 30–40% idiomorf, táblás, fehér plagioklaszt (0,5–4 mm), 30–40% xenomorf, izometrikus, szürke kvarcot (2–5 mm) és 20–30% hipidiomorf, táblás, rózsaszín ortoklaszt (1–1,5 cm) tartalmaz alárendelt csillámtartalommal, tehát a Streckeisen-rendszer alapján monzogranit. A telértől távolodva zónás átalakulás figyelhető meg. A telér közvetlen környezetében 1–5 mm vastag, hintett piritet tartalmazó kvarcerezettel sűrűn átjárt, átalakult gránit figyelhető meg (3 B ábra), melyben a kőzetalkotó káliföldpát enyhén, a plagioklasz pedig erősen átalakult (szericitesedés, illitesedés), illetve a kőzetben finomszemcsés kvarc is megfigyelhető. A telértől 4–5 m-re a kőzetben már kvarcerezeket ritkábban látunk, de a földpátok kisebb mértékű szericitesedése és agyagásványosodása még megfigyelhető. A telértől 40 m-re átalakulás már nem jellemző, maximum nagyon kis mértékű szericitesedés figyelhető meg. A telér közelében megjelenő kvarcerek szimmetrikus kitöltésűek; a szegélyükön sajátalakú, apró fluidzárványoktól szivacsos megjelenésű, 0,5–1 mm-es kvarc figyelhető meg, míg belsejében ezek továbbnövekedéseként víztiszta, sajátalakú durvakristályos



**3. ábra.** A: a sejtés kvarctelér egy darabja. B: szimmetrikus, sávós kvarcérkitöltés átalakult gránitban, közel a fő telérhez. Az ér falán szivacsos kvarc látható, amin továbbnövekedésként víztiszta, félig sajátalakú kvarc látható (polarizációs mikroszkópos fotó, +N). C: monacittal szoros kapcsolatban levő, sajátalakú keralit, valamint hintett kalkopirit szemcse kvarcban (visszaszórt elektron kép). D: monacittal szoros kapcsolatban levő, félig/sajátalakú keralit, illetve azt körülvevő kvarc, átalakult káli földpát és félig/sajátalakú Ti-oxid ásvány (visszaszórt elektron kép)

**Figure 3.** A: typical appearance of the vuggy quartz vein. B: symmetrical banded quartz vein in the altered granite, close to the main vein. Along the wall of the vein, spongy quartz is found due to the abundance of fluid inclusions, then eu/subhedral transparent quartz overgrowth is found in the center of the vein (microphotograph, +N). C: euhedral cheralite in close contact with monazite and disseminated chalcopyrite in quartz (back-scattered electron image). D: subhedral cheralite in close contact with monazite, surrounded by quartz, altered K-feldspar and eu/subhedral Ti-oxide mineral (back-scattered electron image)

(akár 2–3 mm-es) kvarcsejtszomszédok láthatók (3 B ábra). Az említett, jellemzően ~2 µm-es fluidzárványok a kristályok magjában, 3D zárványfelhőben jelennek meg, így elsődlegesen azonosíthatók, jellemzően szögletes alakúak, két-fázisúak (folyadék, gőz), folyadék-dúsak (90–95%), állandó fázisarányuk alapján homogén anyagból csapda-

zódhattak. (Mikrotermometriai vizsgálatuk nem volt jelen munka célja.)

A kvarctelér talajosodott felszínéről, 0–5 cm mélységből, valamint 100–150 m-el távolabb, az üde gránit felett kialakult talaj felső 0–5 és 5–10 cm-ből vettünk mintát talajásványtani vizsgálatokra. A mintavételezés mindkét esetben ranker típusú (közethatású) talajból történt. A kvarctelér feletti talaj erózió, defláció, erősen kitért, a vékony A szintben 5–7% mennyiségben előfordulnak a talajképző kőzet törmelékei. A Munsell-színskála alapján légszáraz színe 10YR3/3, nedves színe 10YR2/2. A távolabbi gránit felett kialakult talaj kissé vastagabb, az R réteg (gránit) 10 cm alatt jelenik meg, helyzete alapján erózió, enyhébben kitért. A genetikai A szintjéből két mintát vettünk. A felső 0–5 cm-éből vett minta légszáraz színe 10YR5/4, nedves színe 10YR3/3. Ugyaninnen a felső 5–10 cm-ből vett minta légszáraz színe 10YR5/3, nedves színe 10YR3/2.

**I. táblázat.** A telér hintett piritjének összetétele EPMA-elemzés alapján.

**Table I.** Composition of the disseminated pyrite based on EPMA analyses.

	det. lim.	pirit/pyrite
Fe	0,013	45,53
S	0,013	56,642
As	0,072	0,272
Cu	0,017	0,133
Ni	0,013	0,036
Co	0,012	0,348
Pb	0,028	0,132

Valamennyi mintára igaz, hogy a gyúrópróba alapján vályog textúrájúak. A talajban közettörmeléként gránit litoklasztokat, kvarc- és földpátszemcsék töredékeit azonosítottunk. XRD-vizsgálattal a gránit fő közetalkotó ásványain túl különböző rétegszilikátok (illit, vermikulit, klorit, kaolinit) jelenlétét igazoltuk. Ez utóbbiak, illetve a kvarc a telértől származó mintában gyakoribbak, míg a plagioklászok ott valamivel kisebb mennyiségben fordulnak elő a gránit felett kialakult talajhoz képest.

Az Ősi-hegyet körülvevő, Kállai Kavicsba sorolható panon homokból is vettünk mintát. A száraz szitálás alapján a homok legjellemzőbb szemcsemérete a 125–250  $\mu\text{m}$ -es tartomány. XRD-vizsgálat alapján túlnyomórészt kvarcból, kalcitból, illit-csoportba tartozó ásványból és dolomitból áll. A 250–500  $\mu\text{m}$ -es mérettartomány oldási maradványait is vizsgáltuk a kis mennyiségben jelen levő ásványok azonosítása végett; a gránit közetalkotó ásványai közül káliföldpátot, plagioklászot, biotitot, muszkovitot és kvarcot is megfigyeltünk, valamint cirkont, apatitot, további kvarcváltozatokat (víz-tiszta és kevésbé átlátszó, rózsaszínű és limonitos kéregtől narancsos árnyalatú), valamint magnetitet is azonosítottunk.

## Diszkusszió

A jelen munka során vizsgált Ősi-hegyi telér a kislalud-Ősi-hegyi telérrel részben, melytől északra húzódik az üveghegy-suhogó-pákozdai telérrel (JANTSKY 1957). A korábbi szakirodalom sejtes kvarctelér jelenlétéről ír, munkánk során nemcsak ezt, hanem tömör, mikrobrecsásodott gránitot tartalmazó telérkitöltés-változatot is leírtunk. Megfigyeléseink alapján a sejtes kvarctelér üregei feltehetően kioldódott földpátok utáni alakot mutatnak a korábban feltételezett galeniteredet helyett. Mindezt az üregek táblás alakja és a környező gránitban megjelenő földpáthoz hasonló mérettartománya (lásd fentebb) is alátámasztani látszik. Galenitet és a JANTSKY (1957) által „a hegy alatti tömbökben” leírt másodlagos réz-ásványokat nem figyeltünk meg (a fedő talajban és a környező fiatal homokban sem), de hintett piritet és kalkopiritet, valamint feltehetően egykori szulfidásványok utáni átalakulási termék goethitet igen.

A kvarctelér elhelyezkedése alapján beilleszthető a BENKÓ et al. (2014) által azonosított, triász időszaki, regionális fluidáramlási eseményhez kötődően létrejött telérek sorába. Bár ásványparagenezise – a vizsgált kibukkanásban – azoknál kevesebb tagot számlál, a korábbi szakirodalom (JANTSKY 1957) legalábbis a fluorit jelenlétét itt is leírja (mely ásvány jelenlétét egy esetben mintáinkban is feltételeztük). Ezt a rokonságot megerősíteni látszik továbbá a pirit nyomelem-tartalma, bár megjegyzendő, hogy az alacsony mérés-szám miatt az eredmény csak tájékoztató jellegűnek fogadható el. A pátkai fluoritellér piritjének mindenesetre az Ősi-hegyen mért pirithez hasonló az As (akár 0,121 t%), Pb (átlag 0,171 t%) tartalma, illetve Co:Ni aránya (átlag 11), és általában nincs EPMA-val kimutatható mennyiségű Au-tartalma (saját, eddig publikálatlan EPMA-adatbázis alapján, mely méréseket ugyanazon a műszeren végeztünk). A kap-

csolat egyértelműbb bizonyításához a kvarc általunk is dokumentált fluidzárványai nyújthatnak segítséget, melyek petrográfiai jellemzői a BENKÓ (2008) és a BENKÓ et al. (2014) által a hegység nyugati felének más, hasonló paragenezisű telérjeiben megfigyeltekkel mutatnak hasonlóságot. Bár jelen munka célja nem volt ennek részletes vizsgálata, BENKÓ (2008) doktori kutatása során vizsgált e telérből is mintát, és megállapította, hogy a kvarc fluidzárványainak homogenizációs hőmérséklete 70–140 °C közötti, a zárványfluidum  $\text{CaCl}_2$  dominanciájú és ~15–20%  $\text{CaCl}_2$  ekv. s% sótartalmú (n=14). Ezek az eredmények egyértelmű hasonlóságot mutatnak a triász időszaki, regionális fluidáramlási esemény oldatának jellemzőivel (BENKÓ et al. 2014, MOLNÁR et al. 2021), és eltérnek a hegységet ért többi hidrotermás esemény fluidjellemtől (BENKÓ et al. 2014, MOLNÁR 1997). A képződési folyamat pontosabb modellezéséhez további, részletes fluidzárvány-vizsgálatok volnának szükségesek.

A telért létrehozó hidrotermás folyamat kiterjedt voltát jól mutatja a befogadó kőzetben dokumentált zónás kőzet-átalakulás, mely részben a létrejött talaj összetételében is megmutatkozik. Míg a telérhez közel a kvarc dominanciája, valamint az „üde” gránitokhoz képest kevesebb káliföldpát és jelentősen kevesebb plagioklász a jellemző, addig távolodva a kvarc mennyiségének csökkenése, illetve a földpátok mennyiségének növekedése dokumentálható. Szericitesezés és illitesedés is a telér átalakulási udvarához kötődően jelenik meg, legintenzívebben a kovásodással már kevésbé érintett, de a földpátok hiányával/átalakulásával jellemzett zónában. Mindez fizikai-kémiai paraméterek fluid-kőzet kölcsönhatás során bekövetkező változásának lehet köszönhető. Míg a telérben és közvetlen szomszédságában valamelyest savas környezetet feltételezhetünk (lásd kvarc, kaolinit és Ti-oxid ásványok jelenléte, illetve a plagioklász hiánya), addig attól távolodva puffertelődhet a rendszer, és már semlegeshez közeli (pH 5,5–7) környezetben szericit, illit válhatott a jellemző hidrotermás ásvánnyá (HEDENQUIST et al. 2000, FULIGNATI 2020). Ezt az elméletet támasztja alá a földpátok megfigyelt zonációja is; mivel a káliföldpát valamelyest stabilabb savasabb környezetben (cf. YUAN et al. 2019 és a benne található hivatkozások), így a telér gránit-klasztjaiban megőrződhetett, míg a plagioklász ott már teljesen átalakult. Ahogy azonban távolodunk a telértől, a mellékkőzetben a pH semlegesítődésével már plagioklász is megőrződhetett, illetve egyre inkább növekszik mindkét földpát mennyisége, bár a plagioklász – annak rosszabb ellenállóképessége miatt – jellemzően átalakultabb (cf. YUAN et al. 2019 és a benne található hivatkozások). A fluorit hiánya/alárendelt megjelenése a (gyengén) savas pH tartósabb fennállására enged következtetni, illetve feltételezi az oldat magasabb oldott sótartalmát ( $\text{Cl}^-$ ) (RICHARDSON & HOLLAND 1979). Utóbbi a BENKÓ (2008) által mért fluidzárványadatok is alátámasztják. A rekonstruált körülmények ideálisak lehetnek egyes fémek (pl. Cu, Zn, Pb) hidrotermás oldatban történő szállításához (FONTBOTÉ et al. 2017), ugyanakkor a nagy mennyiségben való kiváláshoz szükséges hirtelen paraméterváltozás ezen a lelőhelyen valószínűleg nem következett be. Ezért csak hintetten találunk ércásványokat, és így

összességében az ásványegyüttes a hegység más pontjain ismert, triász telérekhez képest szegényebb.

Ásványos összetétele alapján a homok jól reprezentálja a területen megjelenő kőzettípusokat, hiszen nemcsak a gránit, hanem a kvarctelér anyaga is megtalálható benne (pl. többféle, akár limonitbevonatú kvarc). A telér fölött, illetve attól valamelyest távolabb létrejött, kőzethatású talajból leválogatott kőzettöredékek ásványos összetétele, valamint az előbb említett fedő homok vizsgálati eredményei alátámasztják a telérhez kapcsolódó, intenzív hidrotermás kőzetátalakulást, ugyanakkor egyik sem tartalmaz jelentős mennyiségű ércásvány jelenlétére utaló paragenezist. Ez egyrészt alátámasztja azt a feltevésünket, hogy a sejtes megjelenésű változat mélyebben elhelyezkedő példányaiban sem számíthatunk nagy mennyiségű galenitre (tehát nem az oldódott ki belőle), másrészt igazolja MIKÓ (1964) következtetését a telér gazdasági vonatkozásairól.

A tömör, mikrobrecsásodott gránitot tartalmazó kvarctelérben előfordult továbbá maradék térkitöltő monacit és azzal szoros kapcsolatban álló, ám az üregekben akár már benn-nőtt, sajátalakú formában megjelenő keralit is. Ezek az ásványok és köztük számos kémiai összetételű köztes tag a gránit jellemző akcesszórius elegyrészei (pl. BUDA & NAGY 1995), így megjelenésük a mikrobrecsásodott gránitot tartalmazó telérben többnyire magyarázható a gránithoz kötődő eredettel. A keralit olykor sajátalakú formája, valamint a goyazit egyértelműen kizorító jellege ugyanakkor magyarázatra szorul. A monacit-keralit együttes megjelenéséről SZAKÁLL et al. (2014) is írnak, ám nem az általunk megfigyelt kőzetekben és szöveti jellemzőkkel. Ők munkájukban a granitoidok közül az aplitra és a pegmatitra koncentráltak, és azokban dokumentálták a fenti ásványok megjelenését. Így bár teljeskörű kémiai elemzéseik a pátkai és pákozdi fluoritos telérekben is rendelkezésre állnak, szöveti-ásványtani jellemzést azon minták ritkaelem-dúsulást hordozó ásványairól nem dokumentáltak a fenti publikációban. Megfigyeléseink alapján felvethető, hogy a teléreket létrehozó, gránitot is átjáró fluidum foszforban és nagy térerejű elemekben (ritkaföldfémek, U, Th) is dúsult, így ez az esemény lehet felelős a sajátalakú, illetve kizorító szövettel megjelenő foszfátok (pl. egyes keralit- és goyazitszemcsék) megjelenéséért (BROSKA & PETRIK 2008). Ezt a feltételezést MOLNÁR (2019) eredményei is alátámasztják, hiszen ő a – fentiek alapján az ősi-hegyivel rokonítható – pákozdi fluoritban ritkaföldfém dúsulást (maximum 499 ppm teljes ritkaföldfém-tartalom) dokumentált. Így tehát a fent vázolt feltevés magyarázhatná a SZAKÁLL et al. (2014) által megfigyelt, a fluoritos telérekben olykor a granitoidokat is meghaladó ritkaelem-tartalmat is.

## Következtetések

A pákozdi Ősi-hegy gerincén megjelenő, ÉK–DNY csapásirányú, 0,5–0,8 m szélességű, kb. 100 m hosszán követ-hető kvarctelér és környezetének komplex geológiai vizsgálata a térségben egyedülálló, eredményei jól beilleszthetők a Velencei-hegységet ért hidrotermás folyamatok modern szemléletű vizsgálatainak sorába (pl. MOLNÁR 1997, 2004; BENKÓ et al. 2012, 2014; KOVÁCS et al. 2019). Munkánk egyrészt hiánypótló alapvető dokumentáció, de a telér képződési körülményeiről, jellemzőiről és földtani folyamathoz kötéséről is értekezünk. Eredményeink alapján feltételezzük, hogy az ősi-hegyi kvarctelér keletkezése a triász időszaki, regionális fluidáramlási eseményhez köthető, mely a környező hasonló anyaoldal-paraméterekkel jellemezhető kvarc ( $\pm$ fluorit, galenit, szfalerit, fakóerc...) teléreket is létrehozta. A savas pH-jú, magas oldottanyag-tartalmú fluidum ideális lehetett bizonyos fémek oldatban való szállításához. Bár a vizsgált ősi-hegyi előfordulás ásványparagenezise szegényebb a rokonítható velencei-hegységi telérekhez képest, erre magyarázat a hidrotermás fluidum lokális jellemzőiben keresendő. A gránitot is átjáró, regionális fluidáramlási esemény során az oldat akár foszforban és nagy térerejű nyomelemekben is dúsulhatott, melynek eredményeként a telérekben sajátalakú, illetve kizorító szövettel megjelenő foszfátásványok is előfordulnak.

## Köszönetnyilvánítás

Ezt a hallgatóinkkal közösen írt szócikket SZABÓ Csabának ajánljuk, tisztelegve több évtizedes munkássága előtt, és megköszönve, hogy generációkat indított el a kutatói pályán, és mutatott követendő példát valamennyiünknek.

A szerzők hálásak a két bíráló, BENKÓ Zsolt és NÉMETH Norbert konstruktív javaslataiért, melyek nagyban hozzájárultak az eredeti kézirat végső formába öntéséhez.

Az ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézetét köszönet illeti a laboratóriumok használatának lehetőségéért. Köszönet a SEM-EDS mérések kivitelezésében nyújtott segítségért BIRÓ Máténak, az XRD-mérések kivitelezéséért KERESZTES Máriának és a mikromineralógiai konzultációért SÁGI Tamásnak. B. KISS G. munkáját az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj és a Kulturális és Innovációs Minisztérium ÚNKP-23-5 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatása (Bolyai + ösztöndíj) támogatta.

## Irodalom – References

- BENKÓ, Zs. 2008: Reconstruction of multi-phase fluid flow history and tectonic evolution in a variscan granite intrusion (Velence Mts., Hungary). – *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- BENKÓ Zs. 2023: Velencei Gránit Komplexum. – In: BABINSZKI E., PIROS O., BUDAI T., GYALOG L., HALÁSZ A., KIRÁLY E., KOROKNAI B., LUKÁCS R. & M. TÓTH T. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása I.* SZTFH, Budapest, 80 p.
- BENKÓ Zs., MOLNÁR F., PÉCSKAY Z., NÉMETH T. & LESPINASSE M. 2012: A paleogén vulkanizmus hidrotermális rendszerének hatása a variszkuszi gránitra a Velencei-hegységben: a sukorói barittelér kora és képződése. – *Földtani Közlöny* **142/1**, 45–58.
- BENKÓ, Zs., MOLNÁR, F., LESPINASSE, M., BILLSTRÖM, K., PÉCSKAI, Z. & NÉMETH, T. 2014: Triassic fluid mobilization and epigenetic lead-zinc sulphide mineralization in the Transdanubian Shear Zone (Pannonian Basin, Hungary). – *Geologica Carpathica* **65/3**, 177–194. <https://doi.org/10.2478/geoca-2014-0012>
- BROSKA, I. & PETRIK, I. 2008: Genesis and stability of accessory phosphates in silicic magmatic rocks: a Western Carpathian case study. – *Mineralogia* **39/1–2**, 53–65. <https://doi.org/10.2478/v10002-008-0004-6>
- BUDA, Gy. & NAGY, G. 1995: Some REE-bearing accessory minerals in two types of Variscan granitoids, Hungary. – *Geologický Zborník – Geologica Carpathica* **46**, 67–78
- FONTOBÉ, L., KOUZMANOV, K., CHIARADIA, M. & POKROVSKI, G. 2017: Sulfide Minerals in Hydrothermal Deposits. – *Elements* **13**, 97–103. <https://doi.org/10.2113/gselements.13.2.97>
- FULIGNATI, P. 2020: Clay minerals in hydrothermal systems. – *Minerals* **10/10**, 919. <https://doi.org/10.3390/min10100919>
- GYALOG L. & HORVÁTH I. (szerk.) 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 316 p.
- HEDENQUIST, J.W., ARRIBAS, A.R. & GONZALES-URIEN, E. 2000: Exploration for epithermal gold deposits. – In: HAGEMANN, S. G. & BROWN, P. E. (eds.): *Gold in 2000, Reviews in Economic Geology* **13**, 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* **10**, 170 p.
- KOVÁCS, I., NÉMETH, T., B. KISS, G., K. KIS, V., TÓTH, Á. & BENKÓ, Zs. 2019: Rare aluminium phosphates and sulphates (APS) and clay mineral assemblages in silicified hydraulic breccia hosted by a Permian granite (Velence Mts., Hungary) as indicators of a high sulfidation type epithermal system. – *Mineralogy and Petrology* **113/2**, 217–228. <https://doi.org/10.1007/s00710-018-0644-1>
- MIKÓ L. 1964: A velencei-hegységi kutatás újabb földtani eredményei. – *Földtani Közlöny* **94/1**, 66–74.
- MOLNÁR F. 1997: Újabb adatok a Velencei-hegység molibdenitjének genetikájához: ásványtani és folyadékzárvány vizsgálatok a Retezi-lejtakna ércesedésén. – *Földtani Közlöny* **127/1–2**, 1–17.
- MOLNÁR, F. 2004: Characteristics of Variscan and Palaeogene fluid mobilization and ore forming processes in the Velence Mts., Hungary: A comparative fluid inclusion study. – *Acta Mineralogica Petrographica* **45/1**, 55–63.
- MOLNÁR Zs. 2019: Nyersanyagok és indikációik geológiai és ásványtani vizsgálata, különös tekintettel az Észak-Dunántúlon észlelt urán és ritkaföldfém nyomokra. – *Doktori értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 132 p.
- MOLNÁR, Zs., KISS, G. B., MOLNÁR, F., VÁCZI, T., CZUPPON, Gy., DUNKL, I., ZACCARINI, F. & DÓDONY, I. 2021: Epigenetic-hydrothermal fluorite veins in a phosphorite deposit from Balaton Highland (Pannonian Basin, Hungary): Signatures of a regional fluid flow system in an Alpine Triassic platform. – *Minerals* **11/6**, 640, 19 p. <https://doi.org/10.3390/min11060640>
- RICHARDSON, C. K. & HOLLAND, H. D. 1979: The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **43/8**, 1313–1325. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90121-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90121-2)
- SZAKÁLL S., GYALOG L., KRISTÁLY F., ZAJZON N. & FEHÉR B. 2014: Ritkaföldfémek a velencei-hegységi granitoidokban és alkáli magmás kőzetekben. – In: SZAKÁLL S. (szerk.): *Ritkaföldfémek magyarországi földtani képződményekben*, Milagrossa Kft., Miskolc, 210 p.
- YUAN, G., CAO, Y., SCHULZ, H.-M., HAO, F., GLUYAS, J., LIU, K., YANG, T., WANG, Y., XI, K. & LI, F. 2019: A review of feldspar alteration and its geological significance in sedimentary basins: From shallow aquifers to deep hydrocarbon reservoirs. – *Earth-Science Reviews* **191**, 114–140. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.004>

Kézirat beérkezett: 2024. 03. 22.

## Preliminary analysis of Lower Cretaceous metadolerites drilled in Lower Austria – a tribute to Prof. Csaba SZABÓ

TARI, Gábor<sup>1</sup>, VRŠIČ, Aleš<sup>2</sup>, HUJER, Wolfgang<sup>2</sup>, MEKONNEN, Elias<sup>2</sup>, SCHNEIDER, David A.<sup>3</sup>, PÉCSKAY, Zoltán<sup>4</sup>, SZEPESI, János<sup>4,5</sup>

<sup>1</sup>OMV Upstream, Vienna, Austria, gabor.tari@omv.com

<sup>2</sup>OMV Upstream, TECH Center & Laboratory, Gänserndorf, Austria

<sup>3</sup>University of Ottawa, Canada

<sup>4</sup>HUN-REN Institute for Nuclear Research, Geochronology Group, Debrecen, Hungary

<sup>5</sup>HUN-REN-ELTE, Volcanology Research Group, Budapest, Hungary

### *Alsó-Ausztriában fúrt, alsó kréta bazalt teleptelések előzetes vizsgálata – tisztelgés SZABÓ Csaba professzor munkássága előtt*

#### Összefoglalás

Két kutatófúrás révén az 1960-as évek eleje óta ismert számos teleptelér előfordulása a Molasse-medencében (Ausztria északkeleti részén). A feltételezett dogger (Porrau-2) és felső paleozoikum (Roggendorf-1) üledékes rétegsorban megjelenő, erősen átalakult metadoleritek a korábbi értelmezések szerint is intruzív jellegűek, a telérek kora, valamint azok tágabb rétegtani és tektonikai vonatkozásai azonban nem kellően tisztázottak.

Mintegy 60 év elteltével, ebben a munkában különböző modern analitikai módszerek alkalmazásával az intruzívumok új értelmezését javasoljuk. Eredetileg a metadoleritek korát jura korúnak tekintették. Új, de még előzetes eredményeink azonban kora kréta korú (136–141 Ma) intruzív vulkanizmust jeleznek, amelyre nemcsak a K-Ar kormeghatározás eredménye utal, hanem a teleptelések regionális analógiái is. A Porrau-2 fúrás alsó, feltételezett dogger szekvenciájából származó egyetlen dácitmintát egy régebbi intruzív elemként értelmeztünk, mivel a K-Ar kormeghatározás (283–284 Ma) alsó perm korra utal. Tehát a kút mélyebb részén feltárt rétegek nem lehetnek dogger korúak, hanem a felső paleozoikumba tartoznak (perm). Ezért a Porrau-2 és Roggendorf-1 kutakban található alluviális-fluviális üledékek egy része a csehországi Morávia karbon–perm Boskovice-medencének a felszín alatti, délnyugati folytatását képviseli Alsó-Ausztriában.

Regionális léptékben a vizsgált magmás kőzetek petrográfiája hasonlónak tűnik a jól ismert alsó kréta alkáli vulkáni kőzetekkel (lamprofir, bazanit, fonolit), amelyek a morva-sziléziai Beszkidek területén, az Északkelet-Csehországban és Dél-Lengyelországban, valamint a dél-magyarországi Mecseki Zónában fordulnak elő. Míg mindezek a vulkáni egységek jelenleg az eredeti paleogeográfiai helyzetükből elmozdult, alpesi allochthon övekben helyezkednek el, addig a tanulmányunkban szereplő alsó kréta teleptelések az autochton európai lemezben találhatóak. Ezért fontos, új támpontot nyújtanak a kora kréta kori, regionális rift zóna palinspasztikus rekonstrukciójához a mezozoikum európai lemez déli peremén.

*Tárgyszavak: diabáz(bazalt), teleptelér, kora kréta, Ausztria, Magyarország, Tisza mega-egység, riftesedés*

#### Abstract

The occurrences of numerous sills penetrated in two exploration wells drilled in the Molasse Basin in NE Austria were known since the early 1960s. Although the initial analysis of these strongly altered metadolerite units intercepted in an apparently Dogger (Porrau-2) and Upper Paleozoic (Roggendorf-1) clastic sequence correctly concluded about their intrusive character, the age relationships and the broader stratigraphic and tectonic implications remained poorly constrained.

After about 60 years, using various modern analytical methods, a new understanding of these intrusives is outlined in this contribution. Originally, the age of the metadolerites was considered as Jurassic. However, our new, preliminary results provided an Early Cretaceous age (136–141 Ma) for the intrusive volcanism not only indicated by K-Ar age determination but also by regional analogues for the sills. A single dacite sill from the lower, supposedly Dogger sequence of the Porrau-2 well is interpreted as an older intrusive unit and its K-Ar date (283–284 Ma) suggests an Early Permian age. Hence the sequence drilled in the deeper part of this well cannot be Dogger in age but instead it is Upper Paleozoic (Permian). Therefore, some of the alluvial-fluvial clastics in the Porrau-2 and Roggendorf-1 wells represent the subsurface southwestern continuation of the Carboniferous–Permian Boskovice Trough from Moravia into Lower Austria.

On a regional scale, the petrography of the studied sills appears to be similar to the well-studied Lower Cretaceous alkaline igneous rocks (lamprophyres, basanites, phonolites) occurring in the Moravian-Silesian Beskidy area in north-east Czech Republic and southern Poland and in the Mecsek Zone of southern Hungary. Although all these volcanic units are presently located in Alpine thrust-fold belts displaced from their original paleogeographic position, the sills in our study are anchored within the autochthonous European plate. Therefore, they provide an important new constraint for the palinspastic reconstruction of the regional-scale Early Cretaceous rift zone along the southern margin of the Mesozoic European plate.

*Keywords: diabase/basalt, sill, Early Cretaceous, Austria, Hungary, Tisza Mega-unit, rifting*

## Introduction

Among the many wells drilled in the foreland region of the Eastern Alps in Austria (Figure 1), there are only two which penetrated unusual and highly altered volcanics with a basaltic composition. These diabase (former name of the altered basaltic sills) units were found within Dogger and upper Paleozoic sedimentary units in the Porrau-2 and Roggendorf-1 wells (Figures 2 & 3), respectively (WIESENER

1965, WIESENER et al. 1976, WESSELY 2006, ROETZEL et al. 2009). These magmatic rocks were described as Jurassic sills which intruded into the Mesozoic-Paleozoic cover sequence above the crystalline basement of the Bohemian Massif. An apparent difficulty of the age assignment stems from the fact that lithologically, the coarse-grained clastics of the Middle Jurassic and the Permian–Carboniferous sequences are very similar. Besides the poorly constrained age relationships between the sills and the host rocks, the struc-

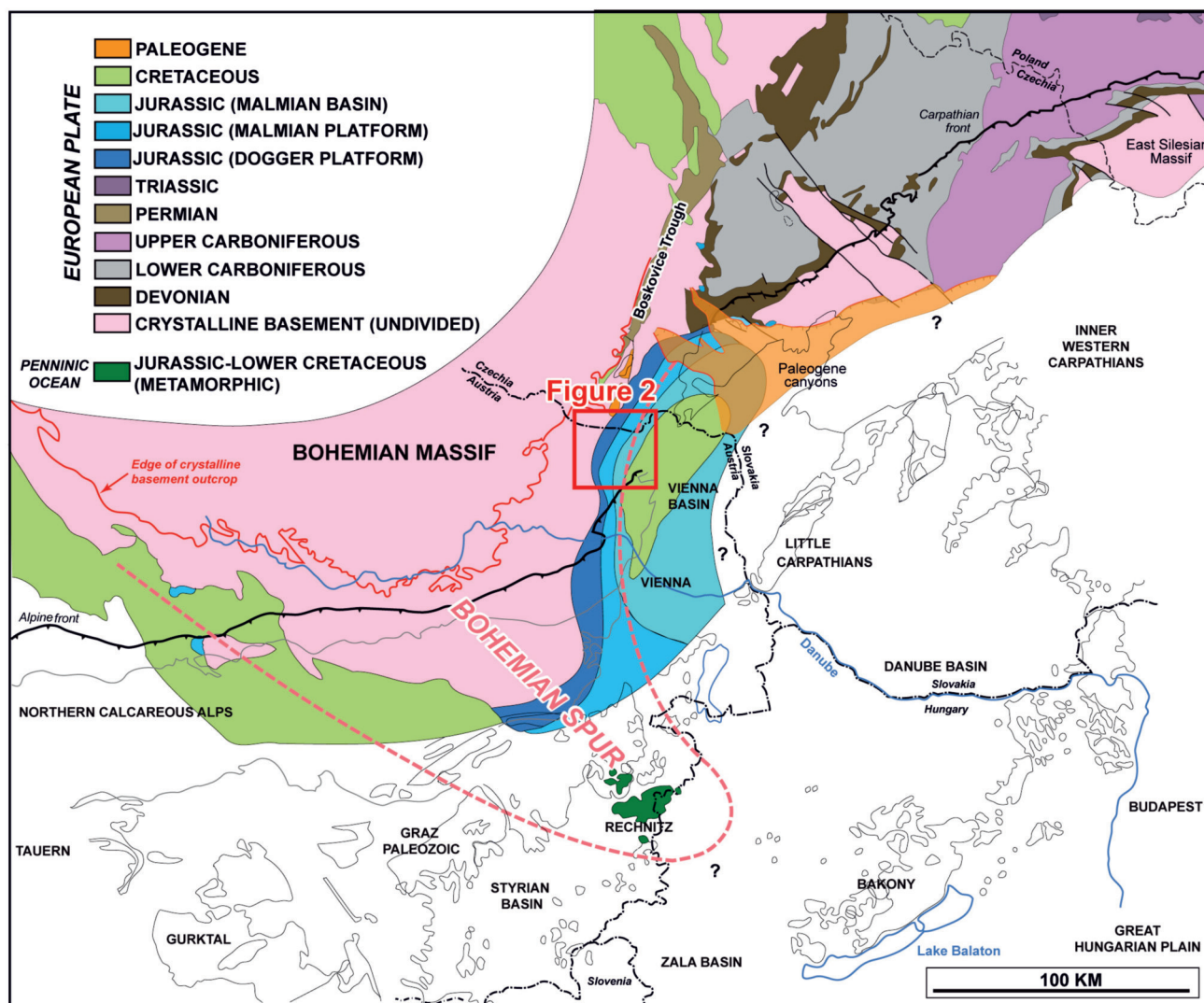


Figure 1. Location of the study area in NE Austria in the framework of the autochthonous cover and basement of the European margin (modified from TARI 2005)  
 1. ábra. A vizsgált terület elhelyezkedése Északkelet-Ausztóriában az európai perem autochton fedőjének és aljátának a kontextusában (TARI 2005) alapján

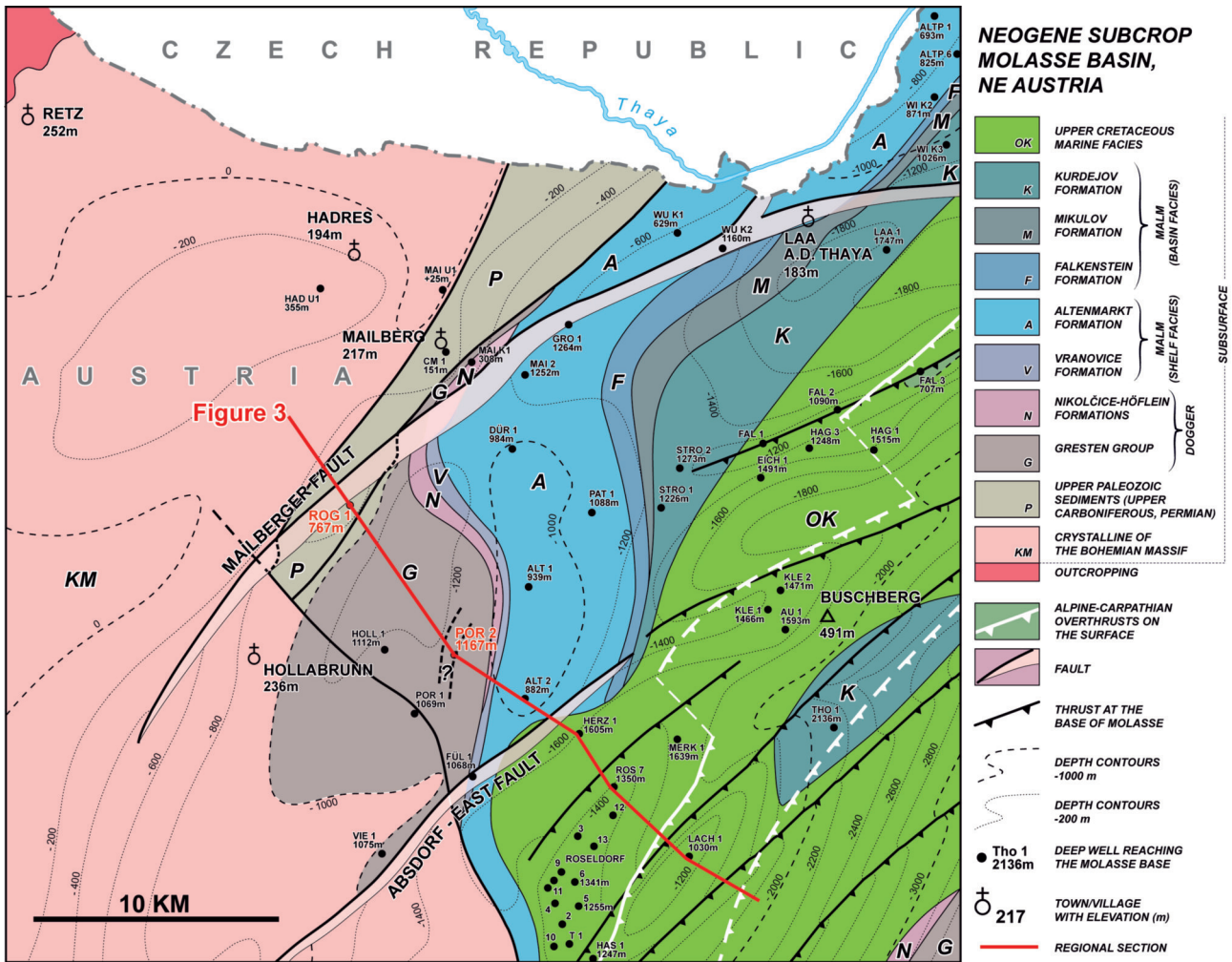


Figure 2. Sub-regional setting of the Porrau-2 and Roggendorf-1 wells drilled in Lower Austria in the eastern Molasse Basin  
 2. ábra. A Porrau-2 és Roggendorf-1 fúrások szubregionális elhelyezkedése Alsó-Ausztriában, a keleti Molassz-medencében

tural context of the Porrau-2 well was left open-ended due to the lack of seismic reflection data across this well. Existing illustrations of the Porrau-2 depict either a fault-related near-vertical metadolerite body (ROETZEL et al. 2009; Figure 3) or a steep folded feature (Figure 4) with dips meant to explain the near-vertical Dogger sedimentary layers observed in the cores of the well (WESSELY 2006). The main aim of this contribution is to document new data on both the intrusives and the sediments of the Porrau-2 well. These data clarified some of the ambiguous aspects of the existing interpretations in a preliminary fashion and highlighted the need for more analytical work to firm up the interpretations in this paper.

The results of the present study also provided a new, large-scale perspective on the Lower Cretaceous intrusives penetrated in the Porrau-2 and Roggendorf-1 wells. Contemporaneous volcanic-magmatic rocks (Berriasian to Valanginian) with broadly similar lithological characteristics are known in the External Carpathians (Silesian Beskid Mts.) and the Western Carpathians of Poland and Slovakia, (SPIŠIAK 2002, HARANGI et al. 2003, SPIŠIAK et al. 2011, SZOPA et al. 2014, MADZIN et al. 2014, CSIBRI et al. 2020). Lower Cre-

taceous volcanics were also documented in the Ukrainian Outer Carpathians, close to the Polish border (HNYLKO et al. 2015, KROBICKI et al. 2015).

On an even larger scale, the Early Cretaceous alkaline basalt magmatism is one of the most characteristic features of the Mecsek Unit in southern Hungary (HARANGI & ÁRVA-SOÓS 1993; HARANGI 1994; HARANGI et al. 1996, 2003). Products of this rifting-related magmatism outcrop in the Mecsek Mts. and can also be traced in the subsurface in other parts of southern Hungary beneath the Pannonian Basin (HAAS & PÉRÓ 2004). The main phase of the volcanism in southern Hungary occurred during the Early Cretaceous, mainly in the Valanginian, although it extended into the Hauterivian (Mecsekjános Basalt Complex). In the western Mecsek Mts. basaltic and trachytic small intrusions and dikes are typical, whereas in the eastern part rocks of basalt-tephrite-phonolite series and alkali-trachyte occur in various proportions (KUBOVICS et al. 1990). The presence of pillow lavas, lava breccias, and hyaloclastites indicate submarine volcanism. Dikes, sills, and subvolcanic bodies are also common. The geochemical, mineralogical and petrographic features of the Mecsek volcanic-magmatic rocks suggest

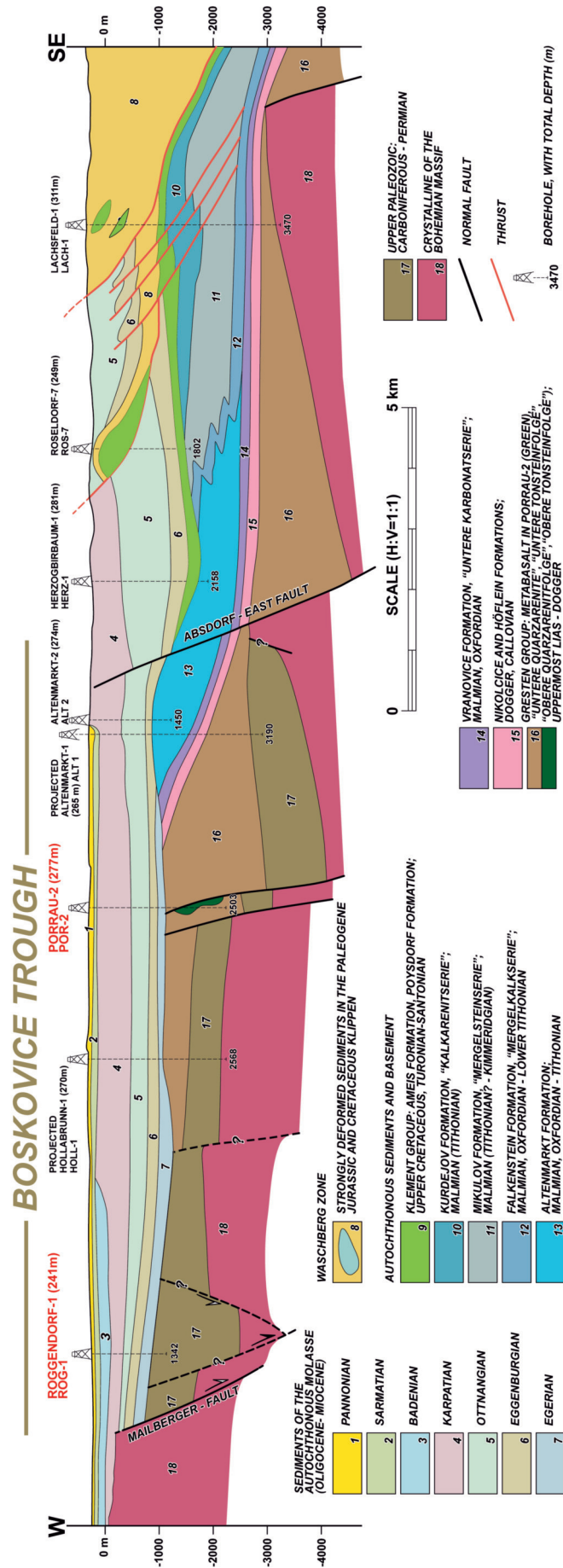


Figure 3. Cross-section showing the position of the Porrau-2 and Roggendorf-1 wells in the foreland of the eastern end of the Eastern Alps (modified from ROETZEL et al. 2009). No vertical exaggeration

3. ábra. A Porrau-2 és a Roggendorf-1 fúrássok helyzetét bemutató keresztmetszvény a Keleti-Alpok Keleti végének az előterében (Roetzcel et al. 2009 adatai alapján). Nincs függőleges túlmagyasítás

continental rift-type volcanism (KUBOVICS & BILLIK 1984, HARANGI et al. 1996).

The secondary aim of this work is to highlight the importance of the autochthonous nature of the Lower Cretaceous metadolerites of Lower Austria emplaced within the European margin. They provide an important new map-view constraint for the palinspastic reconstruction of the large Early Cretaceous rift zone along the southern margin of the Mesozoic European plate. Large mega-units, such as the Tisza and West Carpathians were separated from Europe along this rift zone.

### Regional setting of the studied wells in NE Austria

The crystalline basement of the Molasse zone in Eastern Austria (Figure 1) is covered by Mesozoic and Paleozoic sediments (WESSELY 2006). Within Dogger clastic sediments, the Porrau-2 well, drilled in 1960/61 to a final depth of 2503.0 m by OMV, penetrated numerous layers of diabases (Figures 1, 4 & 5) classified and described by WIESENEDER (1965). His work was focused on the sequence drilled between 1700–2000 m depth where at least 11 metadolerite units were documented in cores. It was suggested that the strongly altered metadolerites (or diabases) in the well were intruded as sills during the Jurassic (WIESENEDER 1965).

Based on the core description of the deeper part of the borehole no more metadolerite was found below 2000 m, however, there are conglomerates with volcanic clasts embedded in them. The apparent reworking of the volcanic

material into the sedimentary units in between contradicts the intrusive character of the metadolerites but instead would imply the presence of extrusive units, such as lavas. Also, a tuffite layer was reported by WIESENEDER (1965) at about 1814 m depth which we could not locate in the core material. Instead, our work indicated potential tuffs at about 1895-1897 and at 1960 m. The presence of tuff and tuffite also implies extrusive volcanic activity.

In a second drill hole, Roggendorf-1, drilled in 1962 to a final depth of 1342.0 m by OMV, sedimentary rocks of Paleozoic age were found below about 1000 m (Figure 5). These siliciclastic rocks contain intercalations of quartz porphyrites, metadiabases, igneous breccias, rhyolitic tuffites and tuffs (WIESENEDER et al. 1976). Upper Paleozoic (Carboniferous, Permian) sediments described in the subsurface of the region are typically grey, partly greenish quartz arenites alternating not only with dark, partly reddish violet claystones, but also with quartz/feldspar breccias. In the Upper Carboniferous sediments, coal seams often occur (BRIX & GÖTZINGER 1964, BRIX 1993). However, coal seams have been also reported from the Permian succession.

Structurally, two very large fault zones define the syn-rift architecture of the study area (Figure 3), the Mailberger and the Absdorf-East faults (KRÖLL & WESSELY 2001). Along the Mailberger fault, the normal offset is as large as 700 m. The fault was still active during the Cenozoic, but its main activity was during the Dogger (WESSELY 2006) and quite possibly even during the Permian with large syn-sedimentary displacement. Similarly, the Absdorf-East Fault is a reactivated syn-rift fault which has a considerable offset especially within the Dogger sequence (Figure 3). Syn-rift

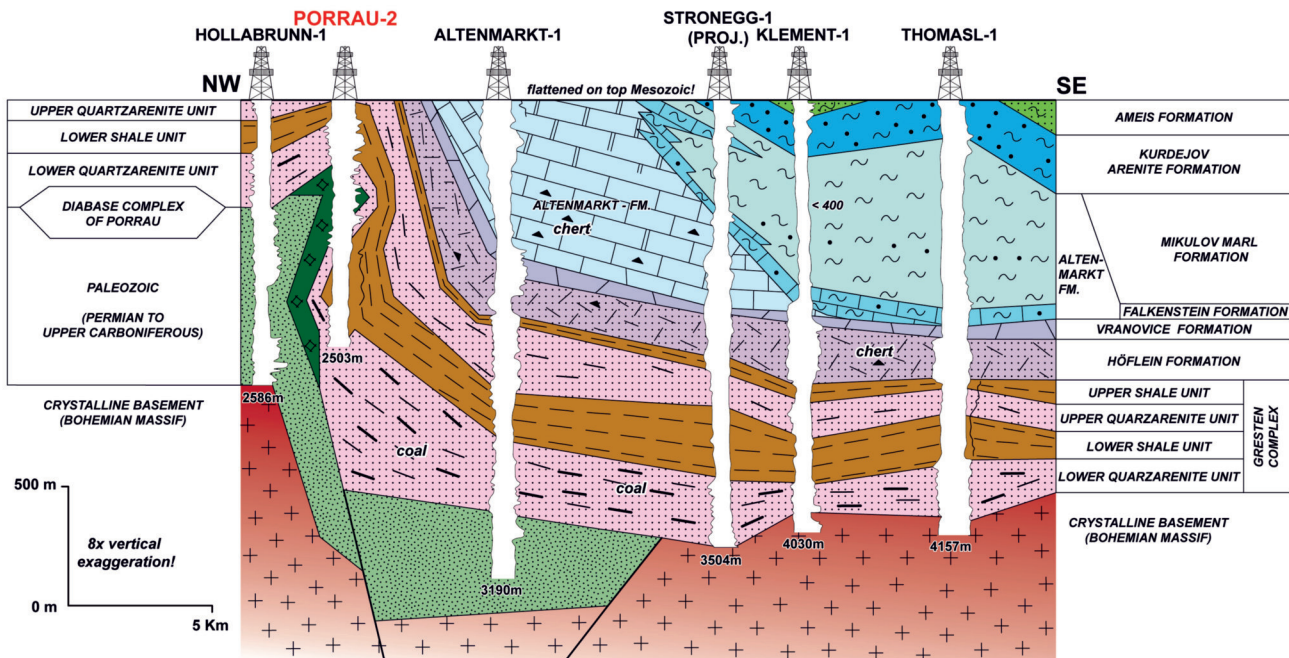
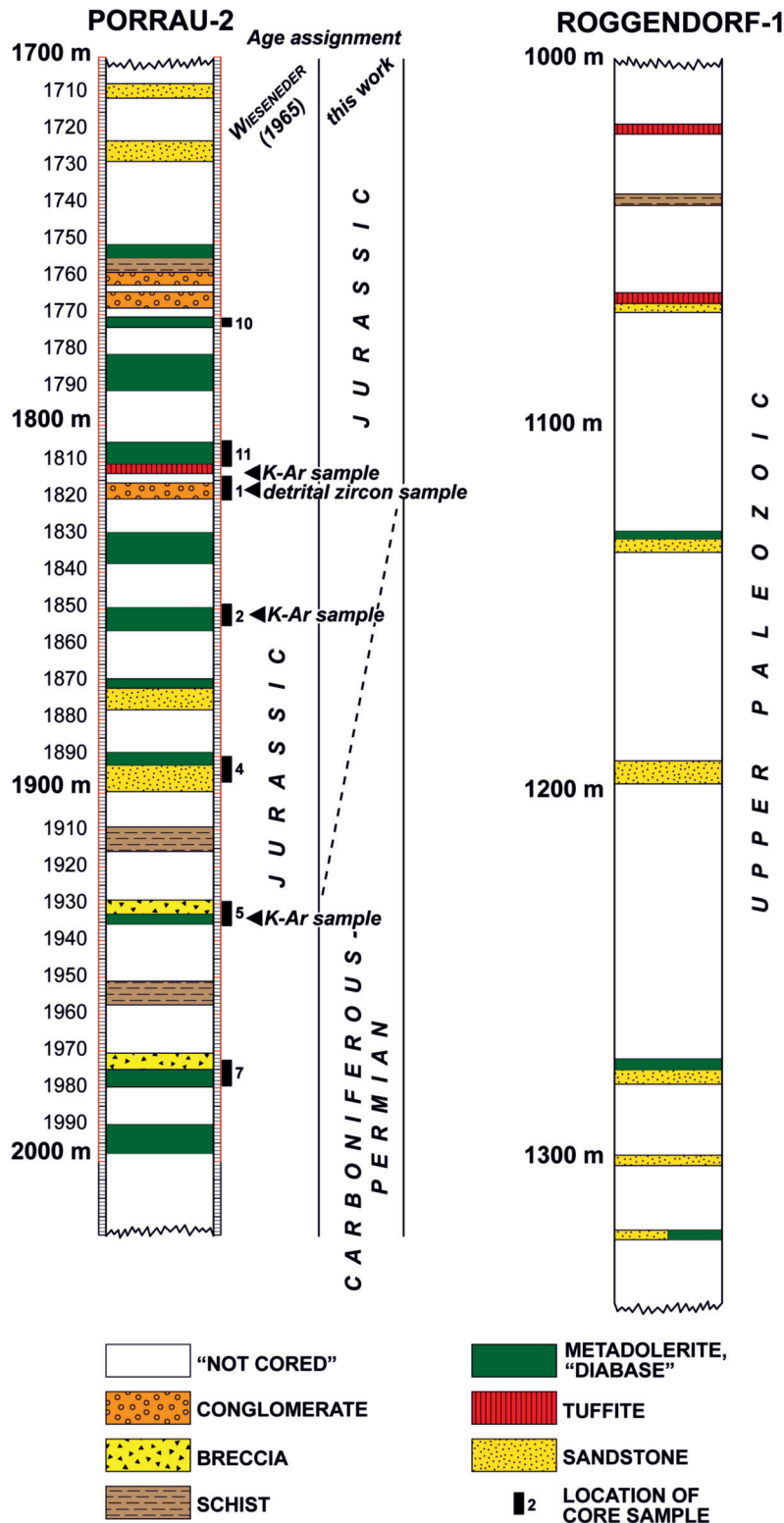


Figure 4. Sub-regional scale section across the Porrau-2 well (redrawn from WESSELY 2006). Note that the section is flattened on top of the Mesozoic sequence. Vertical exaggeration is 8x

4. ábra. A Porrau-2 kút szubregionális léptékű szelvénye (WESSELY 2006) alapján). Megjegyzendő, hogy a szelvény a mezozoikus szekvencia tetején van kiegyenlítve. A függőleges túlmagyasítás 8x



**Figure 5.** Simplified lithologic columns of the a) Porrau-2 and b) Roggendorf-1 wells in their deeper segments where subvolcanic rocks (shown in dark green) were penetrated (modified from WIESENEDER 1965). Location of the samples for thin section characterization, K-Ar dating, and detrital zircon dating are also shown. Note that based on our new results, there is an alternative age assignment for a large part of the section in the Porrau-2 well

5. ábra. Az a) Porrau-2 és b) Roggendorf-1 fúrások egyszerűsített litológiai oszlopai a mélyebb szakaszaikban, ahol szubvulkáni kőzeteket (sötétzöld színnel jelölve) fúrtak (WIESENEDER 1965 alapján módosítva). A vékonycsiszolatos jellemzéshez, K-Ar kormeghatározáshoz és detritális cirkon kormeghatározáshoz használt minták elhelyezkedése is látható. Megjegyzendő, hogy az új eredményeink alapján a Porrau-2 fúrás esetében új geokronológiai értelmezéseket közlünk

faulting is responsible for the formation of all the asymmetrical half-grabens in the broader area, such as those east of Mailberg, east of Hagenberg and of Stockerau (Figure 2).

Another fault zone, striking perpendicular to the above mentioned major syn-rift master faults must be responsible for the termination of the Paleozoic and Mesozoic units towards the southwest near Hollabrunn (Figure 2). This transpressive cross-faulting was assumed to cause the steepness of the Dogger sequence (Figures 3, 4), with the metadolerite embedded in it, in the case of the Porrau-2 borehole (WESSELY 2006, ROETZEL et al. 2009).

The sub-regional scale section across the Porrau-2 and some other wells illustrate the architecture of the Mesozoic and Paleozoic sequences beneath the molasse basin fill (Figure 3). Note that the section is flattened on top of the Mesozoic sequence with a vertical exaggeration of 8x. The Porrau “diabase complex” is shown in a simplified manner associated with a folded structure which may be seen as a positively inverted flank of a Jurassic half-graben (Figure 2). The progressive truncation of the Jurassic and Cretaceous units beneath the base molasse unconformity (Figure 3) indeed suggests an inversional episode with considerable strata (up to 1–2 km?) eroded between the Cretaceous and the Late Oligocene (Egerian) over the Altenmarkt half-graben.

### Data and methodology used

The present study was focused on the Porrau-2 well as it had a relatively large number of cores in the inferred Mesozoic part of it (Figure 3) with generally very good (>90%) recovery rates. As an illustration of this, the photos of two of the core boxes here (Figure 6) show examples of the metadolerite and dacite which were the focus of our analysis.

For the study, 12 core samples were selected at OMV’s core facility in Gänsendorf (Table I). These samples were selected to represent both the intrusive subvolcanic rocks and the siliciclastic host rocks. However, the present paper focuses on the magmatics and the results on the clastic rocks will be published elsewhere.

The 12 samples from the well Porrau-2 were investigated by means of petrographic,



**Figure 6.** Cores of the metabasalt of Sample 2 (left) and dacite of Sample 5 (right) in the Porrau-2 well drilled by OMV in Lower Austria in 1960/61. Note the generally very good (>90%) recovery of the core material. The core boxes are 1 m long, the deepest part of the core at the upper right-hand corner in Box #1  
**6. ábra.** Az OMV által 1960/61-ben Alsó-Ausztriában, a Porrau-2 kútban fűrt metabazalt (2. minta, balra) és dácit (5. minta, jobbra) magjai. A magkihozatal általában >90%-os volt. A magládák 1 m hosszúak, a mag legmélyebb része a jobb felső sarokban, az 1. dobozban található

XRD, and XRF analyses. In this contribution we included only the description of the subvolcanic rocks. Below is the list of the selected samples from well Porrau-2 (marked in red). For a description of both the XRD and XRF analysis methodology used in this study, please see SPRÁNITZ et al. (this issue).

**Table I.** Sample listing of the Porrau-2 well. Note the different type of rocks acquired. The current study focuses on the subvolcanic intervals and a follow-up study will integrate the sandstone petrology as well

**I. táblázat.** A Porrau-2 kút mintáinak listája. A mintázás során szubvulkáni és üledékes kőzeteket is vettünk, amelyek közül jelen munka csak a szubvulkáni kőzetekre fókuszál. Az üledékes kőzeteket egy későbbi tanulmányban dolgozzuk fel

Sample #	Top depth (m)	Bottom depth (m)	Core #	Box #	lithology
1	1816,6	1821,4	27	1	volcanic
2	1849,8	1855,5	29	6	volcanic
3	1870,2	1875,6	30	3	sandstone
4	1891	1898	31	4	volcanic
5	1930,6	1937	33	2	volcanic
6	1973,6	1980,5	35	6	sandstone
7	1973,6	1980,5	35	3	volcanic
8	1992,3	1998,5	36	1	sandstone
9	1758,6	1762,4	22	1	sandstone
10	1772	1774,35	24	1	volcanic
11	1805,3	1812,3	26	6	volcanic
12	1805,3	1812,3	26	2	sandstone

In addition to the petrographic analysis, three samples were selected for K-Ar dating which was carried out at the Institute for Nuclear Research (ATOMKI), Hungary. One sample was selected for detrital zircon (U-Th)/He and U-Pb geochronology analysis which was performed by the University of Ottawa, Canada. A brief description of all the age dating methods is given below.

#### Geochemistry based on XRD and XRF (X-ray Fluorescence Analysis)

X-ray fluorescence (XRF) is a method of X-ray spectroscopy used for qualitative and especially for the quantitative determination of elements. By using the method, liquid, powder, or compact samples can be measured. It works non-destructively and is largely independent of the bonding state of the elements. The elemental analysis is determined using a Analytical EPSILON 3 XL Energy-dispersive X-ray fluorescence spectrometer (Ag radiation with software-controlled maximum 50 kV, maximum 3 mA and 15 W tube power). The Epsilon 3 software program is used for qualitative and quantitative analyses, and this include Omnian software module for standardless and fingerprint applications. Geochemical investigation of volcanic rocks is a power-

ful tool supporting petrographic observations and enables to classify volcanic rocks based on elementary composition.

#### *K-Ar age dating*

The radiometric geochronology analysis, using the Cassinot-Gillot K/Ar dating method, was carried out in Geochronology Lab of the HUN-REN ATOMKI, at the Institute for Nuclear Research in Debrecen, Hungary. Based on the petrography, samples were crushed and sieved to typically 63–125 and 125–250  $\mu\text{m}$ . The selected grain size fraction was washed with deionized water and a 10 V/V% acetic acid solution was used to remove the carbonate content of the samples. The magnetic fraction was separated by a Frantz magnetic separator. Heavy liquid (sodium polytungstate: SPT) set to 2.72 and 2.88  $\text{g}/\text{cm}^3$  was used to isolate groundmass and minerals fractions (e.g., plagioclase, biotite).

The separated fractions were analysed by the non-spiked K-Ar method (CASSIGNOL & GILLOT 1982, GILLOT & CORNETTE 1986) following the procedure of the Geochronology Lab of the Institute for Nuclear Research, Debrecen. The potassium content was measured on 50 mg sample aliquots, after dissolution by HF and HNO<sub>3</sub>, with a Sherwood-400-type flame spectra-photometer with accuracy better than  $\pm 1.5\%$ . Separated mineral sample splits were subjected to heating at 100 °C for 24 h under vacuum to remove atmospheric Ar contamination that was adsorbed on the surface of the mineral particles during sample preparation. Argon was extracted from the minerals by fusing the samples with high-frequency induction heating at 1300 °C. Released gases were cleaned in two steps in a low-blank vacuum system by hot (350° and 250° C) St-101 and St-707 SAES getters operated at room temperature. Isotopic composition of the Ar was measured by a MAP-215-50 noble gas mass spectrometer, following the non-spiked method of GILLOT & CORNETTE (1986), and corrected for the atmospheric <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar ratios. The calibration of our <sup>40</sup>Ar signal is checked routinely using analyses of the HD-B1 (HESS & LIPPOLT 1994, SCHWARZ & TRIELOFF 2007), GL-O (ODIN et al. 1982) international standards. During this study, analyses of HD-B1 yielded an age of 24.29 $\pm$ 0.34 Ma, which compares well with the recommended values of 24.21 $\pm$ 0.32 Ma. Standard GL-O yielded 95.26 $\pm$ 1.35 Ma, which differs only insignificantly from the reported age (95.03 $\pm$ 1.11 Ma). Decay constants recommended by STEIGER & JÄGER (1977) were used for the age calculation, with an overall error of  $\pm 1\%$ . An error of the samples was calculated using the equation of QUIDELLEUR et al. (2001).

#### *Detrital zircon U-Pb geochronology*

After crushing of a coarse-grained sandstone from 1819 m depth, the 63-250  $\mu\text{m}$  size fraction was rinsed through a decantation process, and heavy mineral separation was then conducted using methylene iodide (SG: 3.0  $\text{g}/\text{cm}^3$ ) in order to obtain a more concentrated fraction of zircon. The heavy mineral separates were then individually passed through a

Frantz magnetic mineral separator as needed to further isolate zircon. Individual zircon grains were then picked using tweezers under a binocular microscope.

Zircon for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA ICP-MS) U-Pb analysis were mounted in epoxy and polished for imaging. A JEOL 6610LV Scanning Electron Microscope (SEM; University of Ottawa, Canada) was used to characterize the zircon and to identify the internal structure of the mineral or rim overgrowths on the zircon using cathodoluminescence imaging. A Resonetics M-50 193 nm ArF Excimer laser ablation system coupled to an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS system (University of Ottawa, Canada) was utilized for the zircon U-Pb analyses, following the protocol of MCFARLANE & LUO (2012) and the common lead correction of ANDERSEN (2002). Single spot analyses were completed with the laser operated at a repetition rate of 6 Hz, spot size of 32  $\mu\text{m}$ , and pulse energy of 4.72 J/cm<sup>2</sup>. Reference material 91500 zircon (U-Pb: 1065.4 $\pm$ 0.3 Ma; WIEDENBECK et al. 1995) was analyzed as a standard under the same conditions as the unknowns. A secondary standard, Plešovice zircon (U-Pb: 337.1 $\pm$ 0.4 Ma; SLÁMA et al. 2008), was also used to correct for analytical drift. All data was reduced, and drift corrected using Glitter v4.4.4, with reference material uncertainty calibrated to 1%. The final corrected data were plotted using IsoplotR (VERMEESCH 2018).

#### *Detrital zircon (U-Th)/He geochronology*

The analytical portion of the (U-Th)/He experiments was conducted at the TRaIL (Thermochronology Research and Instrumentation Laboratory) facility at the University of Colorado (Boulder, USA). Individual mineral grains are placed into small Nb tubes that are then crimped on both ends. This Nb packet is then loaded into an ASI Alphachron He extraction and measurement line. The packet is placed in the UHV extraction line ( $\sim 3 \times 10^{-8}$  torr) and heated with a diode laser to  $\sim 800$ – $1100$  °C for 5 to 10 m to extract the radiogenic <sup>4</sup>He. The degassed <sup>4</sup>He is then spiked with approximately 13 ncc of pure <sup>3</sup>He, cleaned via interaction with two SAES getters, and analyzed on a Balzers PrismaPlus QME 220 quadrupole mass spectrometer. Degassed grains are then removed from the line and taken to a Class 10 clean lab for dissolution. Zircon are dissolved using Parr large-capacity dissolution vessels in a multi-step acid-vapor dissolution process. Grains (including the Nb tube) are placed in Ludwig-style Savillex vials, spiked with a <sup>235</sup>U-<sup>230</sup>Th tracer, and mixed with 200  $\mu\text{l}$  of Optima grade HF. The vials are then capped, stacked in a 125 mL Teflon liner, placed in a Parr dissolution vessel, and baked at 220 °C for 72 h. After cooling, the vials are uncapped and dried down on a 90 °C hot plate until dry. The vials then undergo a second round of acid-vapor dissolution, this time with 200  $\mu\text{l}$  of Optima grade HCl in each vial that is baked at 200 °C for 24 h. Vials are then dried down a second time on a hot plate. Once dry, 200  $\mu\text{l}$  of a 7:1 HNO<sub>3</sub>:HF mixture is added to each vial, the vial is capped, and cooked on the hot plate at 90 °C for 4 h.

Once the minerals are dissolved, regardless of the dissolution process, they are diluted with 1 to 3 mL of doubly-deionized water, and taken to the ICP-MS lab for analysis. Mineral standards of Durango apatite (31.5 Ma) and Fish Canyon Tuff zircon (28.2 Ma) are routinely analyzed (de-gassed and dissolved) in conjunction with the samples with each run to ensure data integrity. Sample solutions, along with standards and blanks, are analyzed for U, Th, and Sm content using a Thermo Element 2 magnetic sector mass spectrometer. Once the U, Th, and Sm contents have been measured, He dates and all associated data are calculated on a custom spreadsheet made by TRAIL staff.

### Analytical results on the volcanic samples

The methods described above derived several new results to formulate a new, but still preliminary interpretation of the sills penetrated in the Porrau-2 well. Six of the seven volcanic samples were classified as metadolerites based on petrographic observations (see below) supplemented by XRD and XRF data (*Tables II and III*). The metadolerite samples are highly altered based on macroscopic and microscopic observations (*Figures 6, 7, 8*), as are all the other sills in the Porrau-2 hole (*Figure 5*). Primary minerals such as plagioclase and mafic minerals have been intensely replaced by secondary minerals such as chlorite, epidote and calcite. However, some of the moderately altered samples retained some amphiboles and biotite and therefore were selected for K-Ar dating (see below). One of the samples (#5) is a more acidic volcanic rock type compared to the metadolerites and it is classified as a dacite (*Figure 8*).

#### *Metadolerite*

The textures of the suite are variable, but most of the rocks have characteristics of mafic subvolcanic sills (*Figures 7, 8*). Porphyritic texture is visible both macroscopically and microscopically on some of the samples. Phenocrysts are dominated by plagioclase and rarely by chlorite pseudomorphs after pyroxene. Although no pyroxene was found in the samples, the outlines of the chlorite pseudomorphs suggest pyroxene precursors. The plagioclase laths in the groundmass are mostly in contact and the interstitial space is filled with either chlorite or opaque minerals, showing the intergranular texture. The plagioclase is in some cases partially enveloped by chlorite pseudomorphs, which is characteristic for the subophitic texture. The change from intergranular to subophitic to ophitic textures in basaltic rocks results from slower cooling and slower crystallization rates. This textural sequence is typically found from the margins towards the center in doleritic rocks (basaltic dikes). Correspondingly, the crystal size increases from the margins towards the center.

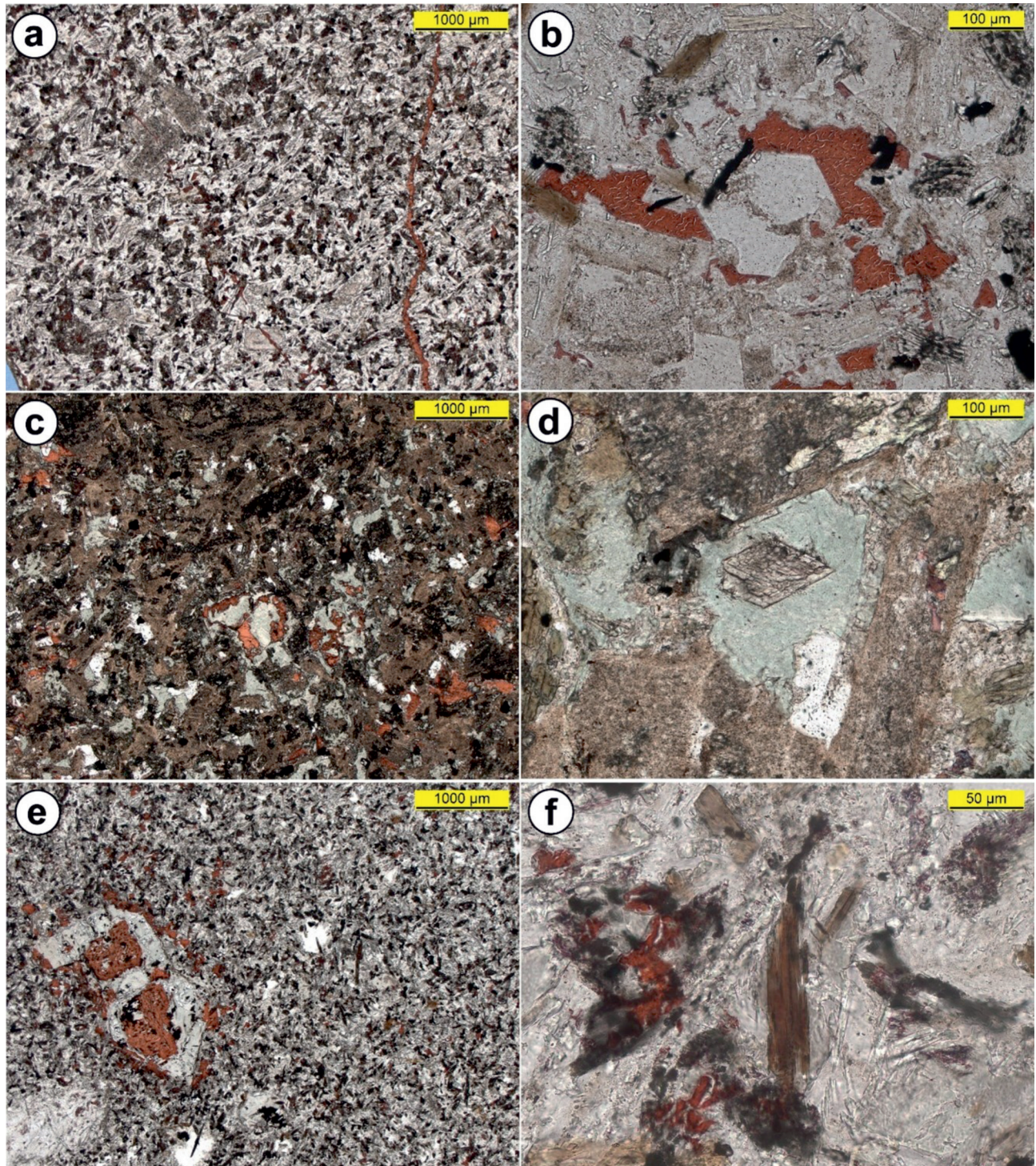
Plagioclase phenocrysts are medium to coarse grained. The plagioclase in the groundmass is mostly fine to rarely medium grained. Crystals are euhedral and phenocrysts are

often zoned. Chlorite usually occurs as pseudomorphs after pyroxene. It often replaces some or all of the biotite and hornblende. Opaque minerals are the primary minerals of dolerites and are dominated by ilmenite and minor magnetite. The ilmenites are often rimmed by leucoxene, which allows ilmenite to be distinguished from magnetite and other iron-titanium oxides. Unaltered ilmenite and rare magnetite form euhedral crystals that are 30 to 100  $\mu\text{m}$  in size. Ilmenite in some samples is completely altered to leucoxene, a fine-grained alteration product of titanium minerals. Occasionally titanite was observed. Leucoxene occurs mainly either as an alteration product of ilmenite or associated with chlorite pseudomorphs after pyroxene. Apatite is a secondary mineral that forms acicular prisms between 3 and 13  $\mu\text{m}$  in diameter. The basal sections are hexagonal in shape. The apatite crystals are mainly found as inclusions in other minerals. Biotite is a secondary mineral occurring in the groundmass as euhedral platelets. Hornblende occurs in the groundmass as euhedral prisms. The basal sections show characteristic 124-56° cleavage intersections. The hornblende is partly replaced by chlorite. Epidote is a common to rare secondary replacement mineral, occurring in association with chlorite pseudomorphs or replacing the host rock in general. Rare clinozoisite has also been observed. The degree of epidotization varies from intense in some samples to virtually absent in others.

Rarely, epidote also heals fractures. Epidote also occurs as inclusions in plagioclase and results from saussuritization. Quartz is a secondary mineral that occurs as idiomorphic megaquartz. Quartz is found exclusively in dissolution vuggy pores. The idiomorphic quartz crystals are surrounded by blocky calcite, indicating that the latter is post-dating the former. Quartz also occurs in rounded patches, or ocelli, in which there has been progressive crystallization from the margins towards the center. Calcite is a secondary alteration mineral that occurs mostly as a pore-filling blocky cement. The calcite is found in certain samples within vuggy pores together with euhedral megaquartz, which is post-dating the latter. The vuggy pores are indicative of dissolution of the groundmass and phenocrysts. The calcite sometimes occurs within the chlorite pseudomorphs after pyroxene, replacing the chlorite. This suggests chlorite dissolution. Crosscutting fractures in the host rock are mainly cemented by blocky calcite.

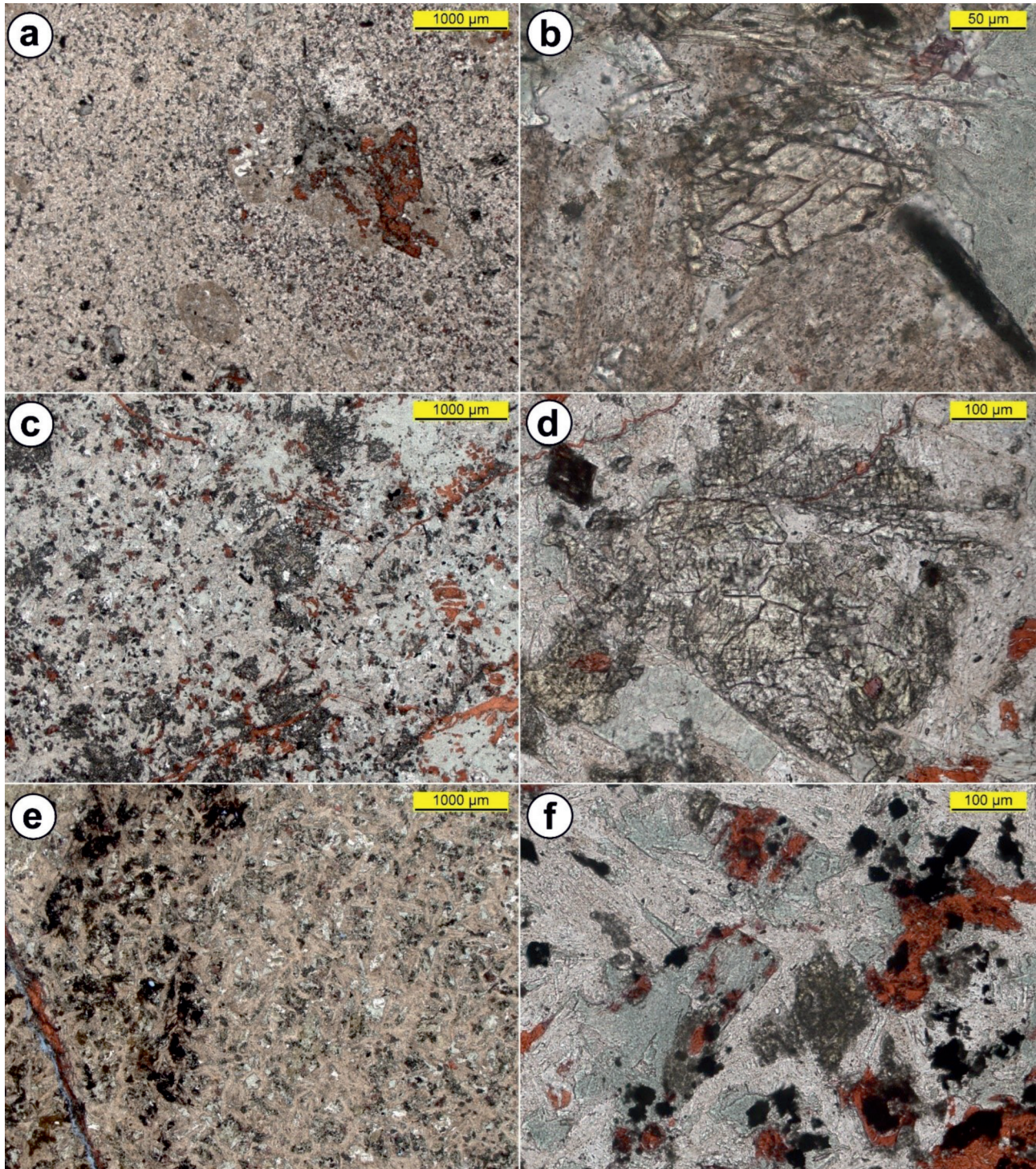
#### *Dacite*

Importantly, one of the samples (#5) is a more acidic subvolcanic/magmatic rock type than metadolerite and is classified as a dacite (*Figure 8*). The texture is porphyritic, characterized by large plagioclase phenocrysts, quartz phenocrysts with characteristic embayment and ghosts of former mafic phenocrysts. The phenocrysts are up to 1.3 mm in size. The groundmass is composed of fine-grained plagioclase laths, quartz, and secondary replacement minerals. The plagioclase in the groundmass and in the phenocrysts is extensively replaced by sericite, chlorite and calcite.



**Figure 7.** Thin section photomicrographs of different sub-volcanic levels in the Porrau-2 borehole. a) Fine-grained metadolerite with fine-grained plagioclase phenocrysts and intergranular texture. Sample 1. b) Close-up of sample 1: intergranular texture with a former vug filled with idiomorphic megaquartz followed by pore-filling blocky calcite cement. c) Fine- to medium-grained porphyritic metadolerite with partly subophitic texture. The plagioclase is brownish due to abundant inclusions. Greenish chlorite pseudomorphs replace mafic minerals. Sample 2. d) Close-up of sample 2: the core of this amphibole has not been consumed by chloritisation. e) Fine-grained porphyritic dolerite with intergranular texture. The large phenocrysts are chlorite and calcite pseudomorphs after mafic minerals and plagioclase. The white dots represent the quartz ocelli. Sample 4. f) Enlarged view of sample 4: in the centre brownish biotite with chloritised rims

**7. ábra.** A Porrau-2 fúrás különböző szubvulkáni szintjeinek vékonycsiszolatos mikroszkópos felvételei. a) Finomszemcsés metadolerit, finomszemcsés plagioklász fenokristályokkal és intergranuláris textúrával. 1. minta. b) Az 1. minta nagyobb nagyításban: intergranuláris szövet egy idiomorf megakvarccal kitöltött, korábbi üreggel, amelyet porustöltő, tömbös kalcitcement követ. c) Finom- és közepszemcsés porfirites metadolerit részben szubofitos szövettel. A plagioklász a sok zárvány miatt barnás színű. A mafikus ásványokat zöldes színű kloritpszeudomorfok helyettesítik. 2. minta. d) A 2. Minta nagyobb nagyításban: ennek az amfibolnak a magját nem emésztette fel a kloritizáció. e) Finomszemcsés porfirites dolerit intergranuláris textúrával. A nagy fenokristályok mafikus ásványok, valamint plagioklász után klorit és kalcit pszeudomorfok. A fehér pöttyök a kvarc-ocellumokat jelölik. 4. minta. f) A 4. minta nagyított nézete: középen barnás biotit kloritosodott peremmel



**Figure 8.** Thin section photomicrographs of different subvolcanic levels in the Porrau-2 borehole. a) Porphyritic dacite with large plagioclase phenocrysts. Sample 5. b) Close-up of sample 5: in the centre is a basal section of an amphibole. c) Fine- to medium-grained porphyritic metadolerite with plagioclase phenocrysts. The sample is strongly chloritised and calcitised. Sample 7. d) Close-up of sample 7: plagioclase is almost completely replaced by epidote (yellowish). e) Heavily altered metadolerite with subophitic texture. The plagioclase is brownish due to abundant inclusions. Sample 10. f) Subophitic texture: plagioclase laths are partly enclosed by pseudomorphs after pyroxene. The pseudomorphs consist of chlorite, calcite, leucoxene and epidote. Sample 11. Note that all the thin-sections analysed show a consistent subvolcanic signature

**8. ábra.** A Porrau-2 fúrás különböző szubvulkáni szintjeinek vékonycsiszolatos mikroszkópos felvételei. a) Porfirites dácit nagy plagioklász fenokristályokkal. Az 5. minta. b) Az 5. minta nagyítása: középen egy amfibol bazális metszete. c) Finom- és közepeszemcsés porfirites metadolerit plagioklász fenokristályokkal. A minta erősen kloritosodott és kalcitosodott. A 7. minta. d) A 7. minta nagyítása: a plagioklász szinte teljesen felváltotta az epidot (sárgás). e) Erősen módosult metadolerit szubofitos szövettel. A plagioklász a sok zárvány miatt barnás színű. 10. minta. f) Szubofitos szövet: a plagioklász léceket részben piroxén utáni pszeudomorfok veszik körül. A pszeudomorfok kloritból, kalcitból, leukoxénből és epidotból állnak. 11. minta. Megjegyzendő, hogy az összes elemzett vékonycsiszolat következetes szubvulkáni jellegzetességet mutat

Chlorite is present as small crystals in the groundmass. The host minerals were fine-grained mafic minerals as part of the groundmass. Ghosts of mafic phenocrysts are also completely replaced by chlorite and calcite pseudomorphs. Some of these have hexagonal basal sections, suggesting that the phenocrysts were amphiboles. Apatite forms acicular prisms. The euhedral opaque minerals range in size from 50 to 100  $\mu\text{m}$ . They have been completely replaced by granular leucoxene, suggesting an ilmenite host mineral. Blocky calcite cement replaces groundmass, plagioclase phenocrysts and forms pseudomorphs with chlorite after mafic phenocrysts. Calcite also heals micro-fractures. There is no evidence for devitrification of volcanic glass, therefore we suggest that the dacite is also intrusive in character.

#### *Autometamorphic processes based on thin-section analysis*

The subvolcanic rocks in Porrau-2 well are intensively replaced by secondary minerals. As noted by WIESENEDER (1965), the country rock shows no signs of metamorphism, so the only way the secondary minerals could have formed in the intrusion is by autometamorphism. The autometamorphic processes are more common in plutonic or subvolcanic rocks because they remain at elevated temperatures for a longer time than purely extrusive volcanic rocks, making the subvolcanic rocks more susceptible to autometamorphic alteration. The reactions are deuteric and involve water as the rock cools.

The hornblende is present in a single sample of coarser crystal size from a more central part of the intrusion. We consider hornblende to be a secondary alteration mineral from trough unroofing of primary pyroxenes. Biotite also most likely resulted from alteration of pyroxene or amphibole. Both alteration processes occurred relatively early at higher temperatures compared to later processes discussed below.

Chloritization is the most widespread alteration process, affecting all samples examined. Chlorite mainly replaced the mafic suite of minerals. The pyroxenes were all lost and even the hornblende and biotite were partially replaced. Chloritization is not restricted to the mafic minerals as it also partially replaced plagioclase. The latter has also been replaced by several other minerals. Sericitization is one of the most common alterations of plagioclase, where very fine-grained white mica (muscovite or paragonite), commonly known as sericite, replaces the plagioclase host rock. Epidote is also present in a few samples and replaces plagioclase. We attribute its formation to saussurization. A very common process is the alteration of ilmenite to leucoxene.

Quartz is characterized by euhedral crystal faces and is surrounded by calcite cement, indicating that it precipitated in an open pore space prior to calcite cement. Calcite replacement is interpreted to be the final stage of the alteration process, in which all primary minerals are partially replaced. The host rock is fractured, and the fractures cement-

ed by calcite, indicating that precipitation occurred in the brittle regime after the intrusion had solidified.

#### *Geochemistry based on XRD and XRF (X-ray Fluorescence Analysis)*

Based on the XRF results (*Table II*) we used the Total Alkali-Silica (TAS) diagram (LE BAS et al. 1986) for classification of volcanic rocks (*Figure 9a*). X-axis represents the silica contents whereas Y-axis shows the value of alkaline components. The TAS diagram of the studied seven volcanic samples shows six of the seven measured samples have low silica contents and plot in the basalt and trachy-basalt field (*Figure 9a*). Interestingly, there is an outlier sample which is a dacite based on its composition (Sample 5).

The AFM diagram (*Figure 9b*) adopted from VERMEESCH & PEASE (2021) shows the same overall grouping of all the igneous samples in the basalt domain except for a dacite sample. Also, all the samples plot closer to the calc-alkaline Bowen trend than to the tholeiitic Fenner trend.

The XRF results (*Table II*) were also used to determine the igneous series of the subvolcanic rocks. The AFM diagram was used to plot the  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO and  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  contents of the samples. The diagram (*Figure 9b*) shows that the samples fall into the calc-alkaline trend. Calc-alkaline rocks are typically found in volcanic arcs above subduction zones, often in island arcs, and especially in arcs developed over continental crust.

#### *K-Ar age results*

The dated samples included (with their OMV/ATOMKI sample numbers) two metadolerite (sample 1/9034, from 1816–1821 m; sample 2/9035, from 1849–1855 m) and a dacite (sample 5/9036, from 1930–1937 m).

The analytical data and calculated ages are summarized in *Table IV* and *Figure 10*. The amount of radiogenic Ar of the samples was very high,  $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$  (%) was between 73% and 95%. The two biotite-rich fractions from No. 9034 sample have high potassium content (3.0–3.9%) and have younger, Hauterivian to Valanginian ages ( $135.9 \pm 2.4$  and  $141.2 \pm 2.5$  Ma). The light groundmass fraction yielded a much older age ( $231.8 \pm 4.0$  Ma). The sample No. 9035 is characterized by lower potassium (0.5–2.2%) and older age population ( $243.8 \pm 4.8$  –  $268.4 \pm 5.2$  Ma; Triassic–Permian), respectively.

The dacite sample (No. 9036), provided the oldest ages ( $283.2 \pm 5.1$  Ma –  $284.4 \pm 5.0$  Ma).

#### **Discussion**

For geologic age data interpretation, we relied on three separate methods such as K-Ar, detrital zircon U-Pb and (U-Th)/He geochronology. A tentative interpretation of all these data sets is summarized below highlighting the need for additional analysis.

**Table II.** X-ray fluorescence spectrometry results only of the subvolcanic samples in the Porrau-2 well*II. táblázat.* A Porrau-2 fűrés szubvulkáni mintáin végzett röntgenfluoreszcens spektrometriás vizsgálatok eredménye

Sample ID	1	2	4	5	7	10	11
Comp. (wt.%) / Depth (m)	1816.6-1821.4	1849.8-1855.5	1891.0-1898.0	1930.6-1937.0	1973.6-1980.5	1772.0-1774.35	1805.3-1812.3
Na <sub>2</sub> O	1,92	3,98	2,46	4,54	2,73	3,59	3,80
MgO	6,28	8,97	6,88	1,13	8,86	12,28	7,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,73	16,93	19,90	18,40	16,82	18,24	17,95
SiO <sub>2</sub>	46,64	49,51	47,80	65,69	45,46	45,99	46,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,66	0,00	0,00	0,60	0,48
K <sub>2</sub> O	3,05	1,36	1,00	2,03	1,34	0,32	0,96
SO <sub>3</sub>	0,06	0,10	0,36	0,02	0,12	0,01	0,11
CaO	14,78	9,13	8,23	4,26	14,20	4,04	9,38
MnO	0,16	0,11	0,16	0,06	0,16	0,17	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,23	8,95	11,17	3,44	9,20	13,12	11,10
Cl	0,10	0,11	0,09	0,11	0,10	0,16	0,08
Ti	0,85	0,67	1,14	0,24	0,78	1,32	1,01
Cr	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02
Ni	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Zn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Sr	0,07	0,06	0,04	0,02	0,09	0,07	0,11
Zr	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
V	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03
Ba	0,07	0,03	0,02	0,00	0,06	0,00	0,04

### *Interpretation of the K-Ar age determination results*

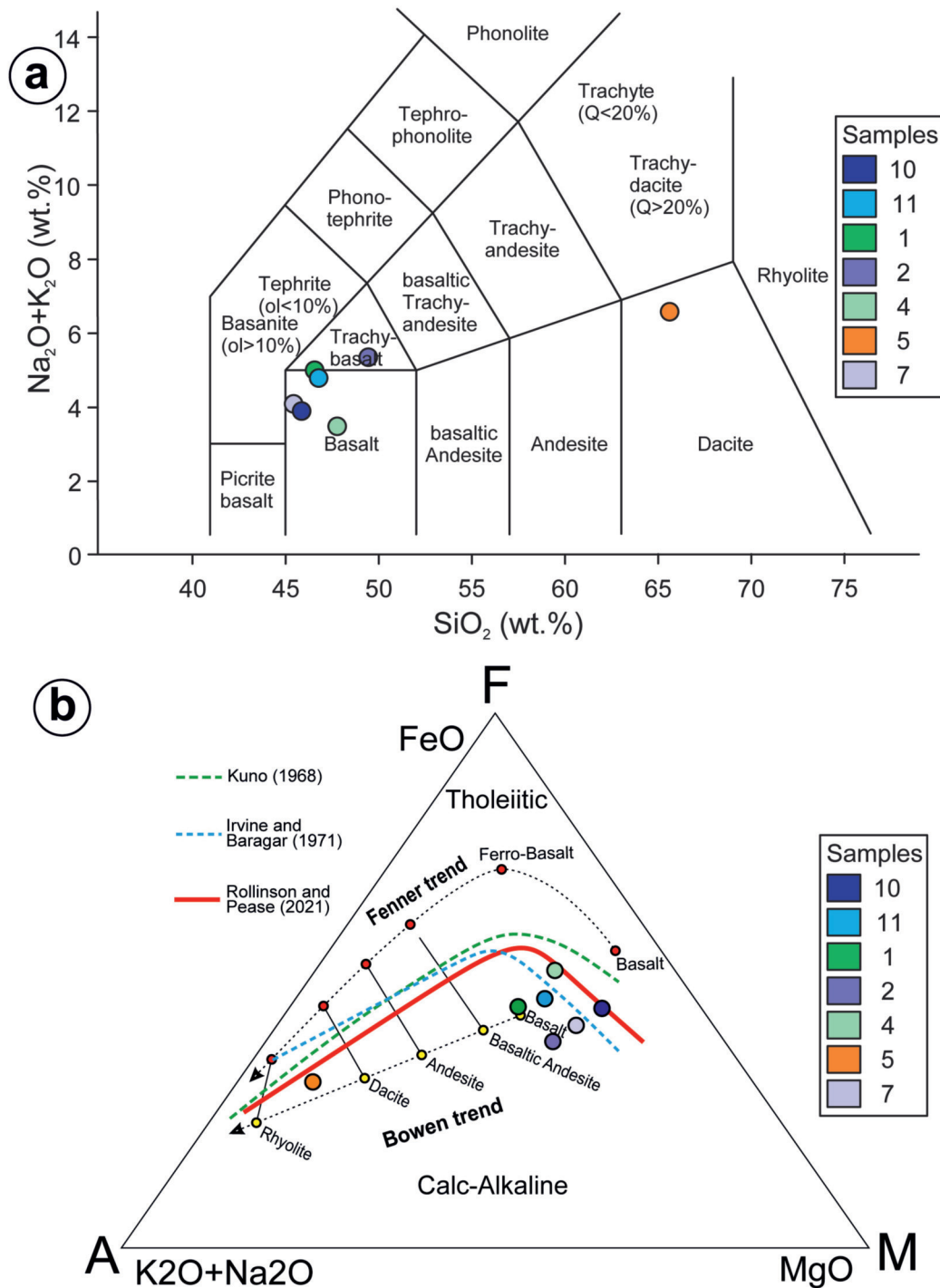
Our study is providing the first radiometric age dating of the various subvolcanic units encountered in the Porrau-2 well. A mafic mineral and two groundmass mineral fractions separated from the metadolerite (no. 9035) taken from lower level of the magmatic sequence yielded discordant Triassic and Permian ages (mafic: 9035a 243.8±4.8 Ma; gm 9035c 254.89±4.8 Ma; 9035d 268.4±5.2 Ma). Based on the geological data available for the emplacement of this meta-

dolerite, a much younger, Late Jurassic (c. 165–145 Ma) age was expected for the intrusives emplaced in a Middle Jurassic sequence (WIESENER 1965). There are various options for the interpretation of these analytical data:

(1) These ages can be considered as “mixing ages” – due to the incorporation of excess Ar. Sources of excess Ar can be: (a) Xenoliths or xenocrysts from the footwall, incorporated in the sample. It is unlikely, however, as the samples were carefully selected and treated. (b) Hydrothermal overprint of the samples during a hydrothermal or tectonothermal event. All the samples have oriented texture and many of

**Table III.** XRD bulk mineralogy analysis results on all 12 core samples in the Porrau-2 well*III. táblázat.* A Porrau-2 fűrés mind a 12 magmintájának XRD ásványtani elemzési eredményei

Nr.	Well	Depth (m)	Quartz	Albite	Anorthite	Calcite	Ankerite	Microcline	Anhydrite	Orthoclase	Chlorite	Hornblende	Chamosite	Epidote	Clay Tot+Mica
1	Porrau 2	1816,6-1821,4	9,78	4,64	23,88	15,62				13,19	29,32				3,57
2	Porrau 2	1849,8-1855,5	5,67	31,5		5,89		12,78			21,11	5,57		15,62	1,86
3	Porrau 2	1870,2-1875,6	55,47	22,01		4,64			1,71		16,12				0,05
4	Porrau 2	1891,0-1898,0	11,53	13,33	23,47	12,76					36,3				2,61
5	Porrau 2	1930,6-1937,0	30,41	33,13		5,85					10,67				19,94
6	Porrau 2	1973,6-1980,5	58,33	14,27		0,19					6,7				20,51
7	Porrau 2	1973,6-1980,5	12,13	31,37		7,59	0,28				37,43				11,2
8	Porrau 2	1992,3-1998,5	22,68	20,67		8,59							7,78		40,28
9	Porrau 2	1758,6-1762,4	61,87	23,11							14,96				0,06
10	Porrau 2	1772,0-1774,35	7,69	54,43		5,87							15,5		16,51
11	Porrau 2	1805,3-1812,3	8,57	32,66		9,43					39,53				9,81
12	Porrau 2	1805,3-1812,3	69,01	17,22							13,72				0,05



**Figure 9.** a) Total Alkali-Silica (TAS) diagram (LE BAS et al. 1986) of the analyzed seven volcanic rocks. b) AFM diagram (VERMEESCH & PEASE 2021) with discrimination boundaries between the tholeiitic (following the Fenner trend) and calc-alkaline (following the Bowen trend) igneous suites

**9. ábra.** a) A 7 vizsgált vulkáni kőzet összalkáli- és  $\text{SiO}_2$  (TAS) diagramja (LE BAS et al. 1986). b) AFM-diagram (VERMEESCH & PEASE 2021) a tholeiites (a Fenner-trendet követő) és a mészalkáli (a Bowen-trendet követő) vulkáni sorozatok közötti megkülönböztető határokkal

the minerals are altered, indicating that the samples were affected by secondary processes. These thermal events could have opened the lattice of the minerals and disturb the radiometric clock of the samples. (c) Diffusion of Ar from the Carboniferous footwall lithology (Figures 3, 4) into the sills. Diffusion of Ar depends on the temperature, but it is

spatially very limited (typically a few meters), therefore the footwall must be proximal to the volcanics. Given that metadolerites are characteristically thin, i.e. on the order of a few meters, this scenario is highly probable. The diffusion model is further supported by the ages of the various mineral fractions: biotite, that has the highest closure temperature

Table IV. K-Ar analytical data obtained on dacite and metadolerite samples

IV. táblázat. Dácit és metabazalt mintákon kapott K-Ar analitikai adatok

Sample #	Lab code	Sample		K [%]	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> [ccSTP/g]	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> [%]	Age [Ma]	σ [Ma]
<b>Porrau-2 1816-1821 m metadolerite</b>								
1	9034a	gm 1 (biotite rich)	ρ>2.72	3.91	2.230E-05	95.5	<b>141.21</b>	2.47
2	9034b	gm 2 (feldspar rich)	ρ<2.72	2.06	1.981E-05	96.4	<b>231.78</b>	4.04
3	9034c	gm 2 (biotite rich)	ρ>2.72	2.99	1.640E-05	96.6	<b>135.9</b>	2.37
<b>Porrau-2 1849-1855 m metadolerite</b>								
4	9035a	mafic	ρ>2.88	0.54	5.458E-06	73.2	<b>243.76</b>	4.76
5	9035c	gm (light)	ρ<2.72	1.05	1.182E-05	75.0	<b>268.38</b>	5.20
6	9035d	gm (heavy)	ρ>2.72	1.80	1.922E-05	80.4	<b>254.89</b>	4.78
<b>Porrau-2 1930-1937 m dacite</b>								
7	9036a	feldspar (plagioclase)	ρ<2.72	1.32	1.577E-05	87.8	<b>283.21</b>	5.11
8	9036b	mafic (amphibole)	ρ>2.88	2.23	2.670E-05	96.1	<b>284.37</b>	4.97

(250–350 °C) approaches the expected age. Plagioclase, with a lower closure temperature (150–250 °C) is much more sensitive to secondary processes and, therefore, it provided older, probably mixed ages.

(2) The older Permian geological age of the metadolerite is impossible to explain, if these sills were indeed emplaced in a Jurassic sequence.

The radiometric ages 283.2±5.1 Ma and 284.4±5.0 Ma measured on different mineral fractions of the dacite are within error and indicate an Early Permian age. If the rock is indeed a sill with dacitic composition, these identical dates may represent the geological age of the rock emplaced in a pre-Permian rock. It should be also noted, that post-Variscan, Permian acidic intrusions intruding Carboniferous shales with similar radiometric ages are well known from the broader region (e.g., Velence Mts., Transdanubian Range, UHER & ONDREJKA 2009; Tatra Mts., Hungarian Pannonian Basin, SZEMERÉDI et al. 2020; Western Carpathians, VILLASEÑOR et al. 2021).

3) Yet another alternative interpretation is that the dacite sample is in fact an extrusive rock providing a direct Permian stratigraphic age for the clastic sequence at 1930-1937 m depth in the Porrau-2 well.

The most probable age of the metadolerite sampled at 1816–1821 m depth is the age of the biotite rich sample (135.9±2.4 Ma). The other, older age imply that the K/Ar dating technique occasionally produces anomalously old ages attributed to excess argon in the case of altered rock samples. The excess argon in fluids being introduced into minerals or removed from minerals as grain boundary fluids during flow through a rock and is often concentrated in inclusions within minerals. The verification of this idea requires more detailed petrographic and analytical (geochemistry, geochronology) studies.

The radiometric ages measured on the dacite samples (ca. 283 Ma) are probably true geological ages and suggests that the lower part of the assumed Dogger sequence is actually Early Permian or Carboniferous in age. We indicated our new age assignments on Figure 3. This new age assignment for the lower part of the Porrau-2 well is consistent with the presence of the Permian and Upper Carboniferous clastics within the Boskovice Trough (NEHYBA et al. 2012), which extends from the Czech Republic southwards to our area as depicted by the regional transect (Figure 3).

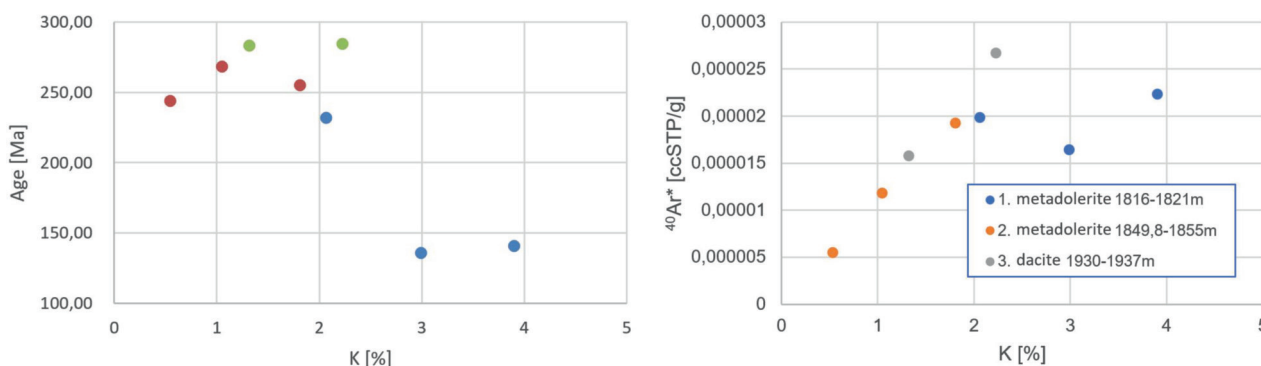


Figure 10. a) Age (Ma) vs. K (%) plot of the samples and b) <sup>40</sup>Ar<sub>rad</sub> vs. K (%) plot of the samples  
10. ábra. a) A minták kora (Ma) vs. K (%) diagramja és b) a minták <sup>40</sup>Ar<sub>rad</sub> vs. K (%) diagramja

### Detrital zircon U-Pb and (U-Th)/He geochronology

A single coarse-grained sandstone sample was chosen for LA-ICP-MS detrital zircon U-Pb geochronology (Table V, see online digital supplement) from 1819 m depth (Figure 5). The relative probability distribution curve of U-Pb dates measured on 123 zircons display the characteristics of many other Dogger sandstones in the area (Figure 11, Table V), based on OMV's unpublished data sets.

Several prominent age populations were identified in the of the zircon data. These include, among others, “Variscan”, that is c. 330–350 Ma components, and an older, broader zircon population with ages between 540 and 640 Ma which is interpreted as “Cadomian” (Figure 11). The most dominant signal among the samples is the presence of a Variscan (Hercynian) peak with a 320–340 Ma age range interpreted to be derived from granitic plutons well known in the Bohemian Massif (KOŠLER et al. 2014). At least two recycling stages of the Variscan zircons are assumed: first to the Permian clastic sequence of the Boskovice Trough (Figure 3), and then to the Middle Jurassic sands. This recycling process could explain the relatively high quartz content of the Dogger sandstones (Table III). In particular, the sample analyzed shows the largest peak from Variscan zircons and could indicate the proximity of the to the Carboniferous Thaya pluton nearby (NEHYBA et al. 2012).

The second most prominent population is a Cadomian peak, clustering around 600 Ma (Ediacaran). The multi-stage recycling process of the zircons from the Cadomian and Caledonian units, like those of the Variscan ones, could have been a very prevalent process to provide such large proportion of zircons into the Dogger sequence.

The five youngest U-Pb dates are highlighted in Figure 11, which are dispersed between the Middle Triassic and the Upper Carboniferous (245–310 Ma). The single Middle Triassic zircon grain (245 Ma) is important as it excludes the Permian depositional age for this sandstone interval in the Porrau-2 well.

The five zircon (U-Th)/He dates (Table VI) from the same coarse-grained sandstone sample are between 214–303 Ma. The nominal closure temperature of the zircon (U-Th)/He system is ~180 °C, indicating that the zircon grains in this Middle Jurassic sandstone are likely recording Late Triassic cooling (below 200 °C) in the source region. Also, the data indicate that the sandstone sample probably never experienced temperature >180 °C since its deposition, which is consistent with detrital zircon fission track data from Late Cretaceous to Middle Miocene sediments from other wells drilled within the Vienna Basin (TAGAMI et al. 1996).

We indicated our new age assignments of the Porrau-2 well on Figure 5. The K-Ar dates on two biotite-rich fractions of the metadolerite in Sample #1 at 1816 m depth provided Hauterivian to Valanginian ages (135.9±2.4 Ma and 141.2±2.5 Ma). We consider these as true geologic age determinations as opposed to the one made on feldspar-rich separate from the same sample with a 231.78±4.04 Ma re-

sult. The latter age is interpreted to be affected by secondary processes. Similarly, the analytical ages obtained on Sample #2 with its apparent older age population and large dispersion between the three separates (243.8±4.8 Ma to 268.4±5.2 Ma; Middle Triassic–Middle Permian) must be the reflection of mixed dates. Alternatively, if these ages are geological then the sequence at the depth of 1855 m is not Dogger in age but at least as old as Permian to host a sill in it (Figure 5).

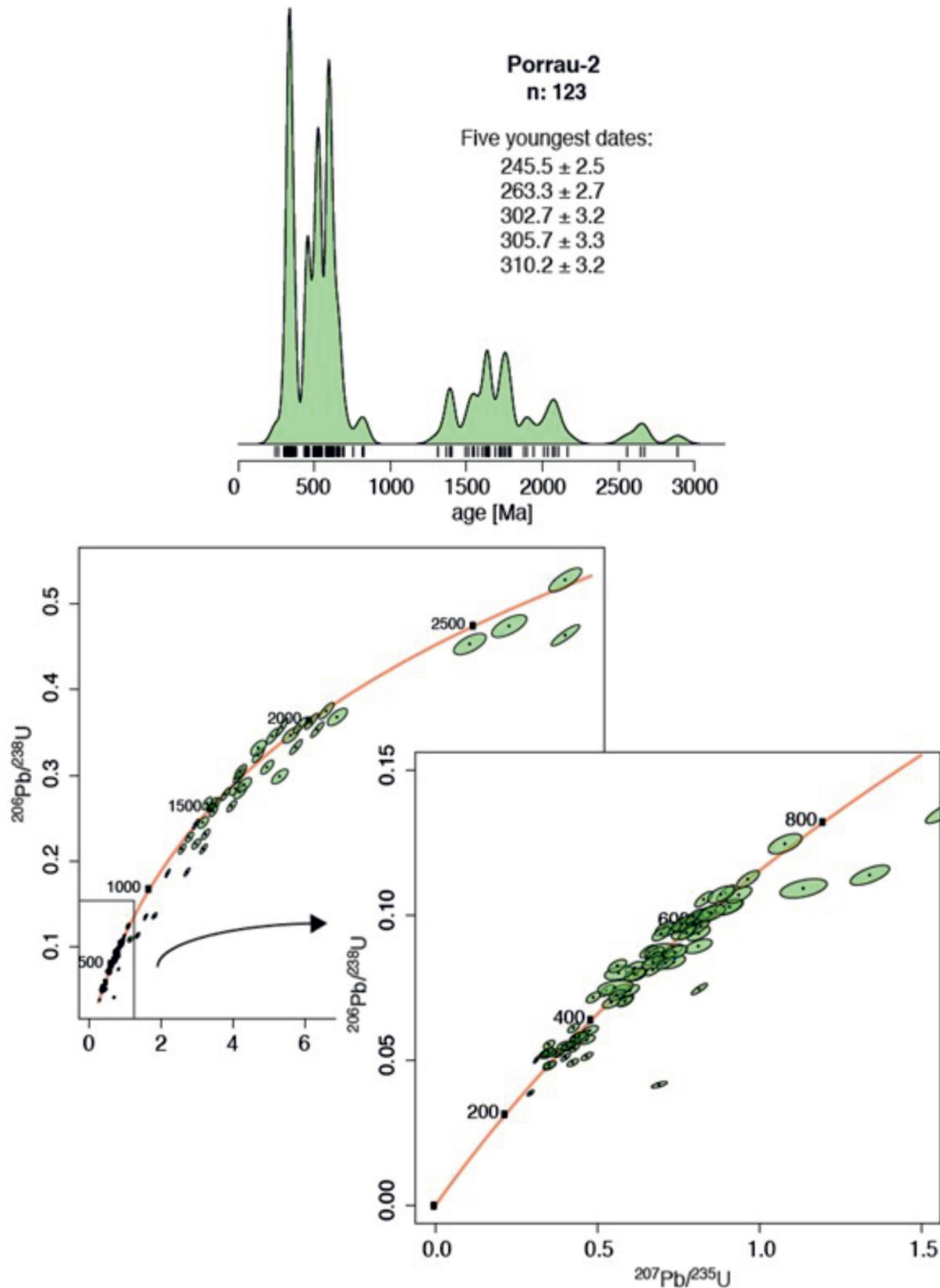
The very important dacite Sample #5 from 1937 m depth is interpreted as an older, Lower Permian sill (or lava unit?) based on the K-Ar dating (283.21±5.11 Ma and 284.37±4.97 Ma). However, this supposedly Dogger sequence of the Porrau-2 well (WIESENER 1965) cannot host a Permian age sill (Figure 5). Therefore, this part of the Porrau-2 well must be older than Lower Permian (Artinskian). In our view, some of the alluvial-fluvial clastics in the Porrau-2 and Roggendorf-1 wells represent the subsurface southwestern continuation of the Carboniferous–Permian Boskovice Trough from Moravia into Lower Austria (Figure 3). Also considering the detrital zircon geochronology (Figure 11), indirectly constraining the Dogger age at 1819 m depth, an important unconformity must exist between the Middle Jurassic and the Upper Paleozoic sequence in the Porrau-2 well (Figure 5). The location of this unconformity is somewhere between 1819–1937 m. Only with additional analysis and future data sets can the position of the unconformity be better constrained.

### Outlook for future work

Our preliminary results highlight the need for additional work, on both the volcanics and the sediments in both the Porrau-2 and Roggendorf-1 well. Considering that only one dacitic sample was dated, this age result should be considered as preliminary. The highly altered volcanics are obviously not ideal at all for K/Ar age dating, however, there are no alternatives for sampling unaltered rocks in these two wells. With additional K/Ar analyses on additional mineral fractions separated from representative dacitic core samples of drillhole Porrau-2 a more precise age control of the dacitic magmatism could be achieved. Also, in a dacitic rock, there is a chance to find zircons, which could give a much more robust age by U-Pb dating.

To establish a more specific comparison between the volcanics in Lower Austria and those known in the External Carpathians (Silesian Beskid Mts.) and the Western Carpathians of Poland and Slovakia, trace element geochemistry should be used. This approach should focus on highfield-strength elements (HFSE) since these are less affected by alteration. HFSE include all trivalent and tetravalent ions including the rare earth elements, the platinum group elements, uranium and thorium.

Additional petrographic analysis is required on the core materials of the Porrau-2 well with sandstone and conglomerate units (Figure 5). At some intervals, the metadolerites



**Figure 11.** U-Pb Concordia diagram of detrital zircon analyses (n: 123) from sandstone Sample #1 at 1819 m. Note the presence of various populations, i.e. "Variscan" (330–350 Ma) age components and an older, broader zircon population with ages between 540 and 640 Ma which is interpreted as "Cadomian". The five youngest dates are 245–310 Ma

**11. ábra.** Cirkon U-Pb koradatok az 1819 m-ről származó #1 homokkőmintán 123 egyedi szemcsé elemzésével. Vegyük észre a különböző populációk jelenlétét, azaz a „variszkuszi”, (330–350 Ma) korú és egy idősebb, szélesebb cirkonpopulációt 540 és 640 Ma közötti koradatokkal, amelyet „kadomiaai” korúnak értelmezzünk. Az öt legfiatalabb koradat az 245–310 Ma

**Table VI.** Uranium-Thorium/Helium age dating of 5 single grain zircons, Porrau-2 well, NE Austria. “Ft” is fraction of alphas retained, “corrected date” is corrected for this effect

*VI. táblázat.* Urán-tórium/hélium koreredmények 5 egyedi cirkonkristályon, Porrau-2 fúrás, ÉK-Ausztria. „Ft” a megtartott alfák töredéke, a „korrigált kor” erre a hatásra korrigált

Full Sample Name	4He (nmol/g)	±	U (ppm)	±	Th (ppm)	±	eU	4He (ncc)	±	Re (%)	U (ng)	±	Th (ng)	±	Th/U	Raw Date It (Ma)	±	Ft	Corrected Date (It) (Ma)	Analytic Unc. (Ma)2s
POR2_01	722,966	2,404	635,88	8,42	113,55	2,38	662,6	51,215	0,170	100,0	2,0098	0,027	0,3589	0,008	0,179	198,88	2,54	0,737	268,14	6,94
POR2_02	500,920	1,770	363,67	8,15	100,17	3,73	387,2	74,204	0,262	100,0	2,4036	0,054	0,6621	0,025	0,275	235,02	4,89	0,811	288,21	12,04
POR2_03	250,816	0,945	201,64	6,02	93,49	1,99	223,6	7,341	0,028	100,0	0,2633	0,008	0,1221	0,003	0,464	204,38	5,40	0,666	303,90	16,14
POR2_04	221,301	0,952	228,53	3,06	95,70	1,00	251,3	14,438	0,062	100,0	0,6652	0,009	0,2786	0,003	0,419	161,25	2,03	0,748	214,51	5,41
POR2_05	659,972	2,280	651,37	7,91	122,05	1,33	680,4	101,202	0,350	100,0	4,4563	0,054	0,8350	0,009	0,187	177,24	2,09	0,793	222,67	5,31

are overlain by sandstones-conglomerates, which have volcanic components in them. If the basaltic material has been indeed reworked by the sandstones that would indicate the presence of at least some lavas in the sequence instead of only sills, which would hold to constrain the age relationships.

Similarly, the tuffs and tuffites reported from both the Porrau-2 and Roggendorf-1 wells suggest the presence of extrusive volcanism. We are not aware of Middle Jurassic volcanism anywhere close to our study area; however, Permian volcanism is known in the broader region (NEHYBA et al. 2012).

As to the future detailed analysis of the sandstones, their petrographic composition should be different for the Middle Jurassic versus Permian or Carboniferous units. Additional detrital zircon analysis beyond the singular sample (*Figure 11*) used in this study could be used as a discriminating tool. Also, the multiple coal and coaly shale intervals described in the Porrau-2 well should be analyzed as their characteristics might be different for Middle Jurassic versus Carboniferous coals described in the broader region.

Finally, our efforts focused solely on the Porrau-2 well, but the volcanic materials in the Roggendorf-1 well cores should be also revisited after the pioneering early study by WIESENER (1965). The intense alteration of the volcanics observed in the Porrau-2 well which complicated the use of the K-Ar age dating, may not be present in the Roggendorf-1 well.

### Regional implications

The recognition of Lower Cretaceous sills in NE Austria has some large-scale paleogeographic and geodynamic implications. It is not only the age, but also the overall petrographic nature of the Porrau-2 sills that is similar to the well-known Lower Cretaceous alkaline igneous rocks (lamprophyres, basanites, phonolites) occurring in the Moravian-Silesian Beskidy area in NE Czech Republic, southern Poland and in the Mecsek Zone of southern Hungary.

The Early Cretaceous continental mafic alkaline rift-type volcanic activity and extension ultimately led to the opening of Penninic oceanic rift arms (HARANGI et al. 1996). During the post-breakup extension phases did the slow-spreading oceanic ridges develop, which are characterized

by the MORB-type basaltic volcanism. Alkaline volcanic provinces have a linear character and were envisioned to follow the passive continental margins of the Penninic oceanic basins (HARANGI et al. 1996, SPIŠIAK et al. 2011).

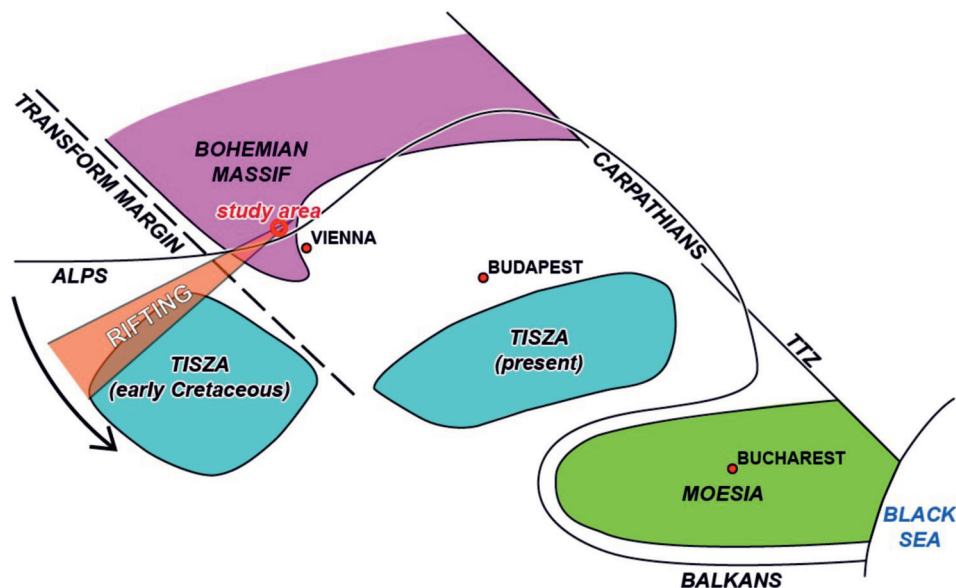
Continental rift-type alkali basalt volcanism in the Hungarian part of the Tisza Mega-unit reached its paroxysm during the Early Cretaceous. The volcanic centers were located in the Mecsek Mts. and the Szolnok Unit based on subsurface data sets (SZEPEŠHÁZY 1977, MOLNÁR 1985, BÉRCZIMÁK 1986, HAAS et al. 2010), but its traces were also encountered in the Villány–Bihor Unit (HAAS & PÉRO 2004). The main period of volcanism at about 130 Ma roughly coincides with a major change reflected in the palaeomagnetic declinations in the Mecsek Mts. (MÁRTON 2000) marking the CCW rotation of the Tisza Mega-unit relative to stable Europe.

TARI (2018) suggested that in a paleogeographic sense Tisza had to be located to the west or southwest of the Bohemian Spur prior to its separation from the European margin during the Early Cretaceous (*Figure 12*). While there is an ongoing debate on the paleo-position of Tisza in relation to stable Europe, the studied two wells in Lower Austria provide a fixed position for at least a segment of the Early Cretaceous rift system involving several mega-units in the broader Alpine–Carpathian–Pannonian realm (cf. SPIŠIAK et al. 2011).

### Conclusions

The occurrences of numerous sills penetrated in two deep exploration wells drilled in the Molasse Basin in northeast Austria were known since the early 1960s. Although the initial analysis of these metadolerite units intercepted in a supposedly Dogger (Porrau-2) and Upper Paleozoic (Roggendorf-1) clastic sequence correctly concluded their intrusive character, the age relationships and the broader stratigraphic and tectonic implications remained poorly constrained.

After about 60 years, using various modern analytical methods, a new understanding of these intrusives is outlined in this contribution. Originally, the age of the various metadolerites was considered as Jurassic. However, our new results provided an Early Cretaceous age (136–141 Ma) for the intrusive volcanism not only indicated by K-Ar age determination and but also by regional analogues for the sills.



**Figure 12.** Cartoon model of the Early Cretaceous rifting along the southern edge of the European margin with implications for the Tisza Mega-unit (modified from TARI 2018). Not drawn to scale, TTZ, Teisseyre-Tornquist Zone. Other intra-Carpathian units, such as ALCAPA and Dacia, are omitted for clarity. The documented CCW rotation of Tisza during the Early Cretaceous (MÁRTON 2000) coincided with the continental rifting along its northern perimeter. The along-strike, northeastern continuation of the rift zone is interpreted to extend to our study area on the autochthonous eastern flank of the Bohemian Massif (Figure 1).

**12. ábra.** Az európai perem déli peremén végbement kora kréta kori riftesedés rajzos modellje a Tisza mega-egységre vonatkozó következményekkel (TARI 2018 alapján módosítva). Nem méretarányosan rajzolva, TTZ, Teisseyre-Tornquist zóna. Más Kárpátokon belüli egységek, mint az ALCAPA és a Dácia, az áttekinthetőség kedvéért kihagyva. A Tisza mega-egység óramutató járásával ellentétes irányú forgása a korai kréta idején (MÁRTON 2000) egybeesett az északi peremén végbement kontinentális riftesedéssel. A riftmedence csapásmenti, ÉK-i folytatását úgy értelmezzük, hogy az a mi vizsgálati területünkre is kiterjed a bohemiai masszívum autochton keleti szárnyán (1. ábra).

A single dacite sill from the lower, supposedly Dogger sequence of the Porrau-2 well is interpreted as an older intrusive unit and its K-Ar dating (283–284 Ma) suggests a Early Permian age. Hence the sequence penetrated in the deeper part of this well cannot be Dogger in age but instead, it is Upper Paleozoic (Permian). Therefore, some of the alluvial-fluvial clastics in the Porrau-2 and Roggendorf-1 wells represent the southwestern continuation of the Carboniferous–Permian Boskoviце Trough from Moravia into Lower Austria (Figure 3).

## Acknowledgements

We are pleased to thank Prof. Csaba SZABÓ for everything we learned from him regarding petrology during our university years and beyond. Part of this work was done in the framework of an OMV Upstream Technology Project (No. F.1019016) in 2019–2020. Comments by Réka LUKÁCS, Sanja ŠUIČA and Ján SPIŠIAK were used to produce a final version of this paper.

## References – Irodalom

- ANDERSEN, T. 2002: Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ . – *Chemical Geology* **192**, 59–79. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(02\)00195-x](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(02)00195-x)
- BÉRCZI-MAKK, A. 1986: Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain. – *Acta Geologica Hungarica* **29**, 261–282.
- BRIX, F. 1993: Molasse und deren Untergrund östlich und südöstlich der Böhmisches Masse – östliches Niederösterreich. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Eds.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*, 2. edition, 323–358, Wien.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K. 1964: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der OMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil I. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. – *Erdöl-Zeitung* **80**, 57–76.
- CASSIGNOL, C. & GILLOT, P.-Y. 1982: Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. – In: *Numerical Dating in Stratigraphy*, John Wiley & Sons, 159–179.
- CSIBRI, T., PLAŠIENKA, D. & DEMKO, R. 2020: Occurrence of Lower Cretaceous magmatic rocks between Podbranč village and Myjava town. – *Geologické Práce Správy* **136**, 33–38.
- DALRYMPLE, G. B. & LANPHERE, M. A. 1969: *Potassium-argon dating. Principles, techniques and applications to geochronology*. – U.S. Geological Survey, Freeman and Company, San Francisco, p. 257.

On a regional scale, the petrography of the studied sills is similar to the characteristics of the well-studied Lower Cretaceous alkaline igneous rocks (lamprophyres, basanites, phonolites) occurring in the Moravian-Silesian Beskidy area in northeastern Czech Republic and southern Poland and also in the Mecsek Zone of southern Hungary. Although all these volcanic units are presently located in Alpine thrust-fold belts displaced from their original paleogeographic position, the metadolerite sills in our study are anchored within the autochthonous European plate. Therefore, they provide an important new constraint for the palinspastic reconstruction of the regional-scale Early Cretaceous rift zone along the southern margin of the Mesozoic European plate.

- GILLOT, P. & CORNETTE, Y. 1986: The Cassinot technique for potassium-argon dating. precision and accuracy: Examples from the late pleistocene to recent volcanics from Southern Italy. – *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* **59**, 205–222. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(86\)90099-0](https://doi.org/10.1016/0168-9622(86)90099-0)
- HAAS, J. & PÉRO, C. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. – *International Journal of Earth Sciences* **93**, 297–313. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0384-9>
- HARANGI, SZ. 1994: Geochemistry and petrogenesis of the Early Cretaceous continental rift-type volcanic rocks of the Mecsek Mountains, south Hungary. – *Lithos* **33**, 303–321. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)90035-3](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90035-3)
- HARANGI, SZ. & ÁRVA-SÓS, E. 1993: The Early Cretaceous volcanic rocks in the Mecsek Mts. (South Hungary). – *Földtani Közöny* **123**, 129–165.
- HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Z., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I., 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. – *International Geology Review* **38**, 336–360. <https://doi.org/10.1080/00206819709465339>
- HARANGI, SZ., TONARINI, S., VASELLI, O. & MANETTI, P. 2003: Geochemistry and petrogenesis of Early Cretaceous alkaline igneous rocks in Central Europe: Implications for a long-lived EAR-type mantle component beneath Europe. – *Acta Geologica Hungarica* **46**, 77–94. <https://doi.org/10.1556/ageol.46.2003.1.6>
- HESS J. C. & LIPPOLT H. J. 1994: Compilation of K-Ar measurements on HDB-1 standard biotite 1994 status report. in: Odin G.S. (ed): Phanerozoic Time Scale. – *Bulletin of Liaison and Information of the IUGS Subcommittee* **12**, 19–21.
- HNYLKO, O., KROBICKI, M., FELDMAN-OLSZEWSKA, A. & IWAŃCZUK, J. 2015: Geology of the volcano-sedimentary complex of the Kamyanyi Potik Unit on Chyvchyn Mount (Ukrainian Carpathians): preliminary results. – *Geological Quarterly* **59**, 145–156. <https://doi.org/10.7306/gq.1220>
- IRVINE, T. N., & BARAGAR, W. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- KOŠLER, J., KONOPÁSEK, J., SLÁMA, J. & VRÁNA, S. 2014: U–Pb zircon provenance of Moldanubian metasediments in the Bohemian Massif. – *Journal of the Geological Society* **171**, 83–95. <https://doi.org/10.1144/jgs2013-059>
- KROBICKI, M., FELDMAN-OLSZEWSKA, A., HNYLKO, O. & IWAŃCZUK, J. 2019: Peperites and other volcano-sedimentary deposits (lowermost Cretaceous, Berriasian) of the Ukrainian Carpathians. – *Geologica Carpathica* **70**, 146–150.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. 2001: Geologische Karte der Molassebasis 1: 200000. – In: *Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200000*, Wien, Geologische Bundesanstalt.
- KUBOVICS, I. & BILLIK, I. 1984: Comparative investigations of the Hungarian Mesozoic mafic–ultramafic and some ophiolitic magmatic rocks in the Alp–Carpathian chain. – *Acta Geologica Hungarica* **27**, 321–339.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & JÓZSA, S. 1990: Petrology, petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary, adjacent areas – an overview. – *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **25**, 345–371.
- KUNO, H. 1968: Differentiation of basalt magmas. – In: HESS, H. H. & POLDERVAART, A. (Eds.) *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Interscience Publishers, New York, 623–688.
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B. & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks 1986: A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. – *Journal of Petrology* **27/3**, 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- MADZIN, J., SÝKORA, M. & SOTÁK, J. 2014: Stratigraphic position of alkaline volcanic rocks in the autochthonous cover of the High-Tatric Unit (Western Tatra Mts., Central Western Carpathians, Slovakia). – *Geological Quarterly* **58**, 163–180. <https://doi.org/10.7306/gq.1147>
- MÁRTON, E. 2000: The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data. – *Acta Geologica Hungarica* **43**, 329–343.
- McFARLANE, C. R. M. & LUO, Y. 2012: U-Pb geochronology using 193 nm Excimer LA-ICP-MS optimized for in situ accessory mineral dating in thin sections. – *Geoscience Canada* **39**, 158–172.
- MOLNÁR, S. 1985: Petrochemical character of the Lower Cretaceous volcanic rocks of the Great Hungarian Plain. – *Acta Mineralógica–Petrographica* **27**, 33–38.
- NEHYBA, S., ROETZEL, R. & MAŠTERA, L. 2012: Provenance analysis of the Permo-Carboniferous fluvial sandstones of the southern part of the Boskovice Basin and the Zöbing Area (Czech Republic, Austria): implications for paleogeographical reconstructions of the post-Variscan collapse basins. – *Geologica Carpathica* **63**, 365–382. <https://doi.org/10.2478/v10096-012-0029-z>
- ODIN, G. S. 1982: *Numerical Dating in Stratigraphy*. – John Wiley & Sons, Chichester–New York–Brisbane–Toronto–Singapore.
- QUIDELLEUR, X., GILLOT, P. Y., SOLER, V. & LEFÈVRE, J. C. 2001: K/Ar dating extended into the last millennium: Application to the youngest effusive episode of the Teide volcano (Spain). – *Geophysical Research Letters* **28**, 3067–3070. <https://doi.org/10.1029/2000GL012821>
- ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M. A., KOCIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPINSKY, P. & WESSELY, G. 2009: Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – *Geologische Karte der Republik Österreich* **1**, 151 p.
- ROLLINSON, H. & PEASE, V. 2021: *Using Geochemical Data to Understand Geological Processes*. – Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge.
- SCHWARZ, W.H. & TRIELOFF, M. 2007: Intercalibration of <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar age standards NL-25, HB3gr hornblende, GA1550, SB-3, HD-B1 biotite and BMus/2 muscovite. – *Chemical Geology* **242**, 218–231. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.03.016>
- SLÁMA, J., KOSLER, J., CONDON, D. J., CROWLEY, J. L., GERDES, A., HANCHAR, J. M., HORSTWOOD, M., MORRIS, G. A., NASDALA, L., NORBERG, N., SCHALTEGGER, U., SCHOENE, B., TUBRETT, M. N. & WHITEHOUSE, M. J. 2008: Plesovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. – *Chemical Geology* **249**, 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>

- SPIŠIAK, J. 2002: Mesozoic alkali basalts/lamprophyres from the Western Carpathians. – *Geologica Carpathica* **53**, 183–185.
- SPIŠIAK, J., PLAŠIENKA, D., BUČOVÁ J., MIKUŠ T. & UHER P. 2011: Petrology and palaeotectonic setting of Cretaceous alkaline basaltic volcanism in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). – *Geological Quarterly* **55**, 27–48.
- SPRÁNITZ, T., TARI, G., PORKOLÁB, K., VRŠIC, A., HUJER, W., MEKONNEN, E. & BERKESI, M. 2024: Geoenergy re-evaluation of the Szombathely-II well, western Hungary: a tribute to Prof. Csaba SZABÓ. – *Földtani Közlöny* **154/3**, 277–298. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2024.154.3.277>
- STEIGER, R. H. & JÁGER, E. J. 1977: Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth and Planetary Science Letters* **36**, 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- SZEMERÉDI, M., LUKÁCS, R., VARGA, A., DUNKL, I., JÓZSA, S., TATU, M., PÁL-MOLNÁR, E., SZEPESI, J., GUILLONG, M., SZAKMÁNY, Gy. & HARANGI, SZ. 2020: Permian felsic volcanic rocks in the Pannonian Basin (Hungary): new petrographic, geochemical, and geochronological results. – *International Journal of Earth Sciences* **109**, 101–125. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01791-x>
- SZEPESHÁZY, K. 1977: Mesozoic igneous rocks of the Great Hungarian Plain. – *Földtani Közlöny* **107**, 384–397.
- SZOPA, K., WŁODYKA, R. & CHEW, D. 2014: LA-ICP-MS U-Pb apatite dating of Lower Cretaceous rocks from teschenite-picrite association in the Silesian Unit (Southern Poland). – *Geologica Carpathica* **65**, 273–284. <https://doi.org/10.2478/geoca-2014-0018>
- TAGAMI, T., CARTER, A. & HURFORD, A. J. 1996: Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature. – *Chemical Geology* **130**, 147–157. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(96\)00016-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(96)00016-2)
- TARI, G. 2005: The divergent continental margins of the Jurassic proto-Pannonian Basin: implications for the petroleum systems of the Vienna Basin and the Moesian Platform. – *Transactions GCSSEPM Foundation Annual Research Conference, Houston, Texas* **25**, 955–986.
- TARI, G. 2018: Where was the Tisza micro-plate located on the European margin? – In: ŠUJAN, M., CSIBRI, T., KISS, P. & RYBÁR, S. (Eds.): *Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians: 11th ESSEWECA Conference, Abstract Book*, November 29–30, 2018, Bratislava, Slovakia, 121–124.
- UHER, P. & ONDREJKA, M. 2009: The Velence granites, Transdanubic Superunit: a product of Permian A-type magmatism and Alpine overprint (results of zircon SHRIMP and monazite EMPA dating). – *HUNTEK 2009, Proceedings of the 7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) and 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) Pécs, Hungary Volume: HUNTEK-2009, Abstracts*, p. 32.
- VERMEESCH, P. 2018: IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. – *Geoscience Frontiers* **9**, 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- VERMEESCH, P. & PEASE, V. 2021: A genetic classification of the tholeiitic and calc-alkaline magma series. – *Geochemical Perspectives Letters* **19**, 1–6. <https://doi.org/10.7185/geochemlet.2125>
- WESSELY, G. 2006: Sedimente des Paläozoikums und Mesozoikums unter der Molasse. – In: WESSELY, G. (Ed.): *Geologie der Österreichischen Bundesländer: Niederösterreich*, 59–66, Wien, Geologische Bundesanstalt.
- WIEDENBECK, M., ALLEN, P., CORFU, F., GRIFFIN, W. L., MEIER, M., OBERLI, F., VON QUADT, A., RODDICK, J. C. & SPIEGEL, W. 1995: Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. – *Geostandards and Geoanalytical Research* **19**, 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- VILLASEÑOR, G., CATLOS, E. J., BROSKA, I., KOHÚT, M., HRAŠKOD, L., AGUILERA, K., KYLE, R. J. & STOCKLI, D. F. 2021: Evidence for widespread mid-Permian magmatic activity related to rifting following the Variscan orogeny (Western Carpathians). – *Lithos* **390–391**. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106083>
- WIESENER, H. 1965: Vulkanite im Untergrund der Molassezone Niederösterreichs: Ein Beitrag zur Spilitfrage. – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen* **10**, 157–169. <https://doi.org/10.1007/bf01128624>
- WIESENER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. 1976: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – *Geologische Rundschau* **65**, 512–525. <https://doi.org/10.1007/bf01808478>

Manuscript received: 19/03/2024

### Digital supplementary

Table V. LA-ICP-MS U-Pb zircon analysis, Porrau-2 well, NE Austria

V. táblázat. Lézerablációs induktívan kapcsolt plazma tömegspektrometriás uránium-ólom kor eredmények cirkon kristályokon, Porrau-2 fúrás, ÉK-Ausztria

## Cluster analysis on a suite of upper mantle xenoliths from the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin)

PATKÓ, Levente<sup>1,2\*</sup>, KUSLITS, Lukács<sup>1</sup>, CZIROK, Lili<sup>3</sup>, LIPTAI, Nóra<sup>2</sup>

<sup>1</sup>HUN-REN Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron, Hungary

<sup>2</sup>MTA FI Lendület Pannon LitH<sub>2</sub>Oscope Research Group, HUN-REN Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron, Hungary

<sup>3</sup>Quantectum Earthquake Forecasting Center, Ljubljana, Slovenia

\*corresponding author: patko.levente@epss.hun-ren.hu

### *Klaszteranalízis a Nógrád–Gömör Vulkáni Területről (észak Pannon-medence) származó felsőköpeny xenolit sorozaton*

#### Összefoglalás

A Nógrád–Gömör Vulkáni Terület feltehetően a legalaposabban kutatott felsőköpeny xenolit lelőhely a Kárpát–Pannon régióban. A kutatók a begyűjtött felsőköpeny xenolitok tucatjait számos nézőpont alapján vizsgálták az elmúlt évtizedekben. Jelen tanulmányhoz kapcsolódóan a területről elérhető tudományos közleményeket áttekintettük, és a bennük közölt, xenolitokra vonatkozó főelemgeokémiai adatokat kigyűjtöttük egy adatbázis felépítésének a céljából. A létrehozott adatbázis 112 xenolit kőzetalkotó ásványainak a geokémiai adatait tartalmazza. Ezt követően az összegyűjtött adatokon klaszteranalízist hajtottunk végre a CluStress algoritmus alkalmazásával, amely 2 főcsoport (I és II) és azokon belül további 17 csoport elkülönítését eredményezte. Az I-es főcsoport két alegységre osztható I/a és I/b főcsoportok. Az I/a főcsoportba tartozó xenolitok nagy ortopiroxén/clinopiroxén ásványos összetétel aránnyal (többnyire >1,5) és olivin Mg-számokkal (uralkodóan >0,89) jellemezhetők. Ezzel szemben az I/b főcsoportba sorolt xenolitok kis ortopiroxén/clinopiroxén ásványos összetétel hányadossal (többnyire <1) és olivin Mg-számokkal (uralkodóan <0,89) bírnak. A legtöbb xenolit (a besorolt xenolitok ~50%-a) az I/a főcsoporton belüli I-es csoportba került, amely Nógrád–Gömör majdnem minden xenolit lelőhelyén előfordul. Az I-es csoport xenolitjai a főelem-geokémiájuk vonatkozásában szűk tartományban változnak. Ezeket a kőzeteket az előfordulási gyakoriságuk és térbeli elterjedésük okán a terület alatti átlagos (háttér) litoszférikus köpenyként azonosítottuk. A többi csoport fejlődéstörténetét geokémiai tulajdonságaiknak köszönhetően többnyire képesek voltunk meghatározni. A megkülönböztetett 17 csoporton belül legalább 11 csoport xenolitjai esetén (a besorolt xenolitok ~35%-a) feltételezhető, hogy kialakulásuk szorosan kapcsolódik a neogén alkáli bazaltos vulkanizmushoz. Ez azt sugallja, hogy a Kárpát–Pannon régió vulkáni területeinek preneogén gyökérvonalja jelentősen átalakulhatott a felfelé mozgó bazaltos olvadékok és a falközet intenzív kölcsönhatásának az eredményeként az utóbbi ~10 millió évben.

*Tárgyszavak: Nógrád–Gömör Vulkáni Terület, felsőköpeny xenolitok, főelem-geokémia, klaszteranalízis*

#### Abstract

The Nógrád–Gömör Volcanic Field is one of the most thoroughly studied upper mantle xenolith-bearing localities in the Carpathian–Pannonian region. Dozens of upper mantle xenoliths collected there have been investigated from various aspects in the past decades. Major element compositions of upper mantle xenoliths available in scientific papers on the Nógrád–Gömör xenoliths were extracted to build a database. This database includes the geochemical composition of the rock-forming minerals (olivine, pyroxenes, spinel) of 112 upper mantle xenoliths. Using the data compiled in this database, we applied the CluStress algorithm to perform cluster analysis. The results led to the division of 2 supergroups (I and II) and 17 groups within them. Supergroup I was split into two subgroups (Supergroup I/a and I/b). The xenoliths of Supergroup I/a and I/b are distinguished by their orthopyroxene/clinopyroxene modal composition ratios (mainly >1.5 and <1, respectively) as well as their olivine Mg-numbers (dominantly >0.89 and <0.89, respectively). Most of the xenoliths (~50% of all classified xenoliths) were sorted into Group 1 within Supergroup I/a, and they appear at almost all xenolith-bearing localities in the Nógrád–Gömör. The Group 1 xenoliths exhibit narrow compositional ranges regarding their major element relationships. Due to their common occurrence and spatial distribution, these rocks were considered to represent an ambient lithospheric mantle underneath the study area. The geochemical characteristics of the other groups allowed their linking to different events described in former scientific works. At least 11 out of the 17 distinguished groups (i.e. ~35% of the classified xenoliths) are strongly related to the Neogene alkali basaltic volcanism. This suggests that the pre-Neogene rootzones of volcanic fields in the Carpathian–Pannonian region were significantly modified by intensive melt-rock reactions between upward migrating basaltic melts and wall rocks, which took place in the last ~10 million years.

*Keywords: Nógrád–Gömör Volcanic Field, upper mantle xenoliths, major element geochemistry, cluster analysis*

## Introduction

In science, similar to other areas of life, increasing amounts of data are being accumulated. Geology is no exception, although gathering data is often challenging (e.g., requires time-consuming field or lab work). The wide application of analytical techniques led to a compilation of geological databases consisting of rock and mineral compositions [PetDB (<http://www.earthchem.org/petdb>) and GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>)], geochronological data [Geochron (<https://www.geochron.org/>)], paleomagnetic and partition coefficient values [Earth Reference Data and Models (<https://earthref.org/>)], spectral characteristics of nominally anhydrous minerals [PULI (<http://puli.mfgi.hu/>)], etc. Such compilations help with finding relevant references comparable to our results and making regional to global inferences. Despite their easy accessibility, databases are hard to overview and relationships, which are too complex to be extracted by descriptive statistics, may remain hidden.

In this situation, machine learning (ML), a branch of artificial intelligence, can help as it is capable of exploiting information stored in large datasets. ML is a set of algorithms and techniques that can automatically explore relations in the data to make predictions or decisions (MURPHY 2012). The major application fields of machine learning are classification, clustering, regression, dimensionality reduction and preprocessing (PEDREGOSA et al. 2011). Clustering is an unsupervised ML method aimed at grouping similar instances into sets known as clusters. In various branches of geology, such as geochemistry (DAWSON & STEPHENS 1975), volcanology (CORTÉS et al. 2007, GLEESON et al. 2021, BOSCHETTI et al. 2022, HENCZ et al. 2023), sedimentology (BOROVEC 1996, KALKREUTH et al. 2010, KIM et al. 2013), mineralogy (JERRAM & CHEADLE 2000, LACH-HAB et al. 2010) and exploration geology (JANSSON et al. 2022, GONÇALVES et al. 2024, SADEGHI et al. 2024), the use of various clustering methods is prevalent. These prior examples demonstrate that although geological databases are often limited in size, clustering is a useful tool to answer questions in the diverse field of geology.

Hundreds of upper mantle xenoliths hosted by widespread Neogene alkali basalts in the Carpathian–Pannonian region (CPR) (Figure 1, a) have been intensively studied in the last decades (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, BALI et al. 2007, FALUS et al. 2008, HIDAS et al. 2010, BERKESI et al. 2012, ARADI et al. 2017). Most of these studies include detailed major and trace element analyses of the rock-forming minerals such as olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel. Additionally, data are also available on accessory phases including amphibole, apatite, ilmenite, zircon and rutile (ZANETTI et al. 1995, VASELLI et al. 1995, COLTORTI et al. 2007, BALI et al. 2018, LANGE et al. 2023). Therefore, a robust geochemical knowledge of upper mantle xenoliths is available in the literature, scattered in many publications. Probably the most investigated locality among the xenolith-bearing Neogene basalts in the CPR is the Nógrád–Gömör

Volcanic Field (NGVF) (Figure 1, b). In the NGVF, the number of both the studied xenoliths and the applied techniques is large, including various geochemical (HOVORKA & FEJDI 1980, SZABÓ & TAYLOR 1994, SZABÓ & BODNAR 1995, SZABÓ et al. 1996, KONEČNÝ et al. 1999, LIPTAI et al. 2017, PATKÓ et al. 2020) and geophysical approaches (KLÉBESZ et al. 2015, LIPTAI et al. 2019, PATKÓ et al. 2021a).

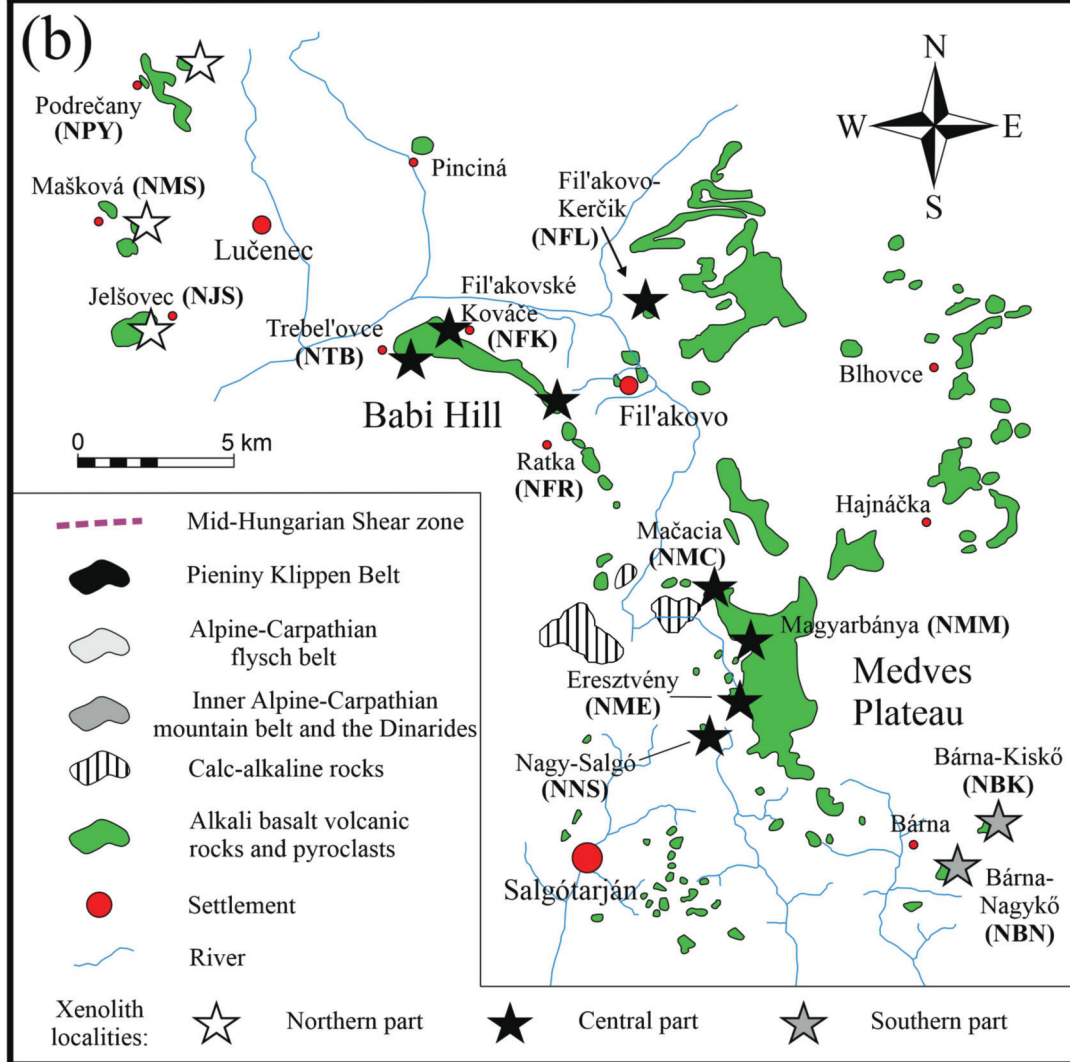
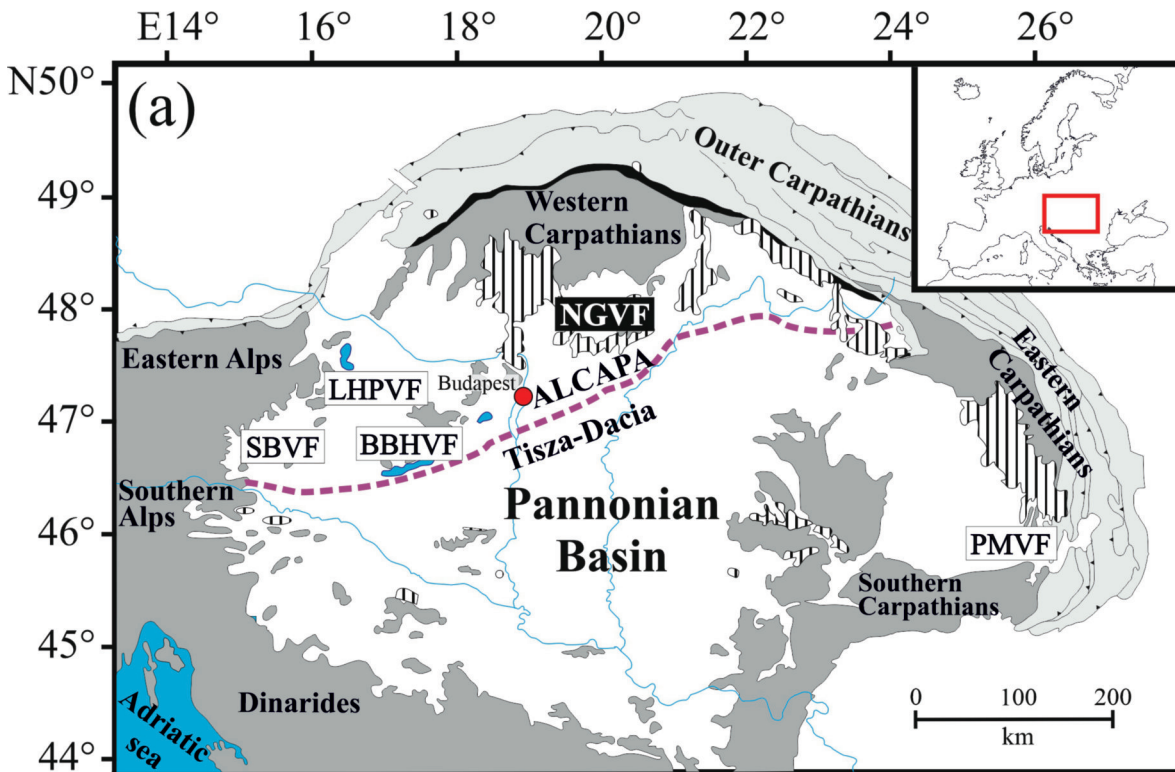
This study focuses on 112 upper mantle xenoliths (with 114 lithologies due to composite xenoliths) collected in the NGVF. Our principal goals were to 1) build a uniform geochemical database including the major element compositions of the rock-forming minerals based on former publications, and 2) implement cluster analysis on the assembled database in order to reveal the geochemically, and thus likely genetically different mantle volumes underneath the study area.

## Geological background

The Pannonian Basin is situated in Central Europe surrounded by the Alpine, Carpathian and Dinaric orogenic belts (Figure 1, a). Understanding the complex tectonic evolution of this extensional back-arc basin has been the focus of many studies (ROYDEN et al. 1982, FODOR et al. 1999, HORVÁTH et al. 2006, KOVÁCS et al. 2012, BALÁZS et al. 2016). The Pannonian Basin consists of two tectonic mega-units with different affinities, referred to as ALCAPA in the northwest and Tisza–Dacia in the southeast (CSONTOS & VÖRÖS 2004), divided by the Mid-Hungarian shear zone (CSONTOS & NAGYMAROSY 1998) (Figure 1, a). The juxtaposition of the

→ **Figure 1.** (a) Simplified geological map of the Carpathian–Pannonian region (after CSONTOS & VÖRÖS 2004) with the assumed ALCAPA – Tisza–Dacia microplate boundary (after CSONTOS & NAGYMAROSY 1998). Xenolith-bearing Neogene alkali basalt localities (SZABÓ et al. 2004) are depicted using abbreviations: SBVF: Styrian Basin Volcanic Field; LHPVF: Little Hungarian Plain Volcanic Field; BBHVF: Bakony–Balaton Highland Volcanic Field; NGVF: Nógrád–Gömör Volcanic Field; PMVF: Persányi Mountains Volcanic Field. (b) Alkali basalt outcrops and xenolith sampling locations in the Nógrád–Gömör Volcanic Field (modified after JUGOVICS 1971); quarries or outcrops from NW to SE can be divided into three parts as follows: northern segment: Podrečány [Patakálja] (NPY), Mašková [Maskófalva] (NMS), Jelsövec [Jelsőc] (NJS); central segment: Fil'akovo-Kerčik [Fülekkercsik-tető] (NFL), Trebel'ovce [Terbeléd] (NTB), Fil'akovské Kováče [Fülekkovácsi] (NFK), Ratka [Rátka] (NFR), Mačacia [Macskakő] (NMC), Magyarbánya (NMM), Eresztvény (NME), Nagy-Salgó (NNS) and southern segment: Bárna-Nagykő (NBN), Bárna-Kiskő (NBK)

→ **I. ábra** (a) A Kárpát–Pannon régió egyszerűsített földtani térképe (CSONTOS & VÖRÖS 2004 alapján) az ALCAPA és a Tisza–Dácia mikrolemezek feltételezett határával (CSONTOS & NAGYMAROSY 1998 alapján). A neogén kori, xenolitot tartalmazó alkáli bazaltos lelőhelyek (SZABÓ et al. 2004) a következő rövidítésekkel bírnak: SBVF: Stájer-medence Vulkáni Terület, LHPVF: Kisalföld Vulkáni Terület, BBHVF: Bakony–Balaton-felvidék Vulkáni Terület, NGVF: Nógrád–Gömör Vulkáni Terület, PMVF: Persány-hegység Vulkáni Terület. (b) Alkáli bazalt előfordulás és xenolit lelőhelyek a Nógrád–Gömör Vulkáni Területen (JUGOVICS 1971 után módosítva). A kőfejtők és feltárások ÉNy-ről DK felé három szegmensre oszthatók. Ezek név szerint a következők: északi szegmens: Podrečány [Patakálja] (NPY), Mašková [Maskófalva] (NMS), Jelsövec [Jelsőc] (NJS); központi szegmens: Fil'akovo-Kerčik [Fülekkercsik-tető] (NFL), Trebel'ovce [Terbeléd] (NTB), Fil'akovské Kováče [Fülekkovácsi] (NFK), Ratka [Rátka] (NFR), Mačacia [Macskakő] (NMC), Magyarbánya (NMM), Eresztvény (NME), Nagy-Salgó (NNS) és déli szegmens: Bárna-Nagykő (NBN), Bárna-Kiskő (NBK)



mega-units occurred during the latest Oligocene to early Miocene after the extrusion of the ALCAPA mega-unit (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985) due to the northward movement of the Adriatic microplate and slab rollback (FODOR et al. 1999). Significant extension took place in the Pannonian Basin during the Neogene (HORVÁTH et al. 2006) leading to considerable thinning of the lithosphere and asthenosphere doming (HORVÁTH 1993, HUISMANS et al. 2001, KALMÁR et al. 2023, RUBÓCZKI et al. 2024). Finally, the collision of the mega-units (ALCAPA and Tisza–Dacia) with the stable European platform led to a compressive tectonic regime from the late Miocene (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, BADA et al. 2007).

All stages of the basin evolution were accompanied by widespread volcanism in the Carpathian–Pannonian region (CPR) characterized by silicic, calc-alkaline and alkali volcanic products (SZABÓ et al. 1992, SEGHEDI & DOWNES 2011). In the study area, both garnet-bearing calc-alkaline (HARANGI et al. 2001) and alkali volcanic rocks (KONEČNÝ V. et al. 1995) occur (Figure 1, b). The formation of monogenetic alkali basalts, such as the ones comprising the study area of the NGVF (Figure 1, b), can be explained by adiabatic decompression melting of the asthenosphere related to an extension-associated upwelling (~20–8 Ma) (EMBEY-ISZTIN et al. 1993, HARANGI et al. 2015). Since decompression melting raises temporal controversies, it has recently been proposed that compression in the tectonic inversion stage of the CPR evolution may have squeezed partial melts out from the asthenosphere (KOVÁCS et al. 2020). The volcanic activity in the NGVF took place between 6.17 Ma and 1.35 Ma based on K–Ar dating (BALOGH et al. 1981). New results of combined U/Pb and (U–Th)/He geochronometry (HURAI et al. 2013) propose a slightly extended period for the volcanism (7–0.3 Ma).

The NGVF basalts host numerous crustal (KOVÁCS & SZABÓ 2005; HURAIÓVÁ et al. 2005, 2017) and ultramafic xenoliths. Among the ultramafic xenoliths, based on the classification of FREY & PRINZ (1978), both Type-I (EMBEY-ISZTIN 1978, HOVORKA & FEJDI 1980, SZABÓ & TAYLOR 1994, KONEČNÝ et al. 1999, LIPTAI et al. 2017) and Type-II rocks (i.e., cumulates) (HURAIÓVÁ et al. 1996, KOVÁCS et al. 2004, ZAJACZ et al. 2007) have been reported, representing volumes of the heterogeneous lithospheric mantle and underplated crystallized products in the vicinity of the Moho, respectively. The geochemical characteristics of Type-I xenoliths reveal that melt extraction (e.g. light rare earth element – LREE – depletion) and metasomatism (e.g. LREE enrichment) both occurred underneath the NGVF (LIPTAI et al. 2017). The enrichment can be linked to migrating silicate melts (SZABÓ et al. 1996, ZAJACZ et al. 2007, LIPTAI et al. 2021), sulfide melts (SZABÓ & BODNAR 1995, ZAJACZ & SZABÓ 2003, PATKÓ et al. 2021b) and fluids (HURAIÓVÁ & KONEČNÝ 1994; SZABÓ & BODNAR 1996, 1998). The metasomatic fingerprints are dominantly linked to a recent (last 7 Ma) magmatic event that produced the xenolith-bearing host basalts and their surface forms as well (PATKÓ et al. 2020). Note that the effect of subduction-related fluids

has also been explored underneath the NGVF based on the presence of Nb-poor amphiboles (LIPTAI et al. 2017). LIPTAI et al. (2017) argued that this suprasubduction character is an inherited feature representing a tectonic situation that existed in the Alpine collision zone, far from the current location of the NGVF. It is the extrusion that moved suprasubduction mantle volumes to their current position (KOVÁCS & SZABÓ 2008).

## Database

The cluster analysis in this study is based on the major element geochemistry of the rock-forming constituents of upper mantle xenoliths (Supplementary Table 1). These minerals and major elements are as follows: SiO<sub>2</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, NiO for olivine, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O for orthopyroxene, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, for clinopyroxene and TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, NiO for spinel. This database contains standardized electron microprobe-based results published in the following papers: HOVORKA & FEJDI (1980) (4 xenoliths); SZABÓ & TAYLOR (1994) (22 xenoliths and 2 extra lithologies appearing as veins); KONEČNÝ P. et al. (1995) (4 xenoliths); KONEČNÝ et al. (1999) (5 xenoliths); KOVÁCS et al. (2004) (6 xenoliths); ARADI et al. (2013) (6 xenoliths); LIPTAI et al. (2017) (53 xenoliths); PATKÓ et al. (2020) (12 xenoliths). Altogether, geochemical data of 112 upper mantle xenoliths (114 different lithologies) were compiled.

## Applied cluster analysis algorithm (CluStress)

In this study, a clustering algorithm, named CluStress (CZIROK & KUSLITS 2018, CZIROK et al. 2022) was applied (the latest version of CluStress is available here: <https://pypi.org/project/clu-stress/>). This algorithm does not require to set hyperparameters (e.g. number of clusters, number of elements within a cluster, etc.). However, there is one optional parameter that can be used for filtering outliers from the input database.

The algorithm utilizes the non-reflexivity of the nearest neighbor principle after calculating datapoint distances to reveal linkages. The linkage rule in CluStress is significantly simpler than in the methods of hierarchical clustering (CAMPOLLO et al. 2013) or hierarchical density-based clustering applications with noise (HDBSCAN) (MCINNEN et al. 2017) methods.

An important peculiarity of the CluStress algorithm is that it allows to find the clustered nearest neighbors of unclustered points instead of the other way around. Therefore, CluStress leads to the separation of larger and more compact clusters, and avoids their merging with adjacent point classes, which have their own internal compactness. Furthermore, an optional parameter for outlier detection is also

available to filter isolated and ‘confusing’ points. In this study, the authors executed the Box-Cox transformation (BOX & COX 1964) to filter the outliers from the initial database. The operation of this outlier parameter in CluStress is similar to the epsilon (Eps) value of DBSCAN (ESTER et al. 1996, CAMPELLO et al. 2013) or HDBSCAN (MCINNES et al. 2017), i.e., it sets a threshold for the distance of neighboring points. In this study, we fixed this Eps value to 1.5 to extract inappropriate, isolated data from the input dataset. The large number of sets is essentially a consequence of the algorithmic logic because it separates several small groups that have their own “clusterized” cores, which is useful mainly because the larger sets then become more compact.

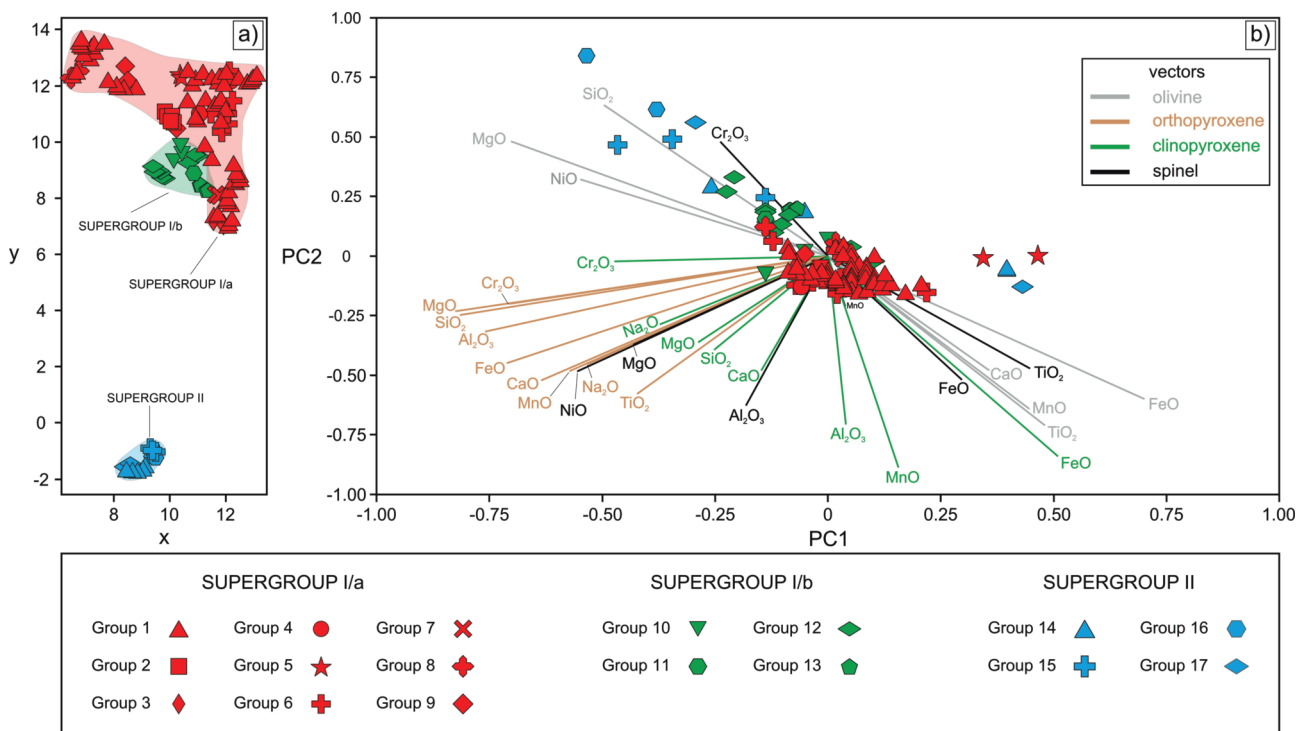
The applied Python code is available here: [https://github.com/lukacsuslits/clu-stress/tree/nearest\\_neighbors/tests](https://github.com/lukacsuslits/clu-stress/tree/nearest_neighbors/tests).

The results (Figure 2, a) were illustrated using Umap technique (MCINNES et al. 2020) that reduces the high-dimensional data to two dimensions while reasonably preserving the original distance relations of the data points. To reveal how the major element composition of different rock-forming minerals influences the clustering, vectors were created in the field of the two major principal components (Figure 2, b) (PEDREGOSA et al. 2011). The results suggest a negative correlation for the xenoliths, especially when all supergroups are considered (Figure 2, b). The obtained xenolith distribution along with the vectors for different major elements suggests that the classification is dominantly based on the geochemistry of olivines (the different olivine

major element vectors align with the direction described by the xenoliths) (Figure 2, b). In contrast, the composition of orthopyroxenes only weakly influences the classification (Figure 2, b). Among the elements, iron content might play a key role in the classification, as it is represented by vectors for several minerals (olivine, clinopyroxene, spinel) along the xenolith trend (Figure 2, b).

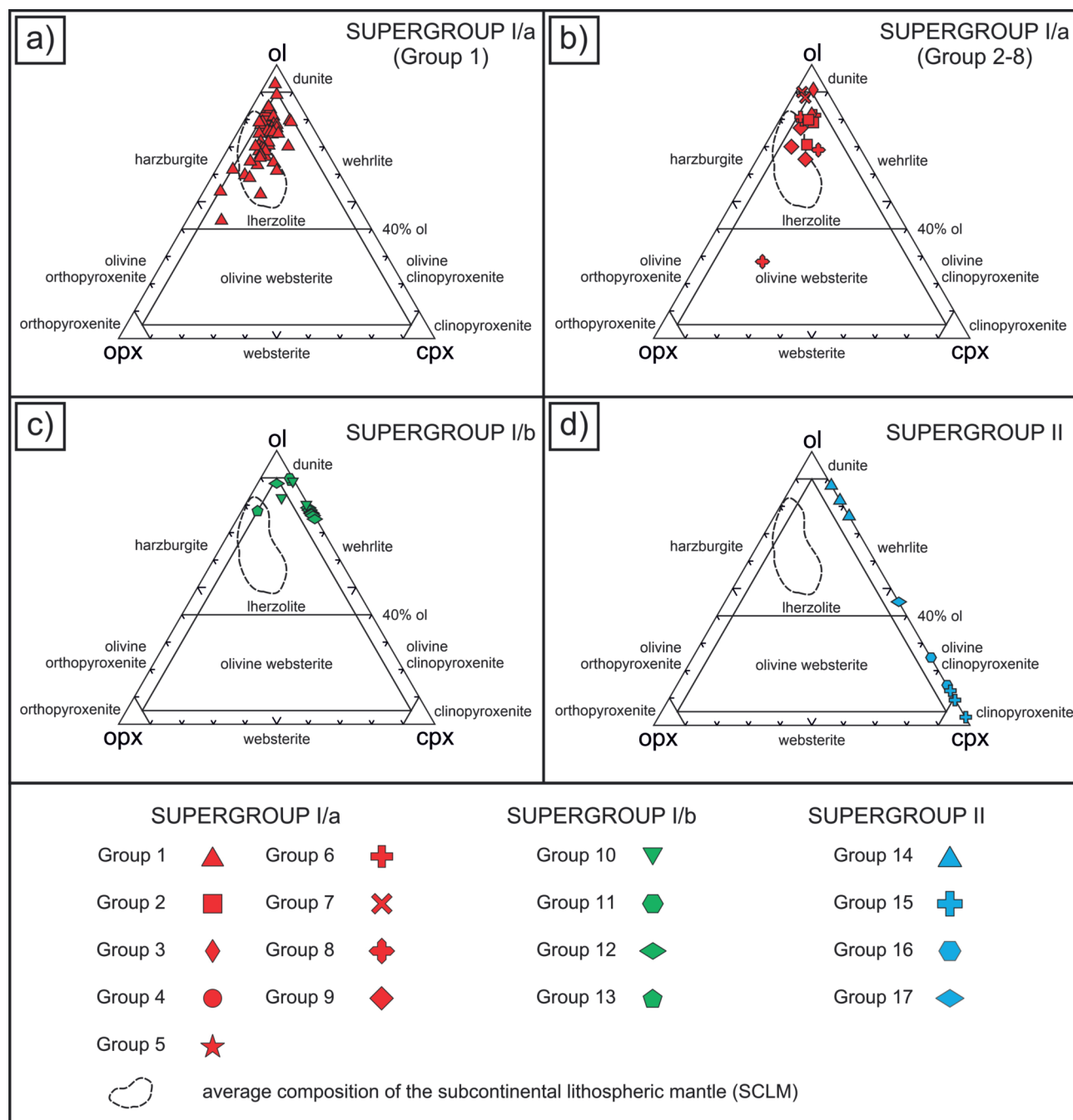
### Results

One hundred nine out of the 112 upper mantle xenoliths (i.e., 111 out of the 114 lithologies due to composite (veined) samples) were classified into two supergroups (Figure 2, a). The other three xenoliths did not fit with any groups using CluStress, and thus were not further considered (Supplementary Table I). The supergroups were separated based on the high-dimensional dataset visualized in two-dimensions using the Umap technique (Figure 2, a). Xenoliths of Supergroup I and II are dominated by peridotites (>40 vol.% olivine content) and pyroxenites (<40 vol.% olivine content), respectively (Figure 3). Supergroup I was split into two subgroups (Supergroup I/a and I/b). The xenoliths of Supergroup I/a are mostly lherzolites by their modal composition, with orthopyroxene/clinopyroxene ratios mainly >1.5 (Figure 3; Supplementary Table I). In contrast, xenoliths classified into Supergroup I/b are characterized by wehrlite dominance, meaning low orthopyroxene/clinopyroxene modal



**Figure 2.** (a) The resulting clusters in the high-dimensional parameter space (defined by the major elements) projected into a two-dimensional (x-y) plane using the Umap technique (MCINNES et al. 2020). (b) Xenolith data points in the field of the first two principal components (PC1 and PC2) (PEDREGOSA et al. 2011). Vectors show the contribution of different major element compositions

**2. ábra.** (a) Sokdimenziós adatok kétdimenziós térbe (x-y mező) történő redukálása Umap algoritmus (MCINNES et al. 2020) alkalmazásával. (b) Xenolit adatpontok a két főkomponens (PC1 és PC2) mezőjében (PEDREGOSA et al. 2011). A vektorok a különböző főelemek csoportosításra gyakorolt hatását hivatottak reprezentálni

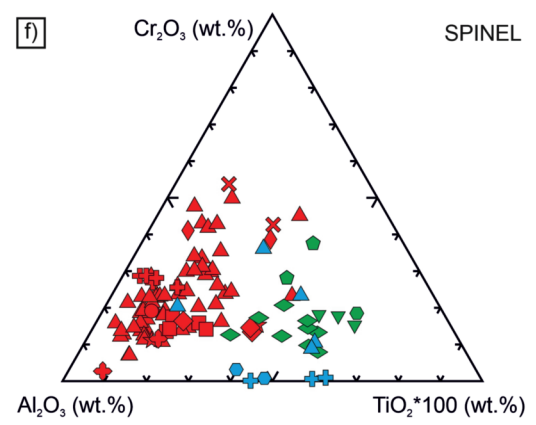
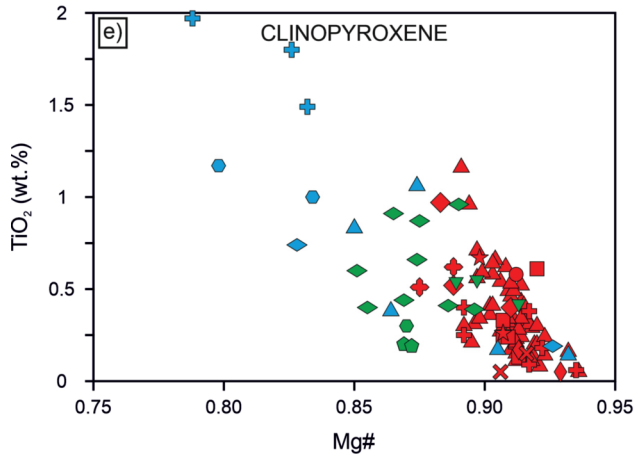
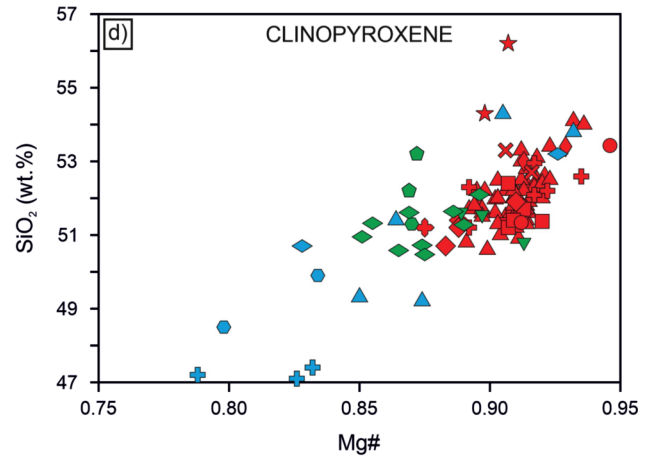
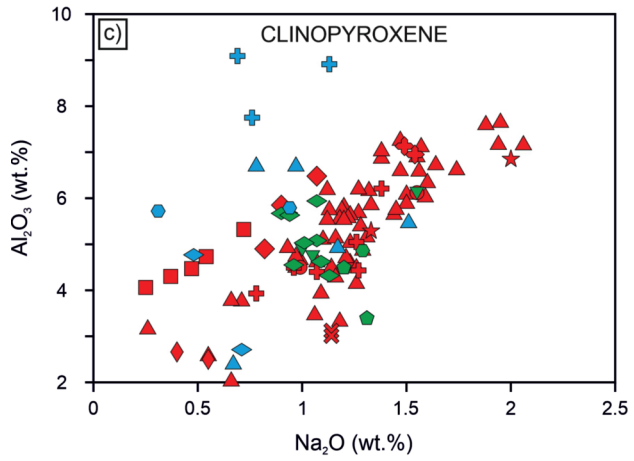
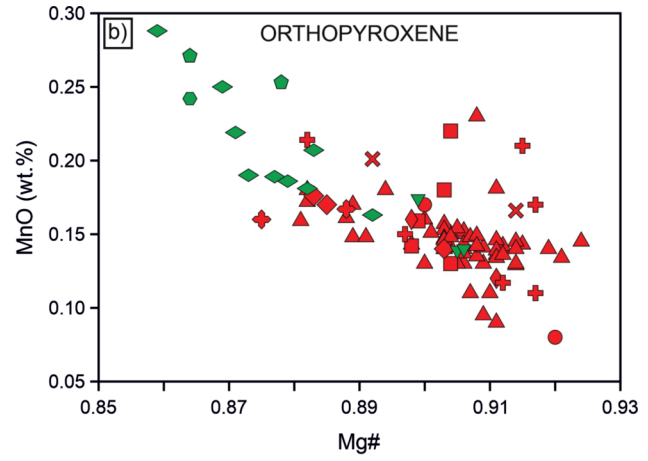
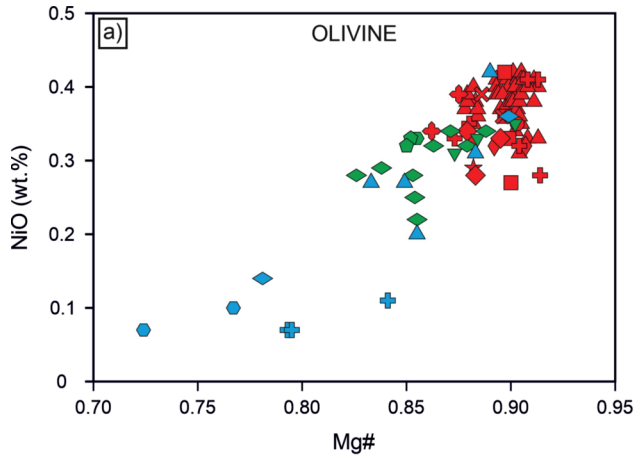


**Figure 3.** Modal composition of the (a) Group 1; (b) Group 2-13; (c) Group 15-17 and (d) Group 18-21 NGVF xenoliths on a STRECKEISEN (1976) diagram. The average composition of the European subcontinental lithospheric mantle (SCLM; DOWNES 1997) is indicated with a dashed line. Data of the NGVF xenoliths are taken from: HOVORKA & FEJDI (1980), SZABÓ & TAYLOR (1994), KOVÁCS et al. (2004), ARADI et al. (2013), LIPTAI et al. (2017), PATKÓ et al. (2020)

**3. ábra.** A nógrád-gömöri xenolitok ásványos összetétele STRECKEISEN (1976) diagramon ábrázolva az (a) 1 csoport; (b) 2-13 csoportok; (c) 15-17 csoportok és (d) 18-21 csoportok vonatkozásában. Az ábrán az európai szubkontinentális litosferikus köpeny (SCLM; DOWNES 1997) megjelenítése szaggatott vonallal történt. A nógrád-gömöri xenolitok adatainak forrása: HOVORKA & FEJDI (1980), SZABÓ & TAYLOR (1994), KOVÁCS et al. (2004), ARADI et al. (2013), LIPTAI et al. (2017), PATKÓ et al. (2020)

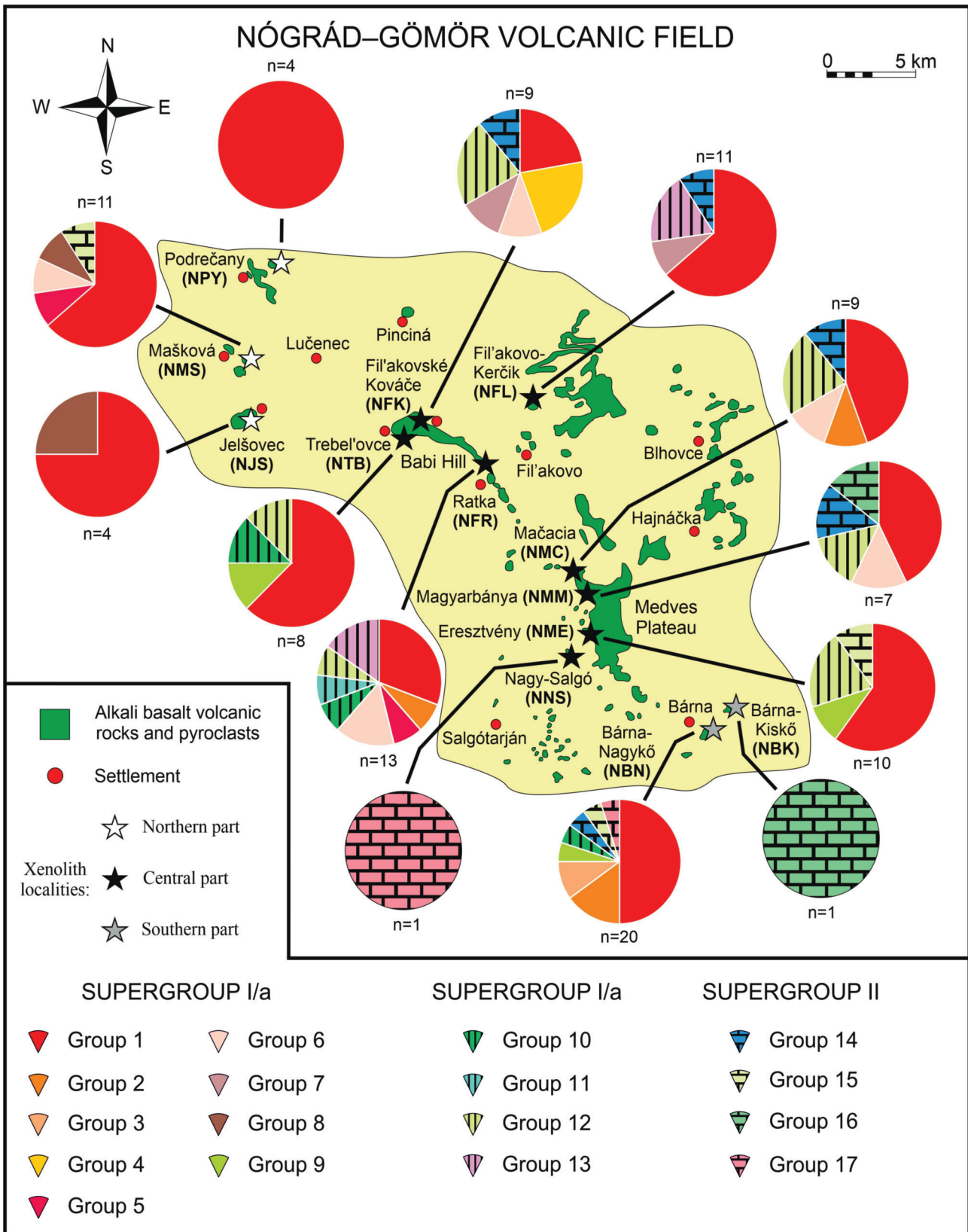
→ **Figure 4.** Major element composition of the NGVF xenoliths. (a) Variation of Mg# vs. NiO in olivine; (b) variation of Mg# vs. MnO in orthopyroxene; (c) variation of Na<sub>2</sub>O vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in clinopyroxene; (d) variation of Mg# vs. SiO<sub>2</sub> in clinopyroxene; (e) variation of Mg# vs. TiO<sub>2</sub> in clinopyroxene; (f) variation of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> x 100 in spinel. Data of the NGVF xenoliths are taken from: HOVORKA & FEJDI (1980), SZABÓ & TAYLOR (1994), KONEČNÝ P. et al. (1995), KONEČNÝ et al. (1999), KOVÁCS et al. (2004), ARADI et al. (2013), LIPTAI et al. (2017), PATKÓ et al. (2020)

→ **4. ábra.** Nógrád-Gömör Vulkáni Terület xenolitjainak főelem-geokémiája. (a) Mg# és NiO összefüggése olivinben; (b) Mg# és MnO összefüggése ortopiroxénben; (c) Na<sub>2</sub>O és Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> összefüggése klinopiroxénben; (d) Mg# és SiO<sub>2</sub> összefüggése klinopiroxénben; (e) Mg# és TiO<sub>2</sub> összefüggése klinopiroxénben; (f) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> x 100 összefüggése spinellben. A nógrád-gömöri xenolitok adatainak forrása: HOVORKA & FEJDI (1980), SZABÓ & TAYLOR (1994), KONEČNÝ P. et al. (1995), KONEČNÝ et al. (1999), KOVÁCS et al. (2004), ARADI et al. (2013), LIPTAI et al. (2017), PATKÓ et al. (2020)



SUPERGROUP I/a		SUPERGROUP I/b		SUPERGROUP II	
Group 1	▲	Group 6	+	Group 14	▲
Group 2	■	Group 7	×	Group 15	+
Group 3	◆	Group 8	⊕	Group 16	●
Group 4	●	Group 9	◆	Group 17	◆
Group 5	★				





**Figure 6.** Spatial distribution of xenolith groups in the Nógrád-Gömör Volcanic Field. Alkali basalt outcrops are modified after JUGOVICS (1971)  
 6. ábra. A xenolithcsoportok területi eloszlása a Nógrád-Gömör Vulkáni Területen. Alkáli bazalt előfordulások JUGOVICS (1971) után módosítva

(NFL) and Ratka [Rátka] (NFR), respectively) (Figure 6). The occurrence of more than 80% of Supergroup I/b and

Supergroup II xenoliths is limited to the central part of the NGVF (Figure 6).

Group 1 xenoliths dominantly have lherzolitic modal composition with only one dunite xenolith (Figure 3, a). It is only Group 3 and Group 7 within Supergroup I/a, where other peridotitic lithologies, dunite and harzburgite also appear (Supplementary Table I). Besides the peridotites, one pyroxenite xenolith, namely an olivine websterite, was also classified with the Supergroup I/a xenoliths, constituting a two-membered group (Group 8) (Figure 3, b). Among the 17 xenoliths representing Supergroup I/b, only four have lherzolitic modal composition (Figure 3, c). Two out of these lherzolites have equal or higher clinopyroxene content over the orthopyroxenes (Supplementary Table I). Similarly, xenoliths that belong to Supergroup II are rich in clinopyroxene (>12 vol.%), but completely lack orthopyroxenes and have variable olivine contents (3–85 vol.%) leading to wehrlite, olivine-clinopyroxenite and clinopyroxenite lithologies (Figure 3, d; Table I).

There are significant differences among the supergroups with respect to the major elements of the rock-forming minerals (Figure 4; Table I). Supergroup I/a xenoliths have higher Mg# (0.86–0.91 with both an average and median of 0.90) and NiO (0.27–0.42 with an average of 0.37 wt.%) contents in olivine compared to those for Supergroup I/b (0.83–0.90 with an average and median of 0.86 and 0.22–0.35 with an average of 0.31 wt.%, respectively) and Supergroup II (0.72–0.90 with an average and median of 0.83 and 0.84, respectively, and 0.07–0.42 with an average of 0.22 wt.%, respectively) xenoliths (Figure 4, a; Table I). The ranges of Mg# and MnO in orthopyroxenes for Supergroup I/a (0.88–0.92 with an average of 0.90 and 0.08–0.23 with an average of 0.15 wt.%, respectively) and Supergroup I/b (0.86–0.91 with an average of 0.88 and 0.14–0.29 with an average of 0.21 wt.%, respectively) are overlapping well with only slight differences for average values (Figure 4, b; Table I). The Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content in clinopyroxenes is somewhat higher in Supergroup II (2.39–9.09 with an average and median of 5.88 and 5.76 wt.%, respectively) with respect to the xenoliths of Supergroup I/a (2.02–7.64 with an average of 5.26 wt.%) or Supergroup I/b (3.39–6.15 with an average of 4.88 wt.%) (Figure 4, c; Table I). In contrast, the xenoliths of Supergroup I/b have unequivocally lower Mg# (0.85–0.91 with an average of 0.88) and SiO<sub>2</sub> (50.5–53.2 with an average of 51.6 wt.%) and higher TiO<sub>2</sub> (0.19–0.96 with an average of 0.48 wt.%) content in clinopyroxenes compared to the Supergroup I/a xenoliths (0.88–0.95 with an average of 0.91; 50.6–56.2 with an average of 52.1 wt.% and 0.05–1.16 with an average of 0.35 wt.%, respectively). Supergroup II xenoliths show even lower clinopyroxene Mg# (0.79–0.93 with an average of 0.86) and SiO<sub>2</sub> (47.1–54.3 with an average of 50.5 wt.%) concentrations and the highest TiO<sub>2</sub> (0.14–1.97 with an average of 0.86 wt.%) data (Figure 4, d–e; Table I). In spinels, Supergroups I/b–II have higher TiO<sub>2</sub> contents (0.32–1.08 with an average of 0.61 wt.% and 0.14–0.93 with an average of 0.56 wt.%) compared to Supergroup I/a (0.03–0.49 with an average of 0.14 wt.%) depicted on the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>\*100 triangle (Figure 4, f; Table I).

## Discussion

### *Ambient mantle characteristics – significance of Group 1 xenoliths (Supergroup I)*

The cluster analysis revealed that Group 1 contains a markedly larger number of samples than any other identified groups (Figure 5). This group includes 58 xenoliths which make up 52% of all successfully classified xenoliths. This type of xenoliths occur in all localities with the exception of Nagy-Salgó (NNS) and Bárna-Kiskő (NBK) (Figure 6). These observations suggest that Group I xenoliths can be interpreted as the background or ambient mantle in the NGVF (Table 2) that was geochemically modified along melt and fluid migration paths leading to rocks of other groups.

Among the 11 localities where Group 1 xenoliths are present, in six outcrops, namely in Podrečany [Patakálja] (NPY), Mašková [Maskófalva] (NMS), Jelšovec [Jelsőc] (NJS), Fil'akovo-Kerčik [Füleke-Kercsik-tető] (NFL), Trebel'ovce [Terbeléd] (NTB) and Eresztvény (NME) more than half of the studied xenoliths belong to the Group 1 (Figure 6). In the NPY locality, exclusively Group 1 xenoliths were found (Figure 6). Three (NPY, NMS, NJS) out of these six localities are situated in the northern part of the NGVF (Figure 1, b). These localities represent the oldest volcanic phase in the NGVF that occurred 7–5.9 Ma ago (HURAI et al. 2013). This first volcanic phase was followed by five further phases (HURAI et al. 2013). The youngest volcanic edifices on the surface have ages of <1 Ma (HURAI et al. 2013). The discovery of a low electrical resistivity (<1 m) volume underneath the Moho in the central-NGVF using long period magnetotelluric (MT) measurements and subsequent numerical modelling concluded that small amount (2–3 vol.%) of interconnected melt may occur in the lithospheric mantle of the NGVF even today (PATKÓ et al. 2021a). Note that similar low electrical resistivity (<10 m) volumes were recently discovered underneath the Moho in the rootzones of young (Pleistocene–Holocene) monogenetic volcanic fields in northeast China (ZHAO et al. 2022, DONG et al. 2023, LI et al. 2024) and West Bohemia (PLATZ et al. 2022).

All these suggest that intensive migration of melts and fluids took place in the upper mantle beneath the NGVF during the last 7 Ma and this process is likely still happening now, resulting in various metasomatic alterations at sub-crustal depths. The effect of these metasomatic reactions is likely less pronounced in xenoliths that were transported to the surface during the first (oldest) volcanic phase. In contrast, mantle xenoliths that had been entrained into younger host basalts were likely subjected to more fluid and melt fluxes linked to the long-lasting alkali basaltic volcanism. Indeed, Group 1 xenoliths are less-frequently the dominant rocks within the central and southern segments of the NGVF (in 3 out of 10 localities) (Figure 6) which formed during younger volcanic phases (<3 Ma). This suggests that the ambient mantle represented by the Group 1 xenoliths (Table II) most likely represent mantle segments formed before the

**Table II.** Estimated modal and geochemical composition of the background (ambient) mantle underneath the NGVF using the average values of the Group 1 xenoliths. Bulk rock data were determined based on mass balance calculations using the average modal and mineral compositions

Abbreviations: ol - olivine; opx - orthopyroxene; cpx - clinopyroxene; sp - spinel

**II. táblázat.** A Nógrád-Gömör Vulkáni Terület alatti átlagos (háttér) felsőköpeny becsült ásványos és geokémiai összetétele az 1-es csoportba tartozó xenolitok alapján. A teljeskőzet (bulk rock) adatok az átlagos ásványos összetételkel és ásvány-geokémiai adatok felhasználása mellett, tömeggyensúly-számítással készültek

Rövidítések: ol - olivin; opx - ortopiroxén; cpx - klinopiroxén; sp - spinell

	ol	opx	cpx	sp	bulk
modal composition	72	17	9	2	—
SiO <sub>2</sub>	40.8	55.4	52.0	—	43.5
TiO <sub>2</sub>	—	0.08	0.36	0.13	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	3.77	5.42	48.5	2.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.44	0.97	18.8	0.54
FeO	9.78	6.27	2.78	12.4	8.60
MnO	0.14	0.14	0.08	0.12	0.14
MgO	49.1	33.2	15.9	19.4	42.8
CaO	0.07	0.75	21.1	—	2.08
Na <sub>2</sub> O	—	0.08	1.26	—	0.13
NiO	0.39	—	—	0.32	0.28
Mg#	0.90	0.91	0.91	0.78	—
Cr#	—	—	—	0.21	—

initiation of the alkali basaltic volcanism. After asthenospheric melts reached shallower depths, the lithospheric mantle was intensely modified especially along melt and fluid migration paths leading to rocks classified into other groups.

Group 1 xenoliths are dominantly lherzolites with only one exception (NBN23 dunite xenolith). Most of the samples correspond to the modal composition of the average European subcontinental lithospheric mantle (SCLM; DOWNES 1997) using the classification of STRECKEISEN (1976) (Figure 3, a). Only 15 out of the 58 Group 1 xenoliths contain amphibole with a maximum of 3 vol.% modal content, suggesting that modal metasomatism is not a general event affecting these xenoliths. The major element composition of the olivines in Group 1 xenoliths is within a narrow range. The Mg# [ $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ] of olivines varies between 0.88–0.91 (with an average of 0.90) (Figure 4, a) agreeing with the average value characteristic for Phanerozoic lithospheric mantle (~0.90; GAUL et al. 2000). Similarly, the orthopyroxenes and clinopyroxenes show uniform geochemistry (Mg# range is between, 0.88–0.92 and 0.89–0.94, respectively) (Figure 4, b and d). Note that data on 38 out of 58 Group 1 xenoliths were published by LIPTAI et al. (2017), who classified the 51 xenoliths they studied into four groups (IA, IB, IIA, IIB) based on the major- and trace element characteristics of their rock-forming minerals. In order to clearly distinguish the groups defined by LIPTAI et al. (2017) from the groups established in this study, we use the following terms for prior groups hereafter: LIP-IA, LIP-IB, LIP-IIA, LIP-IIB. Group LIP-I and LIP-II xenoliths have olivine Mg# of 0.89–0.91 and <0.89, respectively. Further division is based on the LREE enrichment (LIP-B subgroup) or depletion (LIP-A subgroup) in pyroxenes. Although trace elements were not considered in the current study, the results revealed that the Group 1 xenoliths dominantly belong

to the LIP-IA (14 xenoliths) and LIP-IB (18 xenoliths) groups following the classification of LIPTAI et al. (2017) (Supplementary Table I). In contrast, Group LIP-IIA and LIP-IIB xenoliths are subordinate (NPY1310, NPY1311, NJS1302, NJS1304 and NMC1309, NMM0318 xenoliths, respectively) among the Group 1 xenoliths (Supplementary Table I). LIPTAI et al. (2017) proposed that the Group LIP-IA xenoliths represent mantle segments affected by a minimum of ~7–10% melt extraction. Since Group IA xenoliths, apart from two amphibole-bearing xenoliths (NMS1308; NFL1329), show no evidence of metasomatism (e.g., presence of hydrous phases such as amphibole, LREE enrichment) overprinting the depleted character, LIPTAI et al. (2017) considered these xenoliths as having formed during the oldest episodes in the NGVF evolution history. In contrast, LIP-IB xenoliths were affected by metasomatism linking to the migration of a mafic melt within intraplate settings (LIPTAI et al. 2017). This metasomatism left the major element composition of the rocks unchanged, which is the basis of our cluster analysis, and only led to U-Th-Nb-Ta-LREE enrichment in clinopyroxenes (LIPTAI et al. 2017). This explains why many of the Group LIP-IA and LIP-IB xenoliths were classified into the same group using the CluStress algorithm despite their different proposed origin. The six Group 1 xenoliths classified to the LIP-IIA and LIP-IIB xenolith groups by LIPTAI et al. (2017) have olivine Mg# values (0.88; Supplementary Table I) close to the arbitrarily chosen value of 0.89 distinguishing Group LIP-I and LIP-II.

### Depletion and enrichment events in the mantle of the NGVF

#### Evolution of Group 2-9 xenoliths (Supergroup I/a)

The total number of xenoliths in Groups 2–9 (24 xenoliths) is much lower compared to the number of xenoliths belonging to Group 1 (58 xenoliths) (Figure 5; Supplementary Table I). The groups within Supergroup I/a, with the exception of Group 1, contain small numbers of xenoliths (maximum of six; Group 6; Figure 5). Note that among the 9 groups belonging to Supergroup I/a, six groups have 3 or fewer members (Figure 5).

The low number of the xenoliths within these groups made it challenging to constrain their evolution history properly. Nevertheless, there are several groups where all group member xenoliths were also classified into the same group by LIPTAI et al. (2017). This suggests a similar origin to all group members, also extending this assumption to xenoliths discussed in other studies such as HOVORKA & FEJDI (1980), SZABÓ & TAYLOR (1994), KONEČNÝ P. et al. (1995), KONEČNÝ et al. (1999), ARADI et al. (2013), often resorting to a scant number of analyzed elements (especially trace elements), because of the less advanced instruments available at the time.

Group 2 contains only amphibole-free LIP-IA xenoliths, proposed to have been affected exclusively by depletion,

which was not followed by any episodes of enrichment (LIPTAI et al. 2017). Similarly, the Group LIP-IIA xenoliths that correspond to Groups 1 and 8 dominantly have a protogranular texture (*Supplementary Table I*). They were subjected only to low degree (<5%) melt extraction, meaning that these xenoliths represent the most fertile upper mantle domain in the NGVF (LIPTAI et al. 2017). Such xenoliths with protogranular texture and fertile composition were also found in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF) and were interpreted as prior asthenospheric domains newly accreted to the lithosphere after tectonic inversion (KOVÁCS et al. 2012, PATKÓ et al. 2024). These BBHVF xenoliths had higher equilibrium temperatures, which may indicate a deeper origin. If we compare the results of the rare earth element-based thermometer ( $T_{\text{REE}}$ ; LIANG et al. 2013) for the LIP-IIA and the other xenoliths from the northern segment of the NGVF, we get higher values in the former (1052–1145 with an average of 1076 °C) than in the latter (980–1097 with an average of 1030 °C) xenoliths (LIPTAI et al. 2017). This difference is notable even when we consider the uncertainties of the  $T_{\text{REE}}$  thermometer. These data suggest that the LIP-IIA xenoliths may also represent a greater depth of the lithospheric mantle compared to the LIP-IA and LIP-IB xenoliths of the northern segment of the NGVF. The  $T_{\text{REE}}$  data are >100 °C higher than  $T_{\text{BK}}$  (two pyroxene thermometer of BREY & KÖHLER (1990)) of the same xenoliths, which suggests a recent cooling event in the lithospheric mantle (WANG et al. 2015). The reason for this may be the tectonic inversion and gradual deepening of the lithosphere–asthenosphere boundary in the Pannonian Basin (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, BADA et al. 2007).

Group 7 consists partly of the only LIP-IB xenolith (NFL1315A) not classified into the Group 1 (*Supplementary Table I*). LIP-IB xenoliths were affected by mafic melt metasomatism within intraplate settings leading to U-Th-Nb-Ta-LREE enrichment in clinopyroxenes according to LIPTAI et al. (2017). The reason why xenolith NFL1315A was not classified into Group 1 is probably its harzburgitic modal composition and thus different major element geochemistry such as its slightly lower Al and Ti content for rock-forming minerals compared to those in Group 1 xenoliths (*Supplementary Table I*).

Members of Groups 6 and 9 consist only of xenoliths that were classified into the LIP-IIB (*Supplementary Table I*). LIPTAI et al. (2017) suggested that these LIP-IIB xenoliths were formed recently, linking to subcrustal melt migration of the Neogene alkali basalt volcanism. Such silica undersaturated melts interact with peridotite wall rock, which can lead to the formation of clinopyroxenes at the expense of orthopyroxenes resulting in clinopyroxene-rich lithologies (MITCHELL & GROVE 2016). Indeed, the LIP-IIB xenolith of Group 6 xenoliths has an orthopyroxene/clinopyroxene ratio <1 (*Supplementary Table I*). The role of basaltic melt in the formation of Groups 6 and 9 xenoliths are further proved by their so-called basaltic element (Fe, Mn, Ti)-rich character compared to other xenoliths belonging to Supergroup I/a (*Figure 4*).

There is one group (Group 7), where the members include both LIP-IB and LIP-IIB xenoliths (*Supplementary Table I*). Note, however, that the evolutionary history of both the LIP-IB and LIP-IIB xenolith groups is related to migrating mafic melts, which makes their major element geochemistry similar to each other (LIPTAI et al. 2017).

The reason why xenoliths formed in a single event were often classified into more groups is possibly due to minor geochemical differences in the products reflecting distinct starting materials, different degree of metasomatism / partial melting, metasomatic agent changes along migration channels, etc.

#### Wehrlitization – formation of Group 10–13 xenoliths (Supergroup I/b)

Supergroup I/b dominantly has wehrlite xenolith members classified into four groups (Group 10, 11, 12, 13) (*Figure 5; Supplementary Table I*). In addition to the wehrlites, four lherzolites were also classified into Supergroup I/b. Two out of these four lherzolites have an orthopyroxene/clinopyroxene ratio  $\leq 1$  (*Supplementary Table I*). The xenoliths classified into Supergroup I/b, except for one xenolith (NBN0311) originate from southern Bárna–Nagykő (NBN), and were all collected in the central part of the NGVF (*Figure 6*). Twelve wehrlite xenoliths were investigated by PATKÓ et al. (2020) in detail. PATKÓ et al. (2020) defined these rocks as iron-wehrlites, which are known in various tectonic settings all over the world and suggested to have formed as a result of intensive melt-rock reactions between peridotitic wall rocks and silica-undersaturated basaltic melts (PESLIER et al. 2002, IONOV et al. 2005, XIAO et al. 2010, SHAW et al. 2018, LIN et al. 2020). The NGVF wehrlites can be considered as extreme products of the metasomatic event that also led to the formation of LIP-IIB xenoliths, which are dominantly clinopyroxene-rich (clinopyroxene > orthopyroxene) lherzolites. The reason why in some xenoliths almost all orthopyroxene was consumed, whereas in others, the orthopyroxene remained in a high modal presence (sometimes >10 vol.%) can be due to the various melt-rock ratios during the interactions (PATKÓ et al. 2020). The melt-rock ratio is determined by the distance from melt migration channels, meaning that the LIP-IIB lherzolites and wehrlites were likely formed farther away and closer to them, respectively. PATKÓ et al. (2020) suggested that the clinopyroxene-enrichment is associated with a recent melt generation and migration process, which is linked to the same magmatic event as the host basalt volcanism in the Neogene.

The reason why the CluStress algorithm distinguished four groups within Supergroup II can be the different degrees of metasomatism in case of the wehrlites. Note that PATKÓ et al. (2020) classified the wehrlites into three groups, namely highly, moderately and weakly metasomatized xenoliths, referring to the degree of metasomatism constrained mostly by the major element characteristics of the rock-forming minerals. Wehrlite xenoliths in Group 10 are weakly metasomatized (PATKÓ et al. 2020). This weakly-

metasomatized character is further supported by the third member of Group 10, which has a lherzolitic composition (*Supplementary Table I*). Similarly, half of the Group 13 xenoliths are lherzolitic suggesting only a weak metasomatic effect on them (*Supplementary Table I*). The most populous Group 12 contains highly, moderately and weakly metasomatized wehrlites equally. This suggests that the degree of metasomatism alone is not enough to explain the existence of the four groups within Supergroup I/b. The major element composition of the subordinate orthopyroxenes can be the major factor in distinguishing these groups. Orthopyroxenes in the Group 10, 11 and 13 have narrow compositional ranges, which clearly differs from that of the Group 12 xenoliths (*Figure 4, b*).

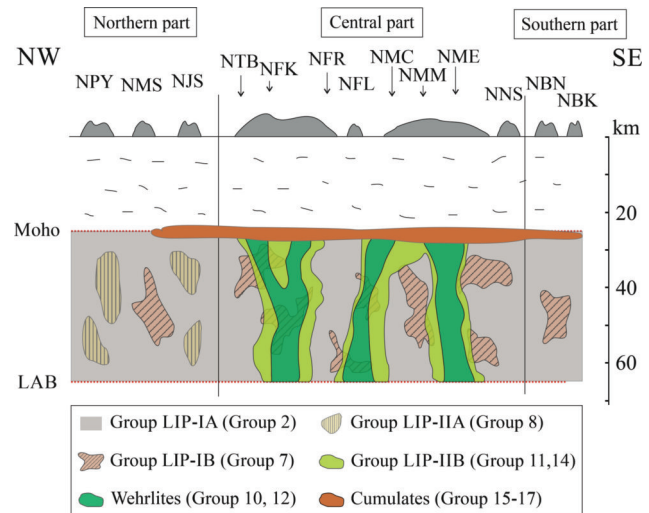
#### Underplating near the Moho – formation of Group 14–17 xenoliths (Supergroup II)

There are four groups (Group 14, 15, 16, 17) that belong to Supergroup II (*Figures 2, 5*). Group 14 consist of five xenoliths including three wehrlites (*Supplementary Table I*). These wehrlites resemble the Supergroup I/b xenoliths regarding their modal composition (*Figure 3, d*) and geochemical characteristics (*Figure 4*). The reason why the cluster analyses sorted these wehrlites in Supergroup II can be the missing orthopyroxenes in them. Note that the lack of orthopyroxenes is a common feature in all Supergroup II xenoliths (*Supplementary Table I*).

The other three groups (Group 15, 16, 17) are all composed of cumulate xenoliths with olivine clinopyroxenite, clinopyroxenite and wehrlite modal compositions (*Figure 3, d*). According to HURAIÓVÁ et al. (1996), KOVÁCS et al. (2004) and ZAJACZ et al. (2007), the cumulates are crystallized from basaltic melts near the Moho, resulting in underplated bodies. The cumulate formation, similar to the LIP-IIB and Supergroup I/b xenoliths, is likely related to the alkali basaltic volcanism of the Neogene volcanic activity (KOVÁCS et al. 2004). Magmatic underplating is a well-known process dominantly related to the stagnation of asthenosphere-derived melts in the vicinity of the Moho, leading to local thickening of the crust (GAHLAN et al. 2012, PERINELLI et al. 2017).

#### *Implications of alkali basalt volcanism in lithospheric mantle evolution underneath the NGVF*

According to our results and the outcomes of prior studies (KOVÁCS et al. 2004, LIPTAI et al. 2017, PATKÓ et al. 2020), the Neogene alkali basalt volcanism significantly altered the lithospheric mantle underneath the NGVF by forming various new domains (*Figure 7*). Some of these domains were located farther away from melt migration paths and thus were buffered by the pre-Neogene mantle characteristics from petrographic and geochemical points of view. These rocks were classified into Groups 6 and 9 and also appear in Group 7 (*Supplementary Table I*), and were defined as LIP-IIB by LIPTAI et al. (2017) (*Figure 7*). In areas where the



**Figure 7.** Schematic illustration of the supposed upper mantle domains underneath the NGVF (modified after LIPTAI et al. 2017). Group numbers in brackets refer to the results of the current study, which can unambiguously link to mantle volumes defined by prior studies (LIPTAI et al. 2017: LIP-IA, LIP-IIA, LIP-IB, LIP-IIB; PATKÓ et al. 2020: wehrlite and KOVÁCS et al. 2004: cumulate xenoliths). Depth of Moho and LAB (lithosphere-asthenosphere boundary) in the NGVF are taken from KLÉBESZ et al. (2015). (For abbreviations of the sampling sites see *Figure 1, b*)

**7. ábra.** A Nógrád–Gömör Vulkáni Terület alatti felsőköpeny feltételezett egységeit bemutató sematikus ábra (LIPTAI et al. 2017 alapján). A zárójelben megjelenő csoportok a jelen tanulmányban kerültek meghatározásra és egyértelműen kötődnek korábban definiált köpenytérfogatokhoz (LIPTAI et al. 2017: LIP-IA, LIP-IIA, LIP-IB, LIP-IIB; PATKÓ et al. 2020: wehrlit [wehrlite] és KOVÁCS et al. 2004: kumulátum [cumulate] xenolitok). A KLÉBESZ et al. (2015) által meghatározott Moho és litoszféra-asztenoszféra határ (LAB) mélységek Nógrád–Gömörre vonatkoznak. (A xenolit-előfordulások rövidítései megtalálhatók az 1b ábra aláírásában)

melt-rock ratio was higher (i.e. closer to melt migration channels) wehrlite bodies were formed (Groups 10–13). The appearance of wehrlite xenoliths being largely restricted to the central-NGVF (*Figures 6, 7*) is probably due to tectonic reasons as proposed by PATKÓ et al. (2021a). The xenoliths included in Group 14, although being sorted in another supergroup (Supergroup II instead of Supergroup I/a), are similar to those appearing in Groups 10–13 (*Supplementary Table I*). The reaction textures (irregular-shaped orthopyroxenes in the core of newly formed clinopyroxenes; *figure 2g* in PATKÓ et al. 2020) and the geochemical heterogeneities present even within grains suggest that wehrlite xenoliths are in disequilibrium. These observations further support that these rocks were formed shortly before their entrapment into the host basalt. The upward migrating melts may stagnate and crystallize to form cumulates (Groups 14–17) in the vicinity of the Moho (*Figure 7*), the most pronounced discontinuity in the lithosphere. All these reveal that at least 11 groups out of the distinguished 17 (i.e. ~35% of the classified xenoliths) are strongly related to the alkali basaltic volcanism.

In case of xenoliths that were unaffected by the Neogene alkali basaltic melts, further events, including both depletion and enrichment associated with partial melting and metasomatism, respectively, were explored (LIPTAI et al. 2017) (*Figure 7*). However, these xenoliths (e.g., members of Group 1, 2, 3, 4, 5, 8) show only moderate variation

considering their major element characteristics (Figure 4) suggesting that a large proportion of the upper mantle was in chemical equilibrium before the introduction of the first basaltic magma batches in the Neogene. Based on these findings, we assume that in the rootzones of other volcanic fields of the CPR, where intensive basaltic melt migration occurred (HARANGI et al. 2015) in the last ~10 million years (PÉCSKAY et al. 2006), the pre-Neogene petrographic and geochemical characteristics of the lithospheric mantle were overprinted significantly.

### Conclusion

1) In this study a database was compiled using the data of 112 upper mantle xenoliths (114 lithologies due to composite samples) from the Nógrád–Gömör Volcanic Field. The database is composed of the major element compositions of the rock-forming minerals (olivine, pyroxenes and spinel). Subsequently, a cluster analysis was implemented on these data leading to the discrimination of three supergroups (I/a, I/b and II) and 17 groups within them.

2) Most of the xenoliths (~50% of all classified xenoliths) were sorted into Group 1 and appear in almost all xenolith-bearing localities in Nógrád–Gömör. The Group 1 xenoliths exhibit narrow compositional ranges with an olivine Mg# of ~0.90. These rocks were considered to represent an ambient lithospheric mantle underneath the study area based on their frequency and spatial distribution.

3) Most of the resulting groups are possibly linked to different events described by former scientific works. For example, Group 2 only includes xenoliths that were affected by variable melt extraction (~5–25%). In contrast, members of Group 10–13 are products of intensive melt-rock reactions, whereas Group 14–17 xenoliths are cumu-

lates formed by basaltic melt crystallization in the vicinity of the Moho.

4) At least 11 groups out of the distinguished 17 (i.e. ~35% of the classified xenoliths) are strongly related to the Neogene alkali basaltic volcanism. This suggests that the pre-Neogene rootzones of volcanic fields in the Carpathian–Pannonian region were significantly modified due to intensive melt-rock reactions between upward migrating basaltic melts and wall rocks taking place in the last ~10 million years.

### Acknowledgement

We dedicate this article to Csaba SZABÓ who taught all of us at the Eötvös Loránd University for various courses in the field of earth sciences. Furthermore, Csaba SZABÓ was the supervisor of the Ph.D. research of Nóra LIPTAI and Levente PATKÓ that were carried out in the Lithosphere Fluid Research Lab (LRG) founded by him. The vast knowledge we all gained during these years established our professional lives, thus we express our gratitude to Csaba SZABÓ.

Csaba SZABÓ played a key role in revealing several aspects of the evolution of the lithospheric mantle in the Carpathian–Pannonian region and beyond. The reason why we chose Nógrád–Gömör Volcanic Field as the subject of this case study was primarily because Csaba SZABÓ published several important, xenolith-based scientific papers as a first author from this locality.

We thank the editor Orsolya SZTANÓ and reviewers Enikő BALI and Attila VIRÁG for their constructive comments on an original version of the manuscript, which substantially contributed to improve our work. This research was financially supported by the National Research, Development and Innovation Fund (grant number: 145853) to LP.

### References – Irodalom

- ARADI, L. E., HIDAS, K., KOVÁCS, I. J., TOMMASI, A., KLÉBESZ, R., GARRIDO, C. J. & SZABÓ, Cs. 2017: Fluid-enhanced annealing in the subcontinental lithospheric mantle beneath the westernmost margin of the Carpathian–Pannonian extensional basin system. – *Tectonics* **36**, 2987–3011. <https://doi.org/10.1002/2017TC004702>
- ARADI, L. E., SZABÓ, Cs., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J. M., GRIFFIN, W., O'REILLY, S. Y. & HATTORI, K. 2013: Ancient fragments in the subcontinental lithospheric mantle beneath the Carpathian–Pannonian region. – *Mineralogical Magazine* **77**, 605.
- BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G. & CLOETINGH, S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. – *Global and Planetary Change* **58**, 165–180. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.01.007>
- BALÁZS, A., MAŤENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. A. P. L. 2016: The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. – *Tectonics* **35**, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- BALI, E., FALUS, Gy., SZABÓ, Cs., PEATE, D. W., HIDAS, K., TÖRÖK, K. & NTAFLÓS, T. 2007: Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? – *Mineralogy and Petrology* **90**, 51–72. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0167-z>
- BALI, E., HIDAS, K., GUDFINNSSON, G. H., KOVÁCS, Z., TÖRÖK, K. & ROMÁN-ALPISTE, M. J. 2018: Zircon and apatite-bearing pyroxene hornblendite mantle xenolith from Hungary, Carpathian–Pannonian region. – *Lithos* **316**, 19–32. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.004>
- BALOGH, K., MIHALIKOVÁ, A. & VASS, D. 1981: Radiometric dating of basalts in southern and central Slovakia. – *Západné Karpaty, séria geológia* **7**, 113–126.
- BERKESI, M., GUZMICS, T., SZABÓ, Cs., DUBESSY, J., BODNAR, R. J., HIDAS, K. & RATTER, K. 2012: The role of CO<sub>2</sub>-rich fluids in trace element transport and metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Central Pannonian Basin, Hungary, based on fluid inclusions in mantle xenoliths. – *Earth and Planetary Science Letters* **331**, 8–20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.012>
- BOROVEC, Z. 1996: Evaluation of the concentrations of trace elements in stream sediments by factor and cluster analysis and the sequential extraction procedure. – *Science of the Total Environment* **177**, 237–250. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(95\)04901-0](https://doi.org/10.1016/0048-9697(95)04901-0)

- BOSCHETTY, F. O., FERGUSON, D. J., CORTÉS, J. A., MORGADO, E., EBMEIER, S. K., MORGAN, D. J., ROMERO, J. E. & SILVA PAREJAS, C. 2022: Insights into magma storage beneath a frequently erupting arc volcano (Villarrica, Chile) from unsupervised machine learning analysis of mineral compositions. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **23**, e2022GC010333. <https://doi.org/10.1029/2022GC010333>
- BOX, G. E. & COX, D. R. 1964: An analysis of transformations. – *Journal of the Royal Statistical Society Series B: Statistical Methodology* **26**, 21–1243. <https://doi.org/10.1111/j.2517-6161.1964.tb00553.x>
- BREY, G. P. & KÖHLER, T. 1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. – *Journal of Petrology* **31**, 1353–1378. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>
- CAMPELLO, R. J. G. B., MOULAVI, D. & SANDER, J. 2013: Density-Based Clustering Based on Hierarchical Density Estimates. – In: PEI, J. et al. (eds): *Advances in knowledge discovery and data mining*. Springer, 160–172. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-37456-2\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-642-37456-2_14)
- COLTORTI, M., BONADIMAN, C., FACCINI, B., NTAFLAS, T. & SIENA, F. 2007: Slab melt and intraplate metasomatism in Kapfenstein mantle xenoliths (Styrian Basin, Austria). – *Lithos* **94**, 66–89. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.003>
- CORTÉS, J. A., PALMA, J. L. & WILSON, M. 2007: Deciphering magma mixing: the application of cluster analysis to the mineral chemistry of crystal populations. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **165**, 163–188. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.018>
- CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. – *Tectonophysics* **297/1–4**, 51–71. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00163-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00163-2)
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2003: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>
- CZIROK, L. & KUSLITS, L. 2018: Effects of earthquake data clustering on the results of stress inversions. – *Geosciences and Engineering* **6**, 127–141.
- CZIROK, L., KUSLITS, L., BOZSÓ, I., RADULIAN, M. & GRIBOVSKI, K. 2022: Cluster analysis for the study of stress patterns in the Vrancea-Zone (SE-Carpathians). – *Pure and Applied Geophysics* **179**, 3693–3712. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03159-w>
- DAWSON, J. B. & STEPHENS, W. E. 1975: Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths. – *Journal of Geology* **83**, 589–607. <https://doi.org/10.1086/628143>
- DONG, Z., XIAO, Q., DENG, Y., HAN, B., TANG, J., WANG, L. & WANG, J. 2023: Preliminary magnetotelluric investigation of crustal magma plumbing system beneath the Wulanhada volcanic field, northern China: Implications for the Magma reservoir and pathway. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **443**, 107938. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107938>
- DOWNES, H. 1997: Shallow continental lithospheric mantle heterogeneity – petrological constraints. – In: FUCHS, K. (ed.): *Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology*. Springer, 295–308. [https://doi.org/10.1007/978-94-015-8979-6\\_29](https://doi.org/10.1007/978-94-015-8979-6_29)
- EMBEY-ISZTIN, A. 1978: On the petrology of spinel lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France. – *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **70**, 27–44.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. – *Journal of Petrology* **30**, 79–105. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.1.79>
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R. S. & SCHARBERT, H. G. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *Journal of Petrology* **34**, 317–343. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.317>
- ESTER, M., KRIEGL, H. P., SANDER, J. & XU, X. 1996: A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise. – *KDD-96 Proceedings* **96**, 226–231.
- FALUS, GY., TOMMASI, A., INGRIN, J. & SZABÓ, CS. 2008: Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the south-eastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. – *Earth and Planetary Science Letters*, **272**, 50–64. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.035>
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. – *Geological Society of London, Special Publications* **156**, 295–334. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.15>
- FREY, F. A. & PRINZ, M. 1978: Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. – *Earth and Planetary Science Letters* **38**, 129–176. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90130-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90130-9)
- GAHLAN, H. A., ARAI, S., ABU EL-ELA, F. F. & TAMURA, A. 2012: Origin of wehrlite cumulates in the Moho transition zone of the Neoproterozoic Ras Salatit ophiolite, Central Eastern Desert, Egypt: crustal wehrlites with typical mantle characteristics. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **163**, 225–241. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0669-5>
- GAUL, O. F., GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y. & PEARSON, N. J. 2000: Mapping olivine composition in the lithospheric mantle. – *Earth and Planetary Science Letters* **182**, 223–235. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00243-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00243-0)
- GLEESON, M. L., GIBSON, S. A. & STOCK, M. J. 2021: Upper mantle mush zones beneath low melt flux ocean island volcanoes: insights from Isla Floreana, Galápagos. – *Journal of Petrology* **61**, ega094. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa094>
- GONÇALVES, M. A., DA SILVA, D. R., DUURING, P., GONZALEZ-ALVAREZ, I. & IBRAHIMI, T. 2024: Mineral exploration and regional surface geochemical datasets: An anomaly detection and k-means clustering exercise applied on laterite in Western Australia. – *Journal of Geochemical Exploration* **258**, 107400. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2024.107400>
- HARANGI, SZ., DOWNES, H., KÓSA, L., SZABÓ, CS., THIRLWALL, M. F., MASON, P. R. D. & MATTEY, D. 2001: Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. – *Journal of Petrology* **42**, 1813–1843. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- HARANGI, SZ., JANKOVICS, M. É., SÁGI, T., KISS, B., LUKÁCS, R. & SOÓS, I. 2015: Origin and geodynamic relationships of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern–central Europe. – *International Journal of Earth Sciences* **104**, 2007–2032. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1105-7>
- HENCZ, M., BIRÓ, T., NÉMETH, K., PORKOLÁB, K., KOVÁCS, I. J., SPRÁNITZ, T., CLOETINGH, S., SZABÓ, CS. & BERKESI, M. 2023: Tectonically-determined distribution of monogenetic volcanoes in a compressive tectonic regime: An example from the Pannonian

- continental back-arc system (Central Europe). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **444**, 107940. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107940>
- HIDAS, K., GUZMICS, T., SZABÓ, Cs., KOVÁCS, I., BODNAR, R. J., ZAJACZ, Z., NÉDLI, Zs., VACCARI, L. & PERUCCHI, A. 2010: Coexisting silicate melt inclusions and H<sub>2</sub>O-bearing, CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary). – *Chemical Geology* **274**, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.004>
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **226**, 333–357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. A. P. L. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **266**, 287–300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00194-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1)
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. – *Geological Society, London, Memoirs* **32**, 191–206. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.11>
- HOVORKA, D. & FEJDI, P. 1980: Spinel peridotite xenoliths in the west Carpathian late Cenozoic alkali basalts and their tectonic significance. – *Bulletin Volcanologique* **43**, 95–106. <https://doi.org/10.1007/BF02597614>
- HUISMANS, R. S., PODLADCHIKOV, Y. Y. & CLOETINGH, S. 2001: Dynamic modeling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian basin. – *Tectonics* **20**, 1021–1039. <https://doi.org/10.1029/2001TC900010>
- HURAI, V., DANIŠÍK, M., HURAIÓVÁ, M., PAQUETTE, J. L. & ÁDÁM, A. 2013: Combined U/Pb and (U–Th)/He geochronometry of basalt maars in Western Carpathians: implications for age of intraplate volcanism and origin of zircon metasomatism. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **166**, 1235–1251. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0922-1>
- HURAIÓVÁ, M. & KONEČNÝ, P. 1994: Pressure-temperature conditions and oxidation state of the upper mantle in southern Slovakia. – *Acta Geologica Hungarica* **37**, 29–39.
- HURAIÓVÁ, M., KONEČNÝ, P., KONEČNÝ, V., SIMON, K. & HURAI, V. 1996: Mafic and salic igneous xenoliths in late Tertiary alkaline basalts: fluid inclusion and mineralogical evidence for a deep-crustal magmatic reservoir in the western Carpathians. – *European Journal of Mineralogy* **8**, 901–916.
- HURAIÓVÁ, M., DUBESSY, J., KONEČNÝ, P., SIMON, K., KRÁL', J., ZIELINSKI, G., LIPKA, J. & HURAI, V. 2005: Glassy orthopyroxene granodiorites of the Pannonian Basin: tracers of ultra-high-temperature deep-crustal anatexis triggered by Tertiary basaltic volcanism. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **148**, 615–633. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0625-8>
- HURAIÓVÁ, M., PAQUETTE, J. L., KONEČNÝ, P., GANNOUN, A. M. & HURAI, V. 2017: Geochemistry, mineralogy, and zircon U–Pb–Hf isotopes in peraluminous A-type granite xenoliths in Pliocene–Pleistocene basalts of northern Pannonian Basin (Slovakia). – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **172**, 1–20. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1379-4>
- IONOV, D. A., CHANEFO, I. & BODINIER, J. L. 2005: Origin of Fe-rich lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **150**, 335–353. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0026-7>
- JANSSON, N. F., ALLEN, R. L., SKOGSMO, G. & TAVAKOLI, S. 2022: Principal component analysis and K-means clustering as tools during exploration for Zn skarn deposits and industrial carbonates, Sala area, Sweden. – *Journal of Geochemical Exploration* **233**, 106909. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106909>
- JERRAM, D. A. & CHEADLE, M. J. 2000: On the cluster analysis of grains and crystals in rocks. – *American Mineralogist* **85**, 47–67. <https://doi.org/10.2138/am-2000-0107>
- JUGOVICS, L. 1971: Észak-magyarországi – Salgótarján környéki – bazaltterületek. – In: *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 145–167.
- KALKREUTH, W., HOLZ, M., MEXIAS, A., BALBINOT, M., LEVANDOWSKI, J., WILLETT, J., FINKELMAN, R. & BURGER, H. 2010: Depositional setting, petrology and chemistry of permian coals from the paraná basin: 2. South Santa Catarina coalfield, Brazil. – *International Journal of Coal Geology* **84**, 213–236. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2010.08.008>
- KALMÁR, D., PETRESCU, L., STIPČEVIĆ, J., BALÁZS, A., KOVÁCS, I. J. & ALPARRAY and PACASE Working Groups 2023: Lithospheric Structure of the Circum-Pannonian Region Imaged by S-To-P Receiver Functions. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **24**, e2023GC010937. <https://doi.org/10.1029/2023GC010937>
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. – *Acta Geologica Hungarica* **28**, 71–84.
- KIM, W., DOH, S. J., YU, Y. & LEE, Y. I. 2013: Magnetic evaluation of sediment provenance in the northern East China Sea using fuzzy c-means cluster analysis. – *Marine Geology* **337**, 9–19. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.01.001>
- KLÉBESZ, R., GRÁCZER, Z., SZANYI, Gy., LIPTAI, N., KOVÁCS, I., PATKÓ, L., PINTÉR, Zs., FALUS, Gy., WESZTERGOM, V. & SZABÓ, Cs. 2015: Constraints on the thickness and seismic properties of the lithosphere in an extensional setting (Nógrád–Gömör Volcanic Field, Northern Pannonian Basin). – *Acta Geodaetica et Geophysica* **50**, 133–149. <https://doi.org/10.1007/s40328-014-0094-0>
- KONEČNÝ, P., KONEČNÝ, V., LEXA, J. & HURAIÓVÁ, M. 1995: Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia. – *Acta Vulcanologica* **7**, 241–248.
- KONEČNÝ, P., HURAIÓVÁ, M. & BIELIK, M. 1999: P–T–X–O<sub>2</sub> conditions in upper mantle: evidence from lherzolitic xenoliths hosted by Plio–Pleistocene alkali basalts. – *Geolines* **9**, 59–66.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J., BALOGH, K. & KONEČNÝ, P. 1995: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. – *Acta Vulcanologica* **7**, 167–172.
- KOVÁCS, I. & SZABÓ, Cs. 2005: Petrology and geochemistry of granulite xenoliths beneath the Nógrád–Gömör volcanic field, Carpathian–Pannonian region (N-Hungary/S-Slovakia). – *Mineralogy and Petrology* **85**, 269–290. <https://doi.org/10.1007/s00710-005-0090-8>
- KOVÁCS, I. & SZABÓ, Cs. 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: evidence for an inherited enriched mantle source. – *Journal of Geodynamics* **45**, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.06.002>
- KOVÁCS, I., FALUS, Gy., STUART, G., HIDAS, K., SZABÓ, Cs., FLOWER, M. F. J., HEGEDŰS, E., POSGAY, K. & ZILÁHI-SEBESS, L. 2012: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? – *Tectonophysics*, **514**, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022>

- KOVÁCS, I., PATKÓ, L., LIPTAI, N., LANGE, T. P., TARACSAK, Z., CLOETINGH, S. A. P. L., TÖRÖK, K., KIRÁLY, E., KARÁTSÓN, D., BIRÓ, T., KISS, J., PÁLOS, Zs., ARADI, L. E., FALUS, Gy., HIDAS, K., BERKESI, M., KOPTEV, A., NOVÁK, A., WESZTERGOM, V., FANCSIK, T. & SZABÓ, Cs. 2020: The role of water and compression in the genesis of alkaline basalts: Inferences from the Carpathian–Pannonian region. – *Lithos* **354**, 105323. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105323>
- KOVÁCS, I., ZAJACZ, Z. & SZABÓ, Cs. 2004: Type-II xenoliths and related metasomatism from the Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian–Pannonian region (northern Hungary–southern Slovakia). – *Tectonophysics* **393**, 139–161. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.032>
- LACH-HAB, M., YANG, S., VAISMAN, I. I. & BLAISTEN-BAROJAS, E. 2010: Novel approach for clustering zeolite crystal structures. – *Molecular Informatics* **29**, 297–301. <https://doi.org/10.1002/minf.200900072>
- LANGE, T. P., PÁLOS, Zs., PÓSFAL, M., BERKESI, M., PEKKER, P., SZABÓ, Á., SZABÓ, Cs. & KOVÁCS, I. J. 2023: Nanoscale hydrous silicate melt inclusions at the clinopyroxene–amphibole interface in a mantle xenolith from the Per ani Mountains Volcanic Field. – *Lithos* **454**, 107210. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107210>
- LI, Y., WENG, A., ZHOU, Z., GUO, J., LI, S., VENTURA, G. & XU, W. 2024: Crustal root shapes the plumbing system of a monogenetic volcanic field as revealed by magnetotelluric data. – *Earth and Planetary Science Letters* **626**, 118523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118523>
- LIANG, Y., SUN, C. & YAO, L. 2013: A REE-in-two-pyroxene thermometer for mafic and ultramafic rocks. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **102**, 246–260. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.035>
- LIN, A. B., ZHENG, J. P., AULBACH, S., XIONG, Q., PAN, S. K. & GERDES, A. 2020: Causes and consequences of wehrlitization beneath a trans-lithospheric fault: Evidence from Mesozoic basalt–borne wehrlite xenoliths from the Tan-Lu fault belt, North China Craton. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **125**, e2019JB019084. <https://doi.org/10.1029/2019JB019084>
- LIPTAI, N., PATKÓ, L., KOVÁCS, I. J., HIDAS, K., PINTÉR, Zs., JEFFRIES, T., ZAJACZ, Z., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L., PEARSON, N. J. & SZABÓ, Cs. 2017: Multiple metasomatism beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin) revealed by upper mantle peridotite xenoliths. – *Journal of Petrology* **58**, 1107–1144. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx048>
- LIPTAI, N., HIDAS, K., TOMMASI, A., PATKÓ, L., KOVÁCS, I. J., GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y., PEARSON, N. J. & SZABÓ, Cs. 2019: Lateral and vertical heterogeneity in the lithospheric mantle at the northern margin of the Pannonian Basin reconstructed from peridotite xenolith microstructures. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **124**, 6315–6336. <https://doi.org/10.1029/2018JB016582>
- LIPTAI, N., BERKESI, M., PATKÓ, L., BODNAR, R. J., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L. & SZABÓ, Cs. 2021: Characterization of the metasomatizing agent in the upper mantle beneath the northern Pannonian Basin based on Raman imaging, FIB-SEM, and LA-ICP-MS analyses of silicate melt inclusions in spinel peridotite. – *American Mineralogist* **106**, 685–700. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7292>
- MCINNES, L., HEALY, J. & ASTELS, S. 2017: hdbscan: Hierarchical density based clustering. – *Journal of Open Source Software* **2**, 205. <https://doi.org/10.21105/joss.00205>
- MCINNES, L., HEALY, J. & MELVILLE, J. 2020. Umap: Uniform manifold approximation and projection for dimension reduction. – *arXiv preprint*, arXiv:1802.03426. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1912.12180>
- MITCHELL, A. L. & GROVE, T. L. 2016: Experiments on melt–rock reaction in the shallow mantle wedge. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **171**, 1–21. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1312-2>
- MURPHY, K. P. 2012: Machine learning: a probabilistic perspective. – MIT press. p. 1096.
- PATKÓ, L., LIPTAI, N., ARADI, L. E., KLÉBESZ, R., SENDULA, E., BODNAR, R. J., KOVÁCS, I. J., HIDAS, K., CESARE, B., NOVÁK, A., TRÁSY, B. & SZABÓ, Cs. 2020: Metasomatism-induced wehrlite formation in the upper mantle beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin): Evidence from xenoliths. – *Geoscience Frontiers* **11**, 943–964. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.09.012>
- PATKÓ, L., NOVÁK, A., KLÉBESZ, R., LIPTAI, N., LANGE, T. P., MOLNÁR, G., CSONTOS, L., WESZTERGOM, V., KOVÁCS, I. J. & SZABÓ, Cs. 2021a: Effect of metasomatism on the electrical resistivity of the lithospheric mantle—An integrated research using magnetotelluric sounding and xenoliths beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field. – *Global and Planetary Change* **197**, 103389. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103389>
- PATKÓ, L., CIAŻELA, J., ARADI, L. E., LIPTAI, N., PIETEREK, B., BERKESI, M., LAZAROV, M., KOVÁCS, I. J., HOLTZ, F. & SZABÓ, Cs. 2021b: Iron isotope and trace metal variations during mantle metasomatism: In situ study on sulfide minerals from peridotite xenoliths from Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin). – *Lithos* **396**, 106238. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106238>
- PATKÓ, L., LIPTAI, N., ARADI, L. E., TÖRÖK, K., KOVÁCS, Z., KÖVÁGÓ, Á., GERGELY, Sz., KOVÁCS, I. J., SZABÓ, Cs. & BERKESI, M. 2024: Fossil metasomatized and newly-accreted fertilized lithospheric mantle volumes beneath the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (central Carpathian–Pannonian region) – *Lithos* **482–483**, 107701. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107701>
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., BALOGH, K., KONEČNÝ V., ZELENKA, T., KOVACS, M., PÓKA, T., FÜLÖP, A., MÁRTON, E., PANAIOTU, C. & CVETKOVIĆ, V. 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. – *Geologica Carpathica* **57**, 511–530.
- PEDREGOSA, F., VAROQUAUX, G., GRAMFORT, A., MICHEL, V., THIRION, B., GRISEL, O., BLONDEL, M., PRETTENHOFER, P., WEISS, R., DUBOURG, V., VANDERPLAS, J., PASSOS, A., COURNAPEAU, D., BRUCHER, M., PERROT, M. & DUCHESNAY, É. 2011: Scikit-learn: Machine learning in Python. – *Journal of Machine Learning Research* **12**, 2825–2830.
- PERINELLI, C., GAETA, M. & ARMIENTI, P. 2017: Cumulate xenoliths from Mt. Overlord, northern Victoria Land, Antarctica: a window into high pressure storage and differentiation of mantle-derived basalts. – *Lithos* **268**, 225–239. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.027>
- PESLIER, A. H., FRANCIS, D. & LUDDEN, J. 2002: The lithospheric mantle beneath continental margins: melting and melt–rock reaction in Canadian Cordillera xenoliths. – *Journal of Petrology* **43**, 2013–2047. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.11.2013>
- PLATZ, A., WECKMANN, U., PEK, J., KOVÁČIKOVÁ, S., KLANICA, R., MAIR, J. & ALEID, B. 2022: 3D imaging of the subsurface electrical resistivity structure in West Bohemia/Upper Palatinate covering mofettes and Quaternary volcanic structures by using Magnetotellurics. – *Tectonophysics* **833**, 229353. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229353>
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. & BURCHFIELD, B. C. 1982: Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. – *Geological Society of America Bulletin* **93**, 717–725. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<717:TFEASI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<717:TFEASI>2.0.CO;2)

- RUBÓCZKI, T., NOVÁK, A., LIPTAI, N., PORKOLÁB, K., MOLNÁR, CS., GALSA, A., MOLNÁR, G., WESZTERGOM, V. & KOVÁCS, I. J. 2024: The Pannon Lith<sub>2</sub>Oscope magnetotelluric array in the Pannonian Basin. – *Acta Geodaetica et Geophysica* 1–26. <https://doi.org/10.1007/s40328-024-00434-1>
- SADEGHI, M., CASEY, P., CARRANZA, E. J. M. & LYNCH, E. P. 2024: Principal components analysis and K-means clustering of till geochemical data: Mapping and targeting of prospective areas for lithium exploration in Västernorrland Region, Sweden. – *Ore Geology Reviews* 167, 106002. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106002>
- SEGHEDI, I. & DOWNES, H. 2011: Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. – *Gondwana Research* 20, 655–672. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.009>
- SHAW, C. S., LEBERT, B. S. & WOODLAND, A. B. 2018: Thermodynamic modelling of mantle–melt interaction evidenced by veined Wehrlite xenoliths from the Rockeskyllerkopf volcanic complex, west Eifel volcanic field, Germany. – *Journal of Petrology* 59, 59–86. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy018>
- STRECKEISEN, A. 1976: To each plutonic rock its proper name. – *Earth-Science Reviews* 12, 1–33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- SZABÓ, CS. & BODNAR, R. J. 1995: Chemistry and origin of mantle sulfides in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nógrád–Gömör Volcanic Field, northern Hungary and southern Slovakia. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3917–3927. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00265-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00265-2)
- SZABÓ, CS. & BODNAR, R. J. 1996: Changing magma ascent rates in the Nograd–Gomor volcanic field northern Hungary southern Slovakia: evidence from CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths. – *Petrology* 4, 240–249.
- SZABÓ, CS. & BODNAR, R. J. 1998: Fluid-inclusion evidence for an upper-mantle origin for green clinopyroxenes in late Cenozoic basanites from the Nógrád–Gömör Volcanic Field, northern Hungary/southern Slovakia. – *International Geology Review* 40, 765–773. <https://doi.org/10.1080/00206819809465237>
- SZABÓ, CS. & TAYLOR, L. A. 1994: Mantle petrology and geochemistry beneath the Nógrád–Gömör volcanic field, Carpathian–Pannonian region. – *International Geology Review* 36, 328–358. <https://doi.org/10.1080/00206819409465465>
- SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region. – *Tectonophysics* 208, 243–256. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- SZABÓ, CS., BODNAR, R. J. & SOBOLEV, A. V. 1996: Metasomatism associated with subduction-related, volatile-rich silicate melt in the upper mantle beneath the Nógrád–Gömör volcanic field, northern Hungary/southern Slovakia; evidence from silicate melt inclusions. – *European Journal of Mineralogy* 8, 881–899.
- SZABÓ, CS., FALUS, GY., ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I. & BALI, E. 2004: Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review. – *Tectonophysics* 393, 119–137. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.031>
- VASELLI, O., DOWNES, H., THIRLWALL, M., DOBOSI, G., CORADOSSI, N., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & VANNUCCI, R. 1995: Ultramafic xenoliths in Plio–Pleistocene alkali basalts from the Eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. – *Journal of Petrology* 36, 23–53. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.23>
- WANG, C., LIANG, Y. & XU, W. 2015: On the significance of temperatures derived from major element and REE based two-pyroxene thermometers for mantle xenoliths from the North China Craton. – *Lithos* 224, 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.022>
- XIAO, Y., ZHANG, H. F., FAN, W. M., YING, J. F., ZHANG, J., ZHAO, X. M. & SU, B. X. 2010: Evolution of lithospheric mantle beneath the Tan–Lu fault zone, eastern North China Craton: evidence from petrology and geochemistry of peridotite xenoliths. – *Lithos* 117, 229–246. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.017>
- ZAJACZ, Z. & SZABÓ, CS. 2003: Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nógrád–Gömör Volcanic Field, Pannonian Basin (north Hungary/south Slovakia). – *Chemical Geology* 194, 105–117. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00273-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00273-5)
- ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I., SZABÓ CS., HALTER, W. & PETTKE, T. 2007: Evolution of mafic alkaline melts crystallized in the uppermost lithospheric mantle: a melt inclusion study of olivine-clinopyroxenite xenoliths, northern Hungary. – *Journal of Petrology* 48, 853–883. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm004>
- ZANETTI, A., VANNUCCI, R., OBERTI, R. & DOBOSI, G. 1995: Trace-element composition and crystal-chemistry of mantle amphiboles from the Carpatho–Pannonian Region. – *Acta Vulcanologica* 7, 265–276.
- ZHAO, L., HU, Y., ZHAN, Y., SUN, X., WANG, Q., ZHU, Y. & CAO, C. 2022: Three-dimensional electrical structure and magma system of the monogenetic Longgang Volcanic Field, Northeast China, inferred from Broadband Magnetotelluric Data. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 127, e2022JB024694. <https://doi.org/10.1029/2022JB024694>

Kézirat beérkezett: 23/02/2024

## Digital supplementary

Supplementary Table I. Petrographic and geochemical data of the NGVF xenoliths involved in this study. The localities can be deduced from the sample names or from the abbreviations provided in brackets following the sample names. For explanation of the abbreviations of the sampling sites, see *Figure 1b*

I. kiegészítő táblázat. A jelen tanulmányban vizsgált nógrád-gömöri xenolitok petrográfiai és geokémiai adatai. A mintalelőhelyek kikövetkeztethetők a mintanevekből, ritkábban a mintanevek mögött zárójelben szerepelnek. A mintagyűjtési helyek rövidítéseinek a magyarázatát az 1. ábra képaláírása rögzíti

## A magmás petrográfia megszületésétől a kvantitatív kőzettani kutatásokig – tisztelegés SZABÓ Csaba munkássága előtt

HARANGI Szabolcs<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 1117 Pázmány Péter sétány 1/C

<sup>2</sup>HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest, 1117 Pázmány Péter sétány 1/C

E-mail: harangi.szabolcs@ttk.elte.hu

---

### *From the birth of the igneous petrography to the quantitative petrology – A tribute to Csaba SZABÓ's scientific and teaching work*

#### Abstract

Csaba SZABÓ, as a member of the Department of Petrology and Geochemistry at the Eötvös Loránd University, Budapest has carried on the professional legacy of József SZABÓ and Béla MAURITZ and has played a significant role in maintaining and strengthening the field of igneous petrology in Hungary. He taught his students not only the principles of microscopic petrology and petrography, and later geochemistry, but he also delivered them the motivation towards discovery and applied research. He founded the Lithosphere Research Group (LRG) in 1998, later renamed the Lithosphere Fluid Research Laboratory, from where a number of talented scientists have come out and become successful, awarded by prestigious grants such as Lendület and ERC funds. The following brief scientific summary is a tribute to Csaba SZABÓ's excellent work as a teacher and scientist. The preparation of the first thin sections, the construction of the first polarisation microscope enabled to get a detailed insight into the structure of igneous rocks and the formation of petrography, a new viable research tool. With the advance of the instrumental analytical techniques, petrography has been integrated with geochemical studies, thermodynamics and experimental petrology, ultimately leading to the birth of the quantitative petrology. Using this novel discipline, new ideas have been developed on how magma evolves, as well as a paradigm shift occurred concerning the nature of subvolcanic magma reservoirs. The volcano petrology enables a better reconstruction of the processes taking place in the transcrustal magma reservoirs, including the timescale led to the reactivation of non-eruptible crystal mush, causing rapid volcanic eruptions. The quantitative petrology has provided a better understanding of the evolution of the mantle and the crust, involving why and how volcanoes work. Currently, quantitative petrology serves important contribution to society such as in the improvement of natural hazard monitoring, forecast and assessment, which save human lives and properties.

*Keywords: igneous petrology, petrography, microscopy, geothermobarometry, magma reservoir, natural hazard*

---

#### Összefoglalás

SZABÓ Csaba az ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszék munkatársaként tovább vitte SZABÓ József és MAURITZ Béla szakmai örökségét, és meghatározó szerepet játszott a hazai és határon túli magmás kőzettani iskola eredményességében. Diákjainak nemcsak a mikroszkópos kőzettani és petrográfiai, majd a geokémiai alaptudást adta át, hanem a motivációt is a felfedező és alkalmazott kutatás felé. Az általa alapított Litoszféra Kutatócsoport, későbbi nevén Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium számos hazai és nemzetközi szinten is sikeres, többek között Lendület- és ERC-pályázatot nyert szakembert adott a földtudománynak. Az alábbi rövid tudománytörténeti összefoglaló tisztelegés oktatói és iskolateremtői munkássága előtt. A petrográfia kialakulása az első kőzettani vékonycsiszolat és az első polarizációs mikroszkóp megalakításával, majd a mikroszkópos leíró kőzetan tudományterülete forradalmi változást hozott a földtudományban. A műszeres analitikai módszerek fejlődésével, a kőzettani és geokémiai vizsgálatok, valamint a termodinamika és a kísérleti kőzettani eredmények integrálásával jött létre a magmás folyamatok, azok körülményeit számszerűsíteni is tudó kvantitatív kőzetan. Ezáltal jobban értjük a földképeny és földkéreg kialakulását és fejlődését, az új tudományos felfogás új perspektívát nyitott a vulkáni működés megértésében is, például a vulkánok alatti magmatározók természetének és folyamatainak feltárásában. A kőzettani vulkanológia segítségével leírhatók a vulkánkitöréshez vezető folyamatok, beleértve ezek időtartalmát is. Eredményei így hozzájárulnak fontos, a társadalmakat is érintő hatások feltárásához, például a természeti veszélyhelyzetek előrejelzésének és kezelésének jobbításához, ami emberi életet és anyagi javakat óvhat meg.

*Tárgyszavak: magmás kőzetan, petrográfia, mikroszkópia, geothermobarometria, magmatározó, természeti veszély*

## Bevezetés

A tudomány egyik hajtóereje az új műszerek és módszerek megjelenése és gyors bevonása a kutatásokba. Ezek révén sokszor addig nem ismert alkotóelemeket fedeznek fel, új tudományterületek jönnek létre, és akár alapjában változnak meg az addigi nézetek. Ez a fejlődés jelenleg is zajlik, és mozgatja előre bolygónk és az azon túli környezet folyamatainak jobb megértését. Az új tudományos ismeretek alkalmazása és átadása nélkül azonban ez a hajtóerő nem lesz hatékony. A tudományos fejlődés bátyái évszázadok óta az egyetemek, ahol megtörténik a szakmai tudás átáramoltatása, a tudósoktól a tudás felé forduló és a későbbiekben e tudásra építő fiatal nemzedék felé. Ebben kulcsszerepe van az egyetemi oktatóknak, akik egyben magas szintű kutatást is végeznek, és saját tapasztalataikat, kérdésselvetéseiket, az aktuális tudományos felfedezéseket, de az azokhoz vezető utat is át tudják adni a diákoknak. Át tudják adni úgy, hogy a diákok ne csak egy megtanulandó tananyagot lássanak a kurzusokban, hanem motivációt, hogy ők is felfedező tudósok legyenek, vagy alkalmazzák a kapott tudásanyagot alkalmazott, gyakorlati kérdések megválaszolására. E két irány azonban nem két párhuzamos életút, kiindulási pontja, gyökere ugyanaz: az alapvetési megfigyelések, elemzések, kísérletek, számolások és modellezések elvégzése. Alapvetés nélkül nincs fejlődés, nincs innováció, és ahogy KARIKÓ Katalin esetében is láttuk, sokszor hosszú és kitartó alapvetés szükséges ahhoz, hogy aztán adott esetben a kapott eredmények közvetlen alkalmazást nyerjenek. A tudományos megismerés, a felfedezés iránti kíváncsiság felkeltése az egyetemi oktatók fontos feladata. Ez több, mint a sokszor száraznak tűnő tudásanyag átadása. Hazánk geológus egyetemi oktatói óriási szerepet játszottak abban, hogy a magyar szakemberek a térség vezető kutatói lettek számos területen, nemzetközi ismertséget szereztek és a Kárpát-Pannon térség földtani öröksége, annak értelmezése általánosan is gazdagítja a természeti folyamatok jobb megismerését. Ebbe beletartozik a kőzettan és geokémia, ami SZABÓ József, majd MAURITZ Béla révén nagyon erős alapokat kapott. Az iskolateremtő nagyságok sorába tartozik SZABÓ Csaba is, aki az ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszéken több évtizeden keresztül óriási energiát fektetett be abba, hogy nemzedékeket vezessen tudományos útra, hogy a kőzettani és geokémiai vizsgálatokkal olyan tapasztalatokat szerezzenek, amit ha nem is mindenki a klasszikus tudósvonalon, de akár alkalmazott földtani feladatok megoldásában, akár munkaszervezési és menedzselési munkákban megkerülhetetlen alappal fel tudjanak használni.

Talán megengedhető az, hogy személyes élményeimből is feltárjak néhány mozzanatot Csabával való kapcsolatomból. Az 1980-as években fiatal diákként ide-oda csapódva igyekeztük megismerni, miről is szól a geológia, érkezett a sok, teljesen új ismeretanyag. Én a térképek és a kirándulások szeretetétől hajtva érkeztem az ELTE földtudomány szakára és ismertem meg az ásványokat, kőzeteket és fossziliákat, hogy mit tudunk a Föld kialakulásáról, hallottam első kézből a lemeztektonika folyamatairól, óceáni medencék

kinyílásáról és a kontinensek vándorlásáról. Végül a kőzetek világa fogott meg, a terepgyakorlatok élményei mellett egy bizonyos kurzus, a kőzetmikroszkópia kerített hatalmába. Belenézni egy kőzetbe, ahol feltárul egy új világ, megérteni a fény terjedését és azt, hogy miképpen segítenek az optikai tulajdonságok a kőzeteket alkotó ásványok felismerésében, ez fantasztikus élmény volt. De ehhez kellett valahogy a sors keze is, egy olyan egyetemi tanár, aki ebbe a csöppet sem egyszerű világba be tudta vezetni az érdeklődő, minden újra rácsodálkozó diákot. Szerencsém volt, vagy ennek így kellett lennie? Abba a csoportba kerültem, ahol SZABÓ Csaba oktatta a kőzetmikroszkópiát, és ez a „szakmai kettőtörés” nemcsak a tudás átadását jelentette, hanem a tudományos érdeklődés felkeltését is. A tudományos kapcsolatból aztán szoros emberi kapcsolat lett, hosszú órák beszélgetései, amelyek a szakma mellett az életben való eligazodást is segítették. Hajnali kelések, hogy elinduljunk egy feltárás begyűjtésére, útközben folyamatos beszélgetésekkel és persze sok vitával is, mind-mind erősítette a gondolkodást, a kérdésfelvetést, a megfigyelések tesztelésének fontosságát. Ez vezetett ahhoz, hogy térségünk mezozoos, majd neogén-kvarter vulkáni kőzeteit modern eszközökkel feldolgozzuk, és azt a késztetést, hogy igyekezzünk kitörni a nemzetközi szakmai térbe is, hogy széles szakmai kapcsolatokat létesítsünk. Ennek köszönhető az a meghatározó élmény, hogy megfigyeléseinket, új elgondolásainkat összefoglaló tanulmányokba önthettük, amik a neves *Tectonophysics*, illetve az *International Geology Review* szakfolyóiratokban jelentek meg (SZABÓ et al. 1992, HARANGI et al. 1996). Együtt vettünk részt számos remek szakmai konferencián, többek között 1990-ben a mainzi IAVCEI vulkanológiai rendezvényen, ahol nemcsak a rendszerváltás utáni eufóriát élhettük át, hanem betekintést is kaptunk a modern fizikai és kőzettani vulkanológia világába. Hazafelé, a repülőúton már nagy izgalommal az első hazai vulkanológiai terepgyakorlat ötletét beszélgettünk meg, amit 1991-ben meg is valósítottunk Gércén.

Csaba amerikai tanulmányútja során is folyamatosan tartottuk a kapcsolatot, ő adta a kőzettani alapot, én igyekeztem hozzátenni az új geokémiai ismereteket, a modellszámításokat a közös értelmezéshez, ami egy másik meghatározó tanulmányhoz vezetett. A térség peridotit kőzetzárványaiban lévő ásványfázisok kémiai összetételét felhasználva számszerűsítettük a földköpenyben uralkodó hőmérséklet, nyomás- és redoxviszonyokat (SZABÓ et al. 1995). Ezek mind meghatározó mérföldkövek voltak szakmai pályafutásomban. Együtt gondolkodtunk sok mindenben, megvitattunk számos szakmai és személyi kérdést, álmodoztunk a jövőről, de Csaba mindig tartott egy kis távolságot. Amikor ő visszatért az amerikai, én pedig egy angliai tanulmányútról, egy hosszú beszélgetésben tisztáztuk, hogy Csaba szerint a jövő nem a közös munkában van, hanem külön-külön kell erősnek lennünk, és külön-külön kell felépíteni egy saját tudományos iskolát. A Kőzettan-Geokémiai Tanszéken 1998-ban ő megalapította a Litoszféra Kutatócsoportot (LRG), én pedig a Vulkanológiai csoportot. Bár külön utakon, de egymás mellett dolgoztunk, a két iskola sikeresen megállta a helyét.

SZABÓ Csaba oktatói, kutatói és emberi személyisége meghatározó volt nemcsak számomra, de tucatnyi, ma már kiváló szakember számára is, akik részben itthon, részben külföldön váltak sikeres kutatóvá, egyesek Lendület- és ERC-nyertesek lettek. Fontosnak tartotta a határon túli magyarok szakmai képzését, rendszeresen járt oktatni Kolozsvárra, és jelentős módon hozzájárult a határon túli magyar nyelvű geológus felsőoktatási képzés újraindításához. Úgy gondolom, Csaba tevékenysége méltó folytatása a SZABÓ József és MAURITZ Béla által megalapozott kőzettani hagyományoknak. Az alábbi rövid tudománytörténeti összefoglalóval az ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszék vezetőjeként, a tanszék képviselőjeként és sok munkatársa nevében is igyekszem tisztelni Csaba kiváló oktatói és iskolateremtői munkássága előtt. A klasszikus petrográfia kialakulása, szerepe a földtani megismerésben és tovább fejlődése a kvantitatív kőzetan felé méltón tükrözi azt az álmodást, amiről Csabával annyit beszélgettünk, és aminek mindketten részei lehettünk.

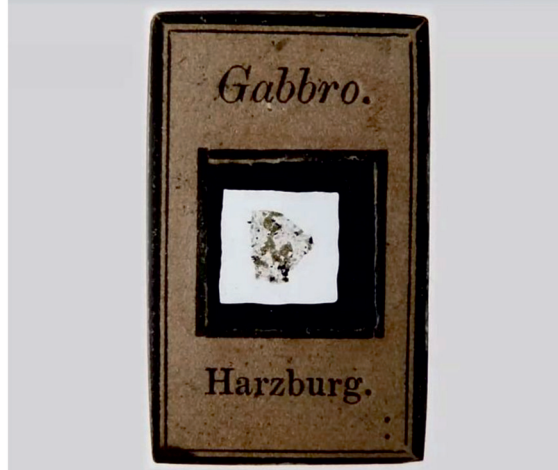
### Az optikai kőzetan, megnyílik egy új világ

A kőzetek vizsgálata kezdetben szabad szemmel és kézi nagyítóval történt, mindez csupán néhány alapkövet elkülönítését tette lehetővé. Az első nagy áttörést az jelentette, amikor nagy felbontással bele lehetett nézni a kőzetekbe, és a mikroszkópos vizsgálatokkal feltárult a kőzeteket alkotó kristályok sokszínűsége, a kristályok változó megjelenése (TOURET 2012). Ehhez a polarizációs mikroszkóp megalkotása és térnyerése kellett, ami az 1800-as évek második felében történt meg. Ennek révén megszületett a kőzetek elemzését végző petrográfia tudománya. Az 1960-as években a pásztázó elektronmikroszkópok további részleteket tártak fel a kőzetek és kristályok felépítéséről, lehetővé vált a kristályok kémiai összetételének nagy pontosságú meghatározása is. Kiderült, hogy az ásványok kémiai jellegét nemcsak a képletükkel lehet leírni, hanem akár egy kristályon belüli kémiai összetételbeli változással, kémiai zónassággal is. A petrográfia és geokémia együttes alkalmazása számszerűsítette a megfigyeléseket, hozzájárult a numerikus modellek megalkotásához, a kristálymegjelenés, a kőzetszövet és az ásvány kémiai összetétel együttes értelmezéséhez. A kísérleti eredmények bevonásával lehetővé vált a megfigyelésekből következtetni a keletkezés körülményeire, sőt számszerűsíteni a kristályosodás során fennálló hőmérsékletet, nyomást, redoxállapotot, olvadákösszetételt, illótartalmat, illetve ezek változását. A 21. században mindehhez hozzákapcsolódott a folyamatok időbeliségének számszerűsítése is. Ma egy kristályon belüli kémiai összetétel változásából a diffúziós kronometria segítségével megbecsülhetjük különböző földtani folyamatok idejét, és ezek átfordíthatók a társadalom számára fontos következtetések levonására. Így például kiszámolható a magma földkérgen keresztül történő felemelkedési sebessége, a vulkáni működéshez vezető magmatározó folyamatok és a vulkánkitörés közötti idő. A petrográfia és az ásványkémia együttes alkalmazása lehető-

séget ad bonyolult folyamatok feltárására, e körülmények számszerű jellemzésére és ez elvezetett az új, kvantitatív kőzetan tudományának kialakulásához.

A petrográfia tudományának kialakulásához több évtizedes, aprólékos felfedező munka, kísérletezés kellett, továbbá a hatékony kommunikáció, ami személyes találkozások, elmélyült beszélgetések során valósult meg. Az első lépés William NICOL skót fizikus, geológus nevéhez fűződik, aki az izlandi Helgustadir kőfejtő egyik bazaltjában víztiszta kalcitkristályt talált. Rasmus BARTHOLIN 1669-ben már leírta e kristály különlegességét, nevezetesen azt, hogy a beeső fénysugár két különböző, egymásra merőleges rezgési irányt mutató poláros komponensre bomlik, azaz optikailag kettőtörést mutat. Ezt a tulajdonságot vélhetően már a vikingek is felismerték, a középkori izlandi szövegekben megjelenő *sólarsteinn*, azaz napkő kifejezés vélhetően az izlandi pátra utalhat. NICOL ezt a tulajdonságot használta fel, hogy kristályok, kőzetek belső szerkezetét felfedje. A kalcitkristályt a rövidebb átlójánál kettévágta, majd kanadabalzssammal összeragasztotta. A kettőtörés után a kanadabalzssamon az ordinárius sugár teljesen visszaverődött, az extraordinárius sugár pedig kisebb törés után tovább haladt. Az optikai petrográfiai mikroszkóp e poláros fénysugáron alapul. NICOL vékony metszeteket készített kristályokról és megkövesedett fákról, és ezeket e technikával áteső fényben tudta vizsgálni. Habár e módszert már az 1820-as években fejlesztette, leírás hiányában évtizedeken keresztül nem vált ismertté. Az 1840–60-as években Henry Clifton SORBY és Adolph Friedrich OSCHATZ készített egymástól függetlenül kőzetből vékonycsiszolatokat, hogy azokat áteső poláros fényben elemezze (TOURET 2012). A kőzetdarabokat kanadabalzssammal ragasztották üveglemezre, az áteső poláros fényben pedig feltárult a kristályok különböző optikai tulajdonsága, ami hozzájárult azonosításukhoz. SORBY számos publikációban (pl. SORBY 1858, 1864) különböző mikroszkópos metszeteket mutatott be, köztük a Vezúv kőzetüveges vulkáni képződményeiről (1. ábra), de meteoritokról is. Továbbá, gázbuborék-tartalmú zárványokat azonosított kristályokban és úgy vélte, ezek fontos információkat nyújtanak a kőzetek keletkezéséről. Ezek a szilikátolvadék- és fluidzárványok jó száz évvel később kerültek a tudományos vizsgálatok fókuszába és aztán játszottak központi szerepet SZABÓ Csaba kutatásában is. OSCHATZ ugyancsak gyönyörű vékonycsiszolatokat készített különböző németországi kőzetekről (1. ábra), azonban eredményeit csak helyi konferenciákon mutatta be, így munkája jórészt ismeretlen maradt. SORBY a londoni Földtani Társulatban szenvedélyesen beszélt felfedezéseiről: „there is no connexion between the size of an object and the value of a fact and that, though the objects I have described are minute, the conclusions to be described from the facts are great”, azaz „nincs összefüggés egy tárgy mérete és értéke között, bár az általam leírt tárgyak parányiak, a tényekből levonható következtetések nagyok”. Habár e bejelentéseit nagy vita fogadta, és sokan szkeptikusak voltak a felfedezések és maga a módszer tekintetében, miszerint „hogyan is lehet mikroszkóppal hegyeket vizsgálni”, nem sokkal később forradalmasította a kőzettani kutatásokat.

A.

B. Die Präparate von Dr. phil. A. F. Oschatz -  
einem Pionier der Dünnschliffherstellung

**I. ábra.** A. SORBY rajza a Vezúv egyik lapillidarabjának mikroszkópos megjelenéséről (SORBY 1858); B. OSCHATZ harzburgi gabbrról készült vékonycsiszolata

(<https://www.tmg-tuebingen.de/die-prepare-von-a-f-oschatz-pionier-der-duennschliffherstellung/>)

**Figure 1.** A. SORBY's sketch of microscopic image of a lapilli from Vesuv (SORBY 1858); B. Thin section of a gabbro from Harzburg from the OSCHATZ collection

(<https://www.tmg-tuebingen.de/die-prepare-von-a-f-oschatz-pionier-der-duennschliffherstellung/>)

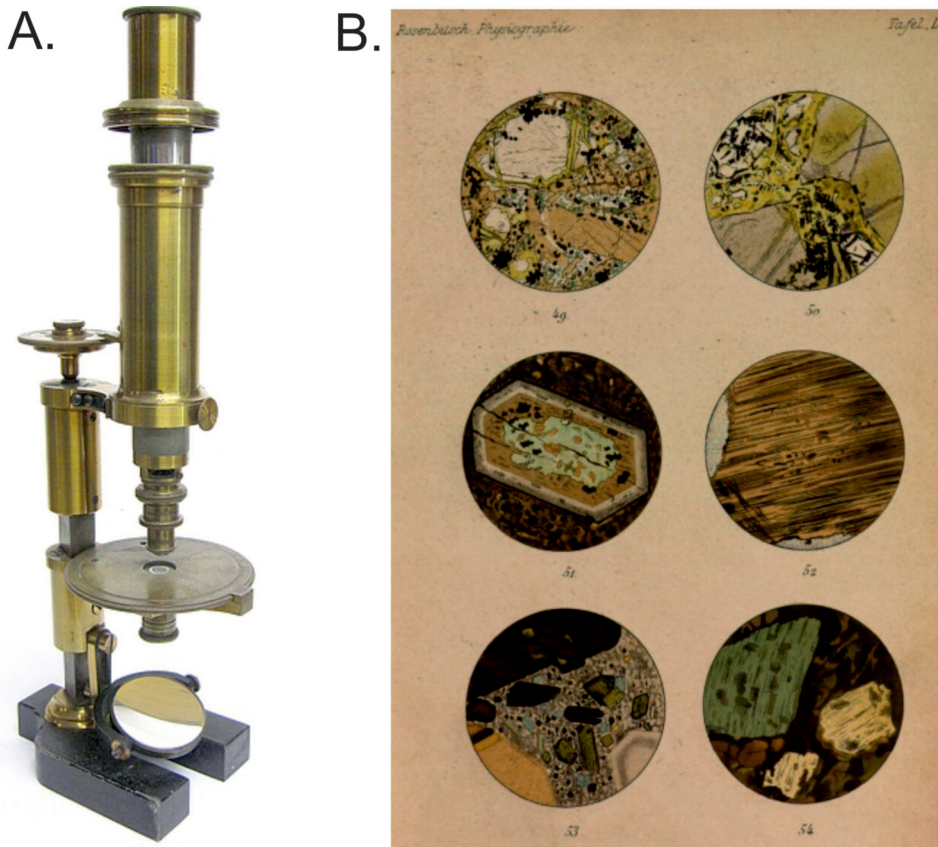
Az új felfedezések hatékony geológiai alkalmazásához azonban szükséges volt a mikroszkópok fejlesztése. Giovanni Battista AMICI Firenzében a távcsövek kromatizmusának problematikáján dolgozott, és ennek eredményeképpen elkészítette az első akromatikus lencsákat. AMICI az 1830-as években megalkotta az első polarizációs, akromatikus mikroszkópot, ami felkeltette a francia Pierre-Armand DUFRÉNOY érdeklődését, és azonnal rendelt magának egy darabot, hogy a párizsi ásványtani intézetében végzett kutatásokhoz használhassa. Német területen Paul Heinrich GROTH, a kristálytan egyik alapító tudósa folyamodott von Rudolf FUESS szakértelméhez, hogy készítsen neki egy „kristályoptikai univerzális készüléket”. FUESS együtt dolgozott Karl Heinrich Ferdinand ROSENBUSCH professzorral, akivel 1871-ben kifejlesztették az első teljesen felszerelt és küllemre is kiválóan kinéző polarizációs mikroszkópot (2. ábra). A készülék annyira nagy érdeklődést keltett, hogy FUESS cége teljes mértékben átállt a mikroszkópok gyártására.

A mikroszkópos vizsgálatok sokáig csak lokális alkalmazást jelentettek, egyrészt a kételkedő hozzáállás, másrészt az ismeretek lassú terjedése, illetve a megfelelő mikroszkópok hiánya miatt. FUESS mikroszkópjai nagy áttörést jelentettek. ROSENBUSCH mellett Ferdinand ZIRKEL, leMBERGI professzor volt az új vizsgálatok úttörő alkalmazója. ZIRKEL egy rajnai hajóúton találkozott SORBYval, akit meghívott otthonába, és a beszélgetés során előkerültek a vékonycsiszolatos felfedezések is. ZIRKEL meglátta ebben a lehetőséget, és rögtön az új módszer híve lett. 1866-ban egy több mint ezeroldalas könyvet publikált (ZIRKEL 1866), aminek címében már szerepel a petrográfia név: *Lehrbuch der Petrographie*. Ezt követte a bazaltok mikroszkópos vizsgálatáról készült munka (ZIRKEL 1870), majd *Microscopical*

*Petrography* című könyvében (ZIRKEL 1876) már különböző kőzetekből készült számos gyönyörű, mikroszkópos szöveti kép rajza jelent meg. ROSENBUSCH *Die mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine* című könyvében (2. ábra; ROSENBUSCH 1875) először szerepeltek olyan kifejezések, mint *idiomorf*, *hipidiomorf*, *pilotaxitos*, *hialopilites*, illetve *panidiomorf szemcsés* megjelenés. Ezek a munkák rakták le a kőzetek szöveti és ásványtani elemzésének, azaz a petrográfia tudományának alapkövét.

### A hazai petrográfia kialakulása

SZABÓ József, a hazai geológia, ásványtan és kőzetan egyik legmeghatározóbb alakjának kiválóságát tükrözi az is, ahogy rögtön felismerte az új mikroszkópos eljárás hatékonyságát és mindent megtett azért, hogy ezt alkalmazhassa, sőt bevonja az oktatásba (CSATH 2023). Tudomást szerzett SORBY eljárásáról, miszerint kőzeteket, kristályokat vékonyra csiszolva el lehet érni, hogy az áthatoló fény sugaral új részleteket lehessen felismerni. Hazánkban akkor HANTKEN Miksa már használta a mikroszkópos elemzést foraminiferák felismeréséhez, azonban a kőzetek vizsgálatához egy különleges, polarizációs mikroszkópra volt szükség. SZABÓ már tudott ZIRKEL eredményeiről is, aki Bécsben végzett kutatásokat, és Heinrich FISCHER professzorhoz fordult, hogy közelebbről megismerje a forradalmian új eljárást. Tőle kapott részletes leírást a mikroszkóp mellett a vékonycsiszolatok elkészítéséről is. Beszerezte ZIRKEL és ROSENBUSCH petrográfiai könyveit, kapcsolatot alakított ki FUESS-szel, és a pénzügyi nehézségek ellenére is igyekezett mikroszkópot vásárolni. 1880-ban a mikroszkóp földtani alkalmazásáról tartott előadást a Természettudományi Társulatban, 1883-ban írt könyvének címében már szerepel a petrográfia név (SZABÓ 1883), majd 1891-ben egyértelműen leszögezi elkötelezettségét az új tudomány felé: „A petrográfiai sistematikának eszköze a mikroszkop s az eredmény lényegében a mikroskopi petrografia.” (3A ábra; SZABÓ 1891). A Selmec környéki földtani felépítést leíró munkájában eképpen írt: „Minden vidéken, melyen geológiai kutatást szándékozunk tenni, első, hogy az eltérőnek látszó kőzetekből gyűjtünk, azokat petrográfiai meghatározás után megnevezzük, s így tudomást nyerünk arról, hogy ott e tekintetben mi van”. Leszögezte azonban azt is, hogy a petrográfia egy eszköz a földtani folyamatok részletesebb megismerése felé: „mentől inkább bemélye-



2. ábra. Rudolf FUESS első közzétett polarizációs mikroszkópja (A) és ROSENBUSCH 1875-ös könyvének egyik mikroszkópos petrográfiai képeket tartalmazó illusztrációs táblája (B)

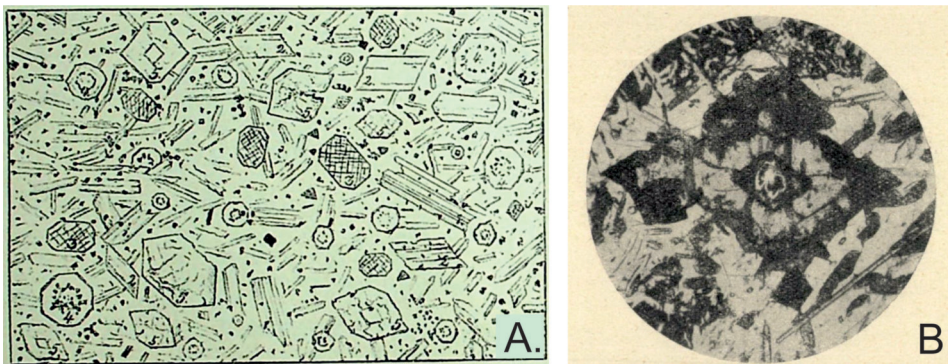
Figure 2. A) The first petrographic polarizing microscope produced by Rudolf FUESS. B) One of the illustration tables of microscopic petrographic pictures of various igneous rocks from the 1875 book of ROSENBUSCH

dünk a részletekbe, annál világosabb lesz előttünk, hogy a petrográfiailag meghatározott kőzetről nem csak azt tudjuk, hogy mi, hanem azt is, hogy miként van ott, mi módon és micsoda relatív időben foglalta el a helyét”. SZABÓ közzétett kutatásainak egyik nagy eredménye volt a trachycsoport osztályozása, ami mellett úttörő módon ismert fel magmakeveredési folyamatokat (SZABÓ 1894). Sőt, már akkor helyesen

cseki alsó kréta vulkáni kőzetekről is (MAURITZ 1913). Fontos hangsúlyozni, hogy MAURITZ felfogása mennyire megelőzte korát. A petrográfiai leírások mellett tanulmányában szerepeltek geokémiai elemzési adatok is, azaz elsők között integrálta a közzétett és geokémiai megfigyeléseket és eredményeket.

### Bepillantás a földköpenybe

A felszínen lévő magmás kőzetek elemzése egyre jobb betekintést adott tulajdonságukról, kialakulásuk körülményeiről, a földkéreg fejlődésében betöltött szerepükről. A mélyebb földköpeny világa időben egy kicsit elmaradva táruult fel a tudósok előtt. Az optikai mikroszkópos szöveti elemzések az 1970-es években vezettek el a földköpeny felső részének jobb közzétett megismeréséhez. A litoszféra al-



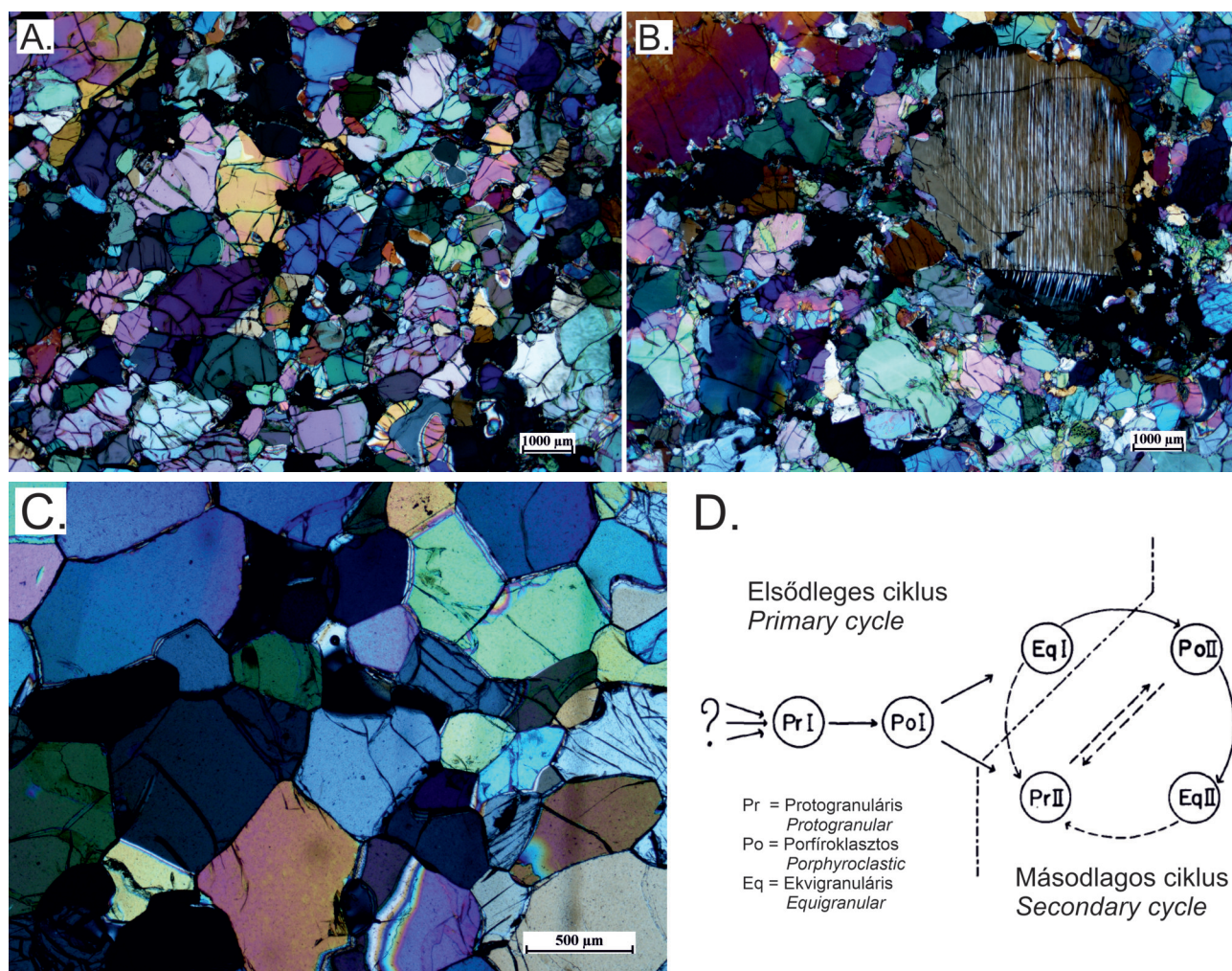
3. ábra. A. Vulkanai kőzet vékonycsiszolatának mikroszkópos képe SZABÓ József könyvében, amelyben olivint, piroxént, földpátot, magnetitet és leucitot ismer fel (SZABÓ 1883). B. MAURITZ Béla egyik mikroszkópos metszete, ami iddingsitizes olivinkristályt mutat a Ság-hegy bazaltjában (MAURITZ & HARWOOD 1937)

Figure 3. A. Drawing of the microscopic picture of a volcanic rock in the book of SZABÓ (1883). It contains olivine, pyroxene, feldspar, magnetite and leucite. B. Microscopic picture of an iddingsitized olivine in the basalt of Ság Hill (MAURITZ & HARWOOD 1937)

só részét képviselő földköpenyből a bazaltos magmák sodorhatnak magukkal kisebb-nagyobb kőzetdarabokat, és gyors magmafeláramlás esetén ezek eredeti kőzettani és geokémiai tulajdonságukat megtartva felszínre juthatnak, egyedi lehetőséget nyújtva a földköpeny felső részének közvetlen elemzésére. Ezeket a xenolitokat, azaz a mélyben felkapott kőzetdarabok bazaltokban lévő zárványait korábban egyszerűen „olivinbombáknak” nevezték. Az uralkodó olivin-kristályok mellett azonban több-kevesebb rombos (orto-) és monoklin (klino-) piroxént is tartalmaznak piciny spinell kristályok mellett, kőzettanilag peridotitok. Ezek nagy része lherzolit, azaz az olivin és ortopiroxén mellett jelentékeny (>5 tf%) mennyiségű klinopiroxént is tartalmaznak, de vannak klinopiroxén-szegény harzburgitok is, ritkán szinte tisztán olivinkristályokból álló dunitek, illetve ortopiroxénben szegény, az olivin mellett főleg klinopiroxént tartalmazó wehrlitok. A mikroszkópos elemzések a kísérleti kőzettani eredményekkel együtt világosan bizonyították, hogy ezek a

kőzetek alkotják a földköpeny felső részét (KUTOLIN 1970, NICOLAS et al. 1972, MERCIER & NICOLAS 1975).

MERCIER & NICOLAS (1975) nyugat-európai és hawaii peridotitok részletes mikroszkópos elemzése és az eredmények statisztikai feldolgozása alapján rámutatott arra, hogy a földköpeny felső része a viszonylag egyszerű ásványtani összetétel ellenére sem homogén. A kristályok megjelenése, alakja, nagysága, egymáshoz való kapcsolódása a földköpenyben zajló fizikai folyamatokra utal, a kőzetek szövete szilárd fázisban zajló átalakulással reagál. Az eredeti, a Föld kezdeti fejlődése során kialakult magmás litológia a földköpenyben tehát számos átalakuláson megy keresztül, kőzettanilag és kémiaailag is törekedve az egyensúlyi állapot kialakítására. Ebből a szempontból tehát a bazaltokban lévő peridotit xenolitok már inkább metamorf kőzeteknek vehetőek, jóllehet csoportosításuk az úgynevezett magmás ultramafikus kőzetcsoporthoz történik (LE BAS & STRECKEISEN 1991). MERCIER & NICOLAS (1975) a peridotitok három fő



**4. ábra.** A földköpeny kőzetének, a peridotitnak fő szöveti típusai keresztezett nikolos mikroszkópos felvételeken: (A) a legősibb protogranuláris (Pr); és az új körülményekhez alkalmazkodó (B) porfiroklastos (Po) és (C) ekvigranuláris (Eq) szövet és (D) ezek kapcsolata MERCIER & NICOLAS (1975) értelmezésében. A peridotitzárványok Libiából származnak

**Figure 4.** The main textural types of peridotite, the principal lithology of the upper mantle in cross-polarizing microscopic pictures: A. protogranular (Pr) ancient type; B. porphyroclastic (Po) and C. equigranular (Eq) types equilibrated with the new conditions and D. their relationships as interpreted by MERCIER & NICOLAS (1975). The peridotite xenoliths were collected in Libya

szöveti típusát különítette el a legősbibbtlől az átkristályosodással egyensúlyi állapotot mutató szerkezetig (4. ábra): (a) protogranuláris, amelyben szabálytalan határvonal mentén érintkeznek a különböző méretű kristályok; (b) porfiroklasztos, ahol nagy méretű olivin és vagy/ortopiroxén kristályok (porfiroklaszt) vannak jóval kisebb nagyságú kristályhalmazban és (c) ekvigranuláris, ahol hasonló méretű szemcsék sok esetben 120 fokot bezáró hármasponttal és egyenes szemcsehatárral jellemzett érintkezésben vannak, utalva a fizikai és kémiai egyensúlyi állapotra. Ezek a szöveti csoportok átmeneti típusokkal kapcsolódnak egymáshoz, nem ritkák például a porfiroklasztos ekvigranuláris szövetű peridotitok. A protogranuláris szövet képviseli a magmás peridotit litológiát, míg a (b) és (c) állapot már fokozatos metamorf átalakulást jelent (MERCIER & NICOLAS 1975). A peridotitok jellemzése tehát egyrészt ásványtani és szöveti leírást jelent, amihez nélkülözhetetlen a mikroszkópos elemzés, másrészt geokémiai, ami további bepillantást ad a földköpenyben zajló folyamatokról.

A lherzolit klinopiroxén-tartalmának csökkenése a bazaltos olvadékképződéssel és magmaeltávozással magyarázható, azaz a harzburgitok túlnyomó része olvadékképződésen átesett, visszamaradt kőzetanyagként értelmezhető. A dunitek többnyire reakciófolyamat során alakulnak ki, míg a wehrlitek bazaltos magma szerepére utalnak. A bazaltokban lévő peridotit zárványok uralkodóan spinelltartalmúak, azaz 40–80 kilométer mélységek között származnak. Ahol mélyebb a litoszféra alsó határa, ott előfordulnak gránát-tartalmú peridotitok is, a spinell ugyanis nagyjából 80 kilométer mélység alatti nyomáson már nem stabil, és helyette gránát jelenik meg. A kismértékű olvadással, nagyobb mélységben kialakuló bazaltmagmák kémiai összetétele utal arra, hogy gránát jelenlétében jöttek létre, azaz 80 kilométernél mélyebben, általában az asztenoszférában, míg kőzetdarabokat a merev litoszféra földköpeny területéről tudnak felhozni, ahol spinell-peridotitok vannak. Ez azt jelenti, hogy a bazaltokban lévő peridotit kőzetzárványok nem a bazaltmagmák forrásterületét képviselik, hanem a felette lévő litoszféraköpeny-zónáról adnak információt. Gránát-peridotit kőzetzárványok elsősorban olyan területeken vannak, ahol a bazaltos magma vastag litoszférát tört át. A peridotit xenolitok olykor amfibolt és flogopitot is tartalmazhatnak, amelyek vizes fluidumok és a peridotit kölcsönhatása során történt reakcióval, azaz metasomatózissal alakulnak ki. A fluidum lehet oldat és olvadék is, nagy részük egykori szubdukcióhoz köthető, kisebb részük pedig az asztenoszférából származó kis térfogatú olvadékokat képviseli. A merev, stabil litoszféra-földköpenyből származó peridotitzárványok tehát e módosító folyamatokról is tájékoztatást adnak.

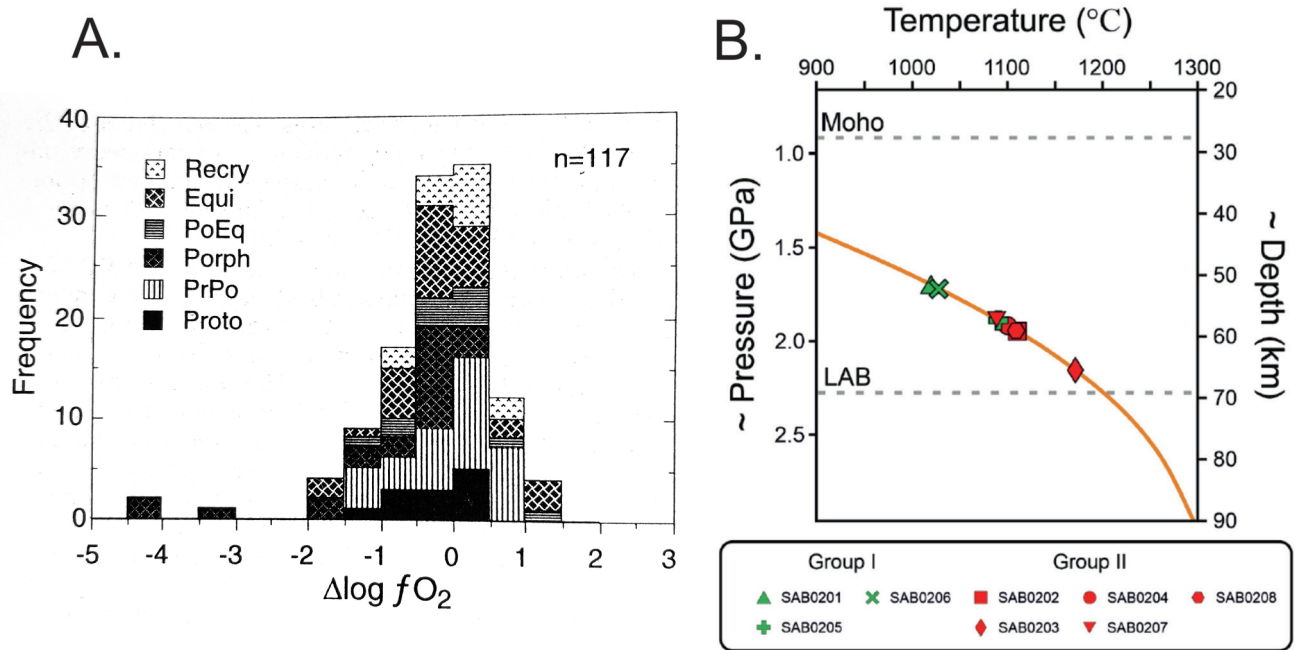
A Kárpát–Pannon térségben lévő miocén–kvarter alkáli bazalt vulkáni mezőket létrehozó magmák nem kevés peridotit-kőzetzárványt hoztak a felszínre, amelyek betekintést adnak a terület alatti legfelső földköpeny jellegéről és az ott zajlott folyamatokról. EMBEY-ISZTIN Antal úttörő vizsgálatait (EMBEY-ISZTIN 1976, EMBEY-ISZTIN et al. 1989, DOWNES et al. 1992) követően SZABÓ Csaba kezdeti vizsgálatai feltárták, hogy térségünkben ennél idősebb magmás kőzetekben,

a késő kréta lamprofirókban is nem kevés peridotit-kőzetzárvány van (SZABÓ 1985, SZABÓ et al. 1993, GUZMICS et al. 2008, NÉDLI et al. 2010). A későbbiekben Csaba és tanítványainak kutatási fókuszja a miocén–kvarter alkáli bazaltokban lévő kőzetzárványokra, elsősorban a földköpeny eredetű kőzetekre irányult, ami számos kiváló publikációt eredményezett, nemzetközi szinten is ismertté téve a térség földköpenykutatását (SZABÓ & TAYLOR 1994; SZABÓ et al. 1995, 2004; FALUS et al. 2000, 2008; BALI et al. 2002, 2007, 2008; ZAJACZ & SZABÓ 2003; HIDAS et al. 2007, 2010; ZAJACZ et al. 2007, BERKESI et al. 2012; KOVÁCS et al. 2012; ARADI et al. 2017, 2020; LIPTAI et al. 2017; PATKÓ et al. 2019, 2020, 2021, 2022, 2024). A kőzettani elemzésekben nagy szerepet kaptak a szöveti jellemzések, a kristályorientációs vizsgálatok, amelyek a földköpeny legfelső részében zajló deformációs folyamatokba és reológiai viszonyokba adtak új betekintést. A petrográfiai elemzések geokémiai vizsgálatokkal kombinálva számszerűsítették az uralkodó hőmérséklet, nyomás- és redoxviszonyokat, ezzel feltérképezve az alattunk lévő felső földköpeny állapotát (5. ábra). A következtetések kitértek a litoszféra dinamikus változására is. KOVÁCS et al. (2012), illetve PATKÓ et al. (2024) a Pannon-medence központi részén, a földkéreg alatt elkülönítettek egy ősi litoszféra földköpenyanyagot és alatta egy frissebb, a Pannon-medence alatti kőzetburok-ekenziót követő hűlés során az asztenoszféra felső részéből származó litoszféra földköpenyegységet. A peridotit xenolitokban lévő amfibol és flogopit változatos metasomatikus átalakító folyamatokat rögzít, amiről további részleteket árul el a peridotit ásványfázisaiban megmutatkozó nyomelem összetételbeli változékonyság.

A földköpenyt alkotó peridotit kőzetek megismerése Arthur HOLMES korai, mérföldkövet jelentő megállapításától (HOLMES 1931) a leíró, elemző kőzettani vizsgálatokon keresztül jutott el a kvantitatív kőzettani rekonstrukciókhoz, ahol a petrográfia és geokémia együttes eredményei számszerűsítik a földköpeny fizikai és kémiai tulajdonságait, az uralkodó állapotjelzőket (hőmérséklet, nyomás, redoxviszonyok). Ezek nélkülözhetetlenek a földi és planetáris kvantitatív modellek kialakításában és futtatásában. SZABÓ Csaba és a Litoszféra Kutatócsoport (később Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium) munkatársainak több évtizedes kutatásai és ezek eredményei felhelyezték térségünket a földköpenyről kialakított tudás térképére.

## Kvantitatív petrológia és kőzettani vulkanológia

A vulkáni kőzetek kutatása és a vulkanológia sokáig külön utakat járt, az utóbbi esetében nagyobb szerepet kapott a vulkáni képződmények rétegtani jellemzése és különböző típusú vulkánkitörésekhez való kötése (fizikai vulkanológia). A kőzettani kutatások először a geokémiai elemzésekkel kapcsolódtak össze. Az 1960–70-es években a holdkutatás megerősítette a tudományos hátteret, új műszerek kerültek kifejlesztésre és a tudományba való bevonásra, ezek új

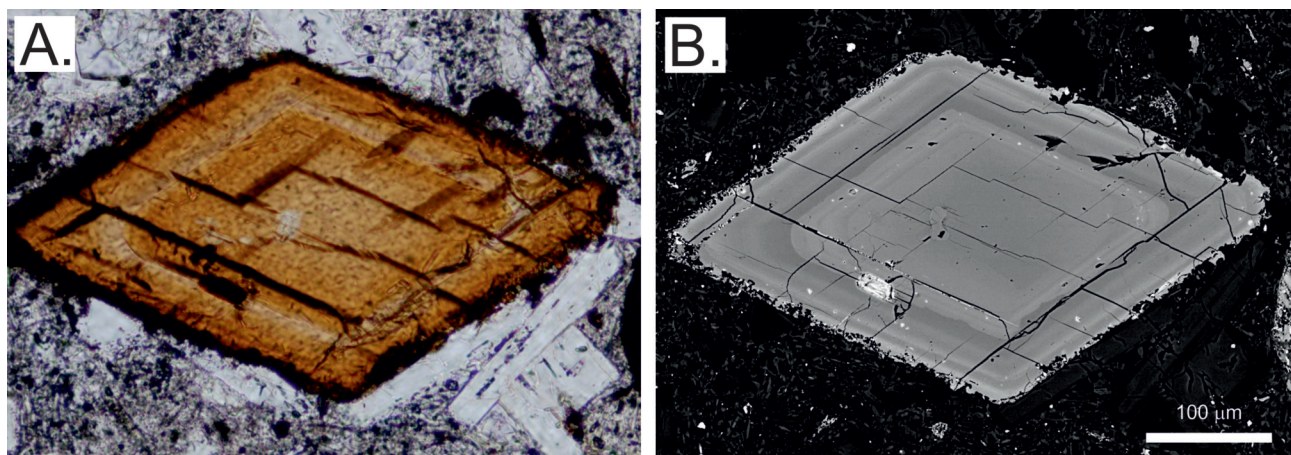


**5. ábra.** Három évtizedes út a földköpeny eredetű peridotitok kvantitatív értelmezése felé: (A) A Kárpát-Pannon térség bazaltjaiban előforduló, különböző szövétű peridotit xenolitokban lévő ásványfázisok (olivin és spinell) kémiai összetételéből számolt oxigén-fugacitás értékek SZABÓ et al. (1995) munkájából és (B) sabari (Balaton-felvidék) peridotitzárványokban lévő piroxének kémiai összetételéből számolt hőmérséklet-értékeknek a térség alatti geotermára illesztése PATKÓ et al. (2024) tanulmányában

**Figure 5.** The progress towards the quantitative interpretation of mantle-derived peridotites over three decades: (A) Oxygen fugacity values were calculated from chemical composition of coexistent olivine and spinel phases found in different textural types of peridotite in the Carpathian-Pannonian Region presented by SZABÓ et al. (1995). (B) Temperature values calculated from chemical composition of pyroxene phases of the peridotite from Sabar, Balaton Highland inserted on the geotherm beneath this area from the publication of PATKÓ et al. (2024)

perspektívákat nyújtottak. Ilyen volt a pásztázó elektronmikroszkóp megjelenése, amelynek képalkotási lehetősége szélesítette az optikai mikroszkóp által nyert ismereteket. A scanning és a visszazórt elektronképek, valamint a katód-lumineszcens felvételek új információkat adtak, amiben a kémiai összetételváltozás is tükröződött. A visszazórt elektronképek szürke árnyalatai az ásványfázisok kémiai összetételére érzékeny mintázatot nyújtanak (6. ábra). Minél nagyobb mennyiségben vannak jelen a nagy rendszámú

elemek (pl. vas, kalcium) annál világosabb szürke szín jelenik meg, a sötétebb szürke színek pedig a nagyobb koncentrációjú magnézium-, illetve nátriumtartalomra utalnak. A szürke szín árnyalatainak változásai nagyobb felbontással mutatták be azt, hogy egyes kristályok komplex kémiai összetételűek, azaz kémiailag zónásak. A kémiai összetétel változásáért a kristályosodás körülményei felelősek. A kőzettenhez kapcsolódott a kémiai összetételekkel foglalkozó geokémia, és elválaszthatatlan része lett az értelmezések-



**6. ábra.** A székeleyföldi Csomád dácitjában lévő amfibol optikai polarizációs mikroszkópos (A) és pásztázó elektronmikroszkóppal készült visszazórt elektronképe (B) Kiss et al. (2014) nyomán

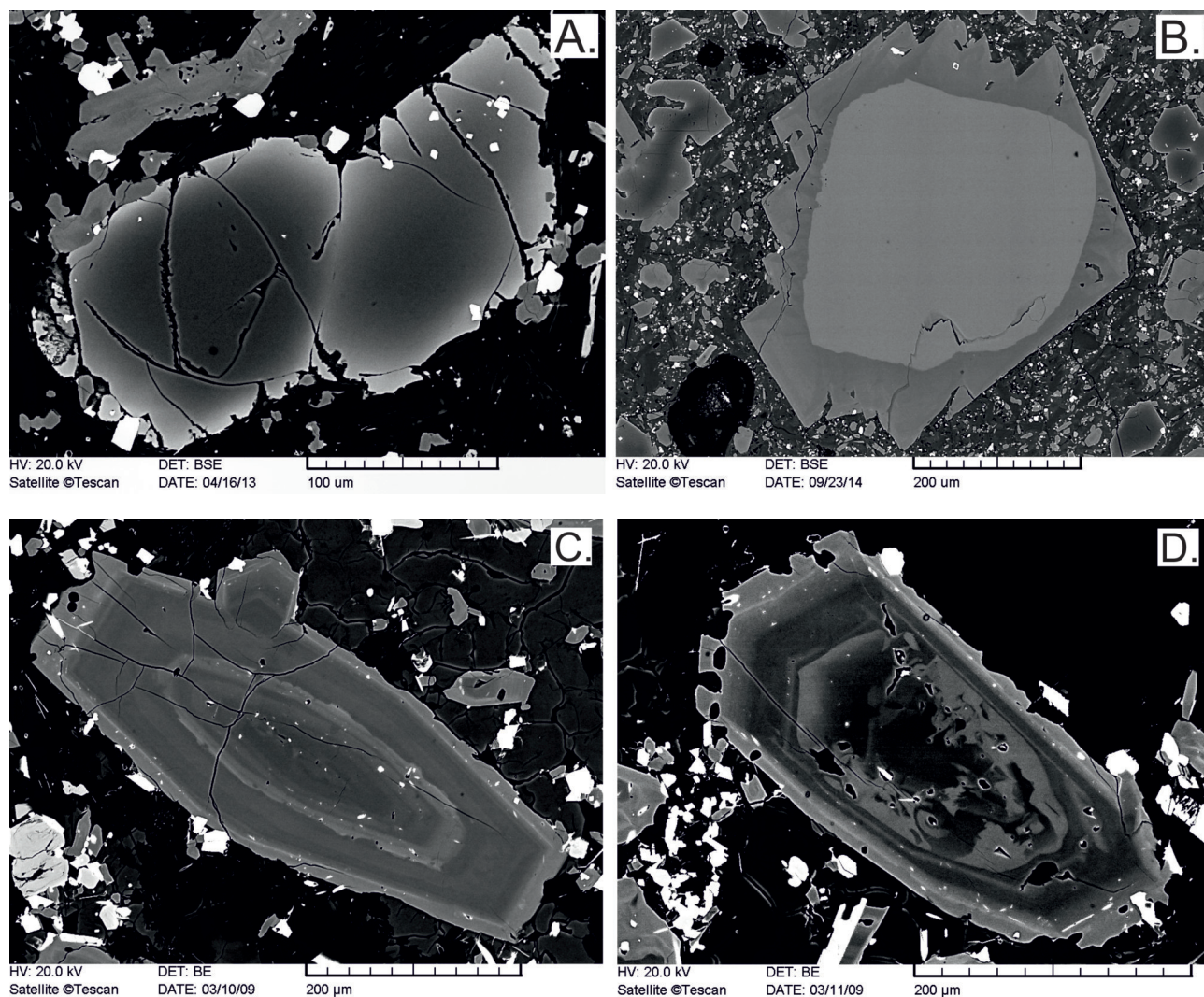
**Figure 6.** (A) Optical polarizing microscopic picture and (B) back-scattered electron image produced by scanning electron microscope of an amphibole crystal in the dacitic volcanic rock of Ciomadul (SE Carpathians) after Kiss et al. (2014)

nek a termodinamika is, ami magyarázatot ad az ásványfázisok stabilitására és összetétel-változására is. Egy olvadékból kristályosodó ásványfázis összetétele függ a vele egyensúlyban lévő olvadék kemizmusától, beleértve az oldott illó (víz) tartalmát is, függ a keletkezés során fennálló hőmérséklettől, nyomástól és sok esetben a redox (oxidatív, illetve redukzív) környezettől is. Ha ezek közül bármelyik is változik, az tükröződik a kristály összetételében, azaz akár egy kristály növekedése során a változó körülmények különböző összetételű növekedési zónát eredményeznek. A forradalmi változás e kapcsolatrendszer pontosabb megértése volt, amikor matematikai egyenletekkel lehetett kifejezni ezeket az összefüggéseket (PUTIRKA 2008). Ehhez a közettan, a kémiai összetétel meghatározásának tökéletesítése, a közettani kísérletek eredményeinek és a termodinamika törvényszerűségeinek bevonása volt szükséges.

A kémiai összetétel kristályon belüli pontszerű meghatározását az elektronmikroszkópok, avagy mikroszondák detektorainak fejlesztése tette lehetővé. A hullámhosszdiszperzív detektorok már nagy pontossággal voltak képesek meghatározni számos kémiai elem mennyiségét, amivel akár mikronnyi felbontással lehet követni az összetétel változását. Az optikai mikroszkópok szöveti jellemzése kiegészült a visszaszórt elektronképek nagyobb felbontású kristályméretű elemzéseivel, amihez szorosan kapcsolódtak a pontos kémiai összetételadatok. Az értékelések felbontása is nőtt, a kulcskérdések közé felkerült a kristályok belső szerkezetében megfigyelt tulajdonságok értelmezése, a kémiai zónásság magyarázata (7. ábra). A kristályok innentől kezdve olyan szerepet töltek be, mint a fák évgyűrűi: a növekedési zónák tükrözik a keletkezés körülményeit annak változásait, sőt a jelentős romboló hatásokat is, amikor a kristály nem növekszik, hanem visszaolvad, visszaoldódik (STRECK 2008). A kristáluskálájú elemzések összesítésével a teljes kőzet kialakulására, magmás kőzet esetében a magmás folyamatokra lehetett újszerű magyarázatot adni. A kísérleti közettani eredmények és azok termodinamikai matematikai egyenletekbe való foglalása lehetővé tette a kristályosodás állapotjelzőinek számszerűsítését. Először a vas-titan oxidok, azaz az egyensúlyban kristályosodott Ti-magnetit és ilmenit összetételeiből adták meg a keletkezési hőmérsékletet és a redoxviszonyt leíró oxigénfugacitás értéket (BUDDINGTON & LINDSLEY 1964), majd összefüggést találtak az olivin és az egyensúlyi olvadék kémiai összetétele és a képződési hőmérséklet között (HAKLI & WRIGHT 1967, ROEDER & EMSLIE 1970). Nem sokkal később kvantifikálták a különböző kristályszerkezetben létrejövő egyensúlyi földpátok (STORMER 1975), valamint piroxének összetétele (WOOD & BANNO 1973, WELLS 1977, BREY & KOHLER 1990), továbbá az együtt kristályosodott amfibol és plagioklász összetétele (BLUNDY & HOLLAND 1990, HOLLAND & BLUNDY 1994) és a keletkezési hőmérséklet közötti kapcsolatot. Ma már számos kristály- és olvadékösszetétel geotermométer és geobarométer, oxibarométer létezik, fontos azonban hangsúlyozni, hogy ezek alkalmazása nagy körültekintést igényel, figyelembe kell venni ezek kalibrálásának körülményeit és a használati korlátokat.

Az új kvantitatív petrológia (PUTIRKA 2008, WIESER et al. 2024) további tudományos ajtókat nyitott ki, új világba engedett betekintést és eddig még fel nem tett kérdéseket indukált. Ma már a gépi tanulás algoritmusaival igyekeznek még hatékonyabbá tenni a geotermo-barométerek és geokemométerek eredményeit (PETRELLI et al. 2020, HIGGINS et al. 2022, JORGENSEN et al. 2022, PETRELLI 2024, WEBER & BLUNDY 2024). Az integrált közettani és geokémiai vizsgálati eredmények rámutattak arra, hogy a magmás folyamatok nagy része nyílt rendszerű (STRECK 2008), azaz mind anyag-, mind energia-kölcsönhatás lejátszódik. Másként mondván, nem csak hogy nem ritka, hanem általános, hogy különböző magmák keverednek egymással, időben akár nőhet is a hőmérséklet egy magmás rendszerben, amennyiben friss, forró magma érkezik a magmatározóba, a különböző időben és különböző olvadékokból kikristályosodott ásványfázisok keveredhetnek egymással (CZUPPON et al. 2012). Mindezeket a nem egyensúlyi szövetek, a kristályok eltérő szerkezete és zónássági mintázata is tükrözi (pl. egymást egyensúlyi környezetben kizáró ásványfázisok is megjelenhetnek ugyanabban a kőzetben, mint például olivin és kvarc). Az új kérdések új vizsgálati területeket nyitottak, ezekhez új nevezéktan is társult. Ilyen volt például az *antekristály* elnevezés megjelenése. 2001-ben, egy Penrose-konferencián a riolitos magmás rendszerek dinamikája, élet-tartama volt a kiemelt téma. A szakmai vita során felmerült, hogy miképpen lehet elnevezni a méretüket tekintve fenokristálynak, azaz az alapanyagtól elkülönülő, azonban egyéb tulajdonságait tekintve a magmás rendszerben a kitörő magmával nem egyensúlyi viszonyban lévő, a geotermometriai számolások alapján eltérő hőmérsékleten kialakult, kémiai összetételét tekintve a kitörő magmától eltérő összetételű olvadékból létrejövő kristályokat. Wes HILDRETH, a USGS nagy tekintélyű, tapasztalt vulkanológusa, térképező geológusa javasolta azt, hogy ezeknek legyen *antekristály* a nevük, és a terminus azóta meghonosodott (CHARLIER et al. 2005, DAVIDSON et al. 2007). A kitörő magmából létrejövő ásványfázisokat *autokristálynak* nevezhetjük. Az antekristály elnevezés használata a cirkonalapú kutatásokba is bekerült (CHARLIER et al. 2005, MILLER et al. 2007), ahol nemcsak az összetétel és kristály megjelenése, hanem a képződési idő is alátámasztotta azt, hogy ezek a kristályok a vulkáni működéshez képest jóval, akár több tízezer-százezer évvel korábban jöttek létre. Azonban ugyanahhoz a magmás rendszerhez tartoznak, azaz ilyen értelemben kogenetikusak a magmában lévő ásványfázisokkal.

Az antekristály eredet értelmezéséhez integrált petrográfiai és ásványkémiai elemzések szükségesek, amik azt is kideríthetik, hogy akár egyetlen kristályon belül is lehetnek antekristály és autokristály növekedési területek (8. ábra). A vizsgálatok emiatt új eljárásokat, új szemléletet kívántak. Abból kiindulva, hogy a kristály fejlődése a kristálymagtól a kristályperemig tart, a rétegtanban ismert módszerrel, egyfajta *kristálysztratigráfiai* szemlélettel követhető, hogy a kristálymagtól a peremig tartó összetételbeli zónásság és szerkezeti elemek időben hogyan következnek, és milyen magmás folyamatot jelezhetnek (7. és 8. ábra; DAVIDSON et



**7. ábra.** Vulkanai kőzetekben lévő ásványfázisok belső felépítése mikroszkopos visszacsórt elektronképen. A szürke különböző színárnyalatai a kémiai összetétel tükrözik: a sötétebb szürke szín magnéziumban gazdagabb zónát jelöl, azaz primitívebb magmából kristályosodott területet, a világos szürke szín pedig nagyobb rendszámú elemekben, például vasban való gazdagságot jelez, ezek a kristályzónák fejlettebb magmából váltak ki. A kristályok belső zónássága, mint a fák évgűrűi jelzik a kristály kialakulása során változó környezetet. (A) Normál zónás olivin folyamatos zónahatárral (Fekete-hegy, Balaton-felvidék); (B) Reverz, lépcsős zónás monoklin piroxén a bondorói bazaltban (Balaton-felvidék). (C-D) A bárri leucitben lévő monoklin piroxének komplex belső felépítése: (C) Oszillációs zónás monoklin piroxén. (D) Monoklin piroxén foltos kristálymaggal és normál zónás továbbnövekedéssel

**Figure 7.** Inner structure of various mineral phases in volcanic rocks based on back-scattered electron images. The distinct greyscales reflect the chemical composition: dark grey zones are richer in Magnesium, therefore crystallized from primitive magmas, whereas light grey areas contain elements with larger atomic number, such as iron and this suggests formation from evolved magma. The inner zonation of phenocrysts indicates the changing condition during crystal growth, similarly as tree rings. (A) Normal zonation with continuous boundary in olivine crystal from Fekete Hill (Balaton Highland). (B) Reverse step zoning in clinopyroxene macrocrysts in the basalt from Bondoró (Balaton Highland). (C-D) complex zoning patterns in clinopyroxene macrocrysts of the leucite at Bár (South Hungary): (C) Oscillatory zoning. (D) Patchy crystal core followed by normal zoned overgrowth

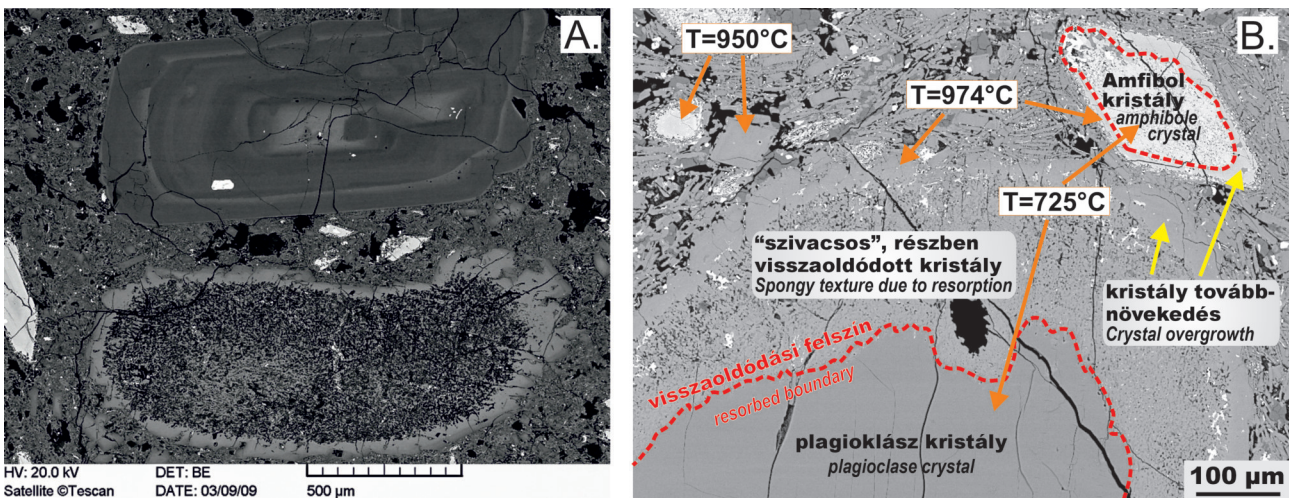
al. 2007; STRECK 2008). Amennyiben a kristálymagtól a peremig a kémiai összetételváltozás a hőmérséklet-csökkenéssel összekapcsolható kristályosodásnak felel meg (pl. magnézium csökkenése olivinben, kalcium csökkenése plagioklászban), akkor az *normál zónásság*ként írható le (7A ábra). Ha ezzel ellentétes a kristályon belüli összetételváltozás, akkor *reverz zónásság*ot mondunk (7B ábra). A kémiai összetétel változása lehet viszonylag éles, de lehet folyamatos is. Az előbbi esetnek *lépcsős zónásság* a neve. Van, amikor ritmikusan, visszatérően változnak az eltérő kémiai összetételbeli zónák (ez különösen gyakori a plagioklászok esetében), ennek *oszillációs zónásság* a neve (7C ábra).

Természetesen fontos a kristály alakja, a sajátalakú, éles kristálylapokkal rendelkező ásványfázisok egyensúlyi kristályosodást jeleznek a környező olvadékkal, amit adott esetben az alapanyag kőzetüvege képviselhet. Ez azonban csak a külsőre, azaz az utolsó időszakra vonatkozik. Számos alkalommal tapasztalható az, hogy a kristály sajátalakú, azonban belsejében lekerekített vagy szabálytalan alakú, eltérő összetételű zónát tartalmaz (7B ábra). Ez azt jelenti, hogy a kristálynövekedés kezdetben más magmában, más állapotjelzők között történt, majd a kristály új környezetbe került, és a legutolsó zóna már a vulkánkitörés előtti állapotot tükrözi. A kristályok e komplex belső felépítése a magmafajlól-

dés nyílt rendszerű, egymást követő, különböző eseményeket tükröző sorrendjét mutatja (7. és 8. ábra). Ilyen esetben, de a kristályok külső peremén is találkozhatunk visszaolvadási felszínnel, ami lehet kerekded, de szabálytalan lefutású is. Ezek azt jelzik, hogy az adott összetételű kristály termodinamikai stabilitása megszűnt, mert valamelyik külső környezeti változóban jelentős változás történt (pl. a kristály jelentősen eltérő összetételű magmába került, vagy nagymértékű hőmérséklet-emelkedés történt). Ezért a kristály elkezd visszaolvadni vagy reakcióba lépni a környező olvadékkal mindaddig, amíg a környezet lehetővé teszi a további kristálynövekedést. Ez azonban már az eltérő viszonyok következtében ugyanazon ásvány kristályán különböző kémiai összetételű növekedési zóna kialakulását okozza. A visszaolvadás során kialakulhat szivacsos vagy szivacsos-sejtes kristályszerkezet (8. ábra), ami mind optikai mikroszkóppal, mind visszaszórt elektronképen jól felismerhető. A petrográfiai vizsgálatok ezzel újfajta aspektust kapnak. Most már nemcsak a kőzetben lévő ásványfázisok felismerése és azok relatív mennyiségének megállapítása fontos, hanem a kristálysztruktúrái elemzésekkel (zónássági és kristályszöveti jellemzők leírása) a magmafejlődési történet feltárása is, azaz egyfajta kőzettani detektív munka.

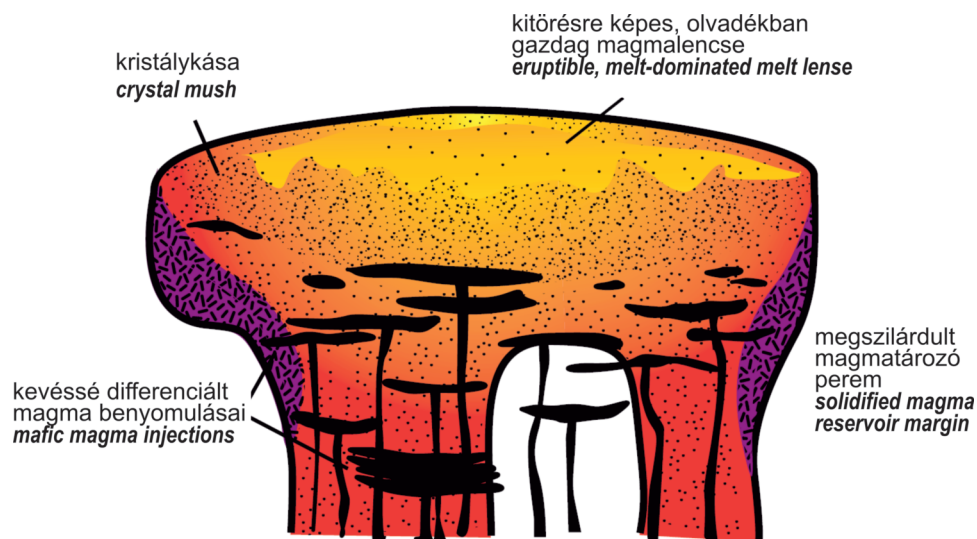
A már említett, 2001-es Penrose-konferencián szintén

HILDRETH fogalmazta meg, hogy a magmatározókat alapvetően kristálygazdag magma alkotja, amit a korábban már használt terminussal (MARSH 1981, 1988, 1996) *crystal mush*-nak, azaz kristálykásának nevezett (9. ábra; HILDRETH 2004; HILDRETH & WILSON 2007). A kristálykása-állapotban a magma több mint 50%-ban szilárd komponenst, azaz kristályokat tartalmaz, és ez azt jelenti, hogy oly mértékben nagy a viszkozitása, hogy fizikailag nem képes a földkéregben mozogni, azaz nem képes vulkánkitörést táplálni. Ahogy azonban változik ez az arány, és az olvadékfrakció kerül túlsúlyba, akkor a viszkozitás nagymértékben csökken, akárcsak a magma sűrűsége, és ezzel kitörésre képes magmatömeg alakul ki. A 21. század eleje tehát jelentős paradigmaváltást hozott: a korábbi, olvadékkal kitöltött magmakamra modelljét felváltotta a kristálykása alkotta magmatározó modellje (BACHMANN & BERGANTZ 2004, HILDRETH 2004, BACHMANN & HUBER 2016, CASHMAN et al. 2017, SPARKS & CASHMAN 2017, SPARKS et al. 2019) és a kapcsolódó kulcskérdés: mi okozza a vulkánkitöréseket, hogyan válik egy magma fizikailag kitörésre alkalmassá (HUBER et al. 2011, PARMIGIANI et al. 2014). A cirkon kormeghatározási vizsgálatok azt is kimutatták, hogy a kristálykása magmatározók hosszú időn keresztül (több tízezer-százezer éven keresztül) képesek fennállni még akkor is, ha a tűzhá-



**8. ábra.** (A) Két nagyon eltérő megjelenésű plagioklász makrokristály egymás mellett a csonádi dácitban: a felső kristály oszcillációs zónásságot mutat, ami a magmatározóban kisebb hőmérséklet-fluktuációt és a magma víztartalmának kismértékű változását jelzi, az alsó kristály magjának erős szivacsos szerkezete azt mutatja, hogy olyan környezetbe került (valószínűleg egy magas hőmérsékletű, mafikusabb olvadékba), ahol részlegesen visszaolvadt, majd a vulkánkitörés előtt növekedett tovább. Ezek a kristályok ugyanannak a magmatározónak eltérő részén, eltérő időben alakultak ki, mindkettő antekristály, és csak a legkülső vékony szegély kristályosodott a kitörő magma olvadékából, azaz autokristály eredetű. (B) A petrográfiától a kvantitatív petrológiáig és petrogenetikai értelmezésig. A csonádi dácitban lévő plagioklász belső része homogén, Na-ban gazdagabb összetételű, ami az amfibol alumíniumban szegény kristálymagjával együtt 725 °C hőmérsékleten keletkezett egy fejlett magmában. A magmatározóba magas hőmérsékletű, kevésbé differenciált magma érkezett, amiben a plagioklász és amfibol sem volt stabil, ezért mindkét ásványfázis részlegesen visszaolvadt, és szivacsos szerkezetűvé vált. Nem sokkal később, már a vulkánkitörés előtt az új olvadékösszetételnek és hőmérsékletnek megfelelő vékony kristályperem nőtt a plagioklászra és amfibolra is. A geotermometriai számítások szerint a magmatározóban több mint 200 °C-kal emelkedett a hőmérséklet, a kristályperemek 950-975 °C-on alakultak ki. A vulkánkitörés oka a friss magmával való feltöltődés volt, ez reaktiválta (részben felolvastotta) az alacsony hőmérsékletű kristálykását, és vezetett nagyon rövid idő alatt vulkánkitöréshez.

**Figure 8.** (A) Plagioclase macrocrystals close to one another with very different inner structure in a dacitic volcanic rock of Ciomadul: the upper crystal shows oscillatory zoning, reflecting the subtle fluctuations in temperature and melt water content. The other crystal has a strongly spongy inner structure suggesting resorption in a more mafic magma at higher temperature followed by overgrowth just prior to the eruption. These crystals were formed at different parts and presumably at different times in the same magma reservoir. Both are antecrystals and only the outermost thin margin can be regarded as autocrystals, i.e., crystallized from the erupted magma. (B) From petrography to the quantitative petrology and petrogenetic interpretation. The interior of the plagioclase macrocryst in the Ciomadul dacite is homogeneous and clean. It has Na-rich composition and crystallized coexisting with the crystal core of the Al-poor amphibole macrocryst from an evolved magma at 725 °C temperature. During a recharge event, hot mafic magma intruded into the felsic magma reservoir and this resulted in thorough resorption. Both mineral phases became out of their stability field and therefore partially melted causing spongy texture. Just before the eruption, the condition stabilized and new crystal zones were formed, but with different chemical composition. Using geothermometric calculations, this crystal growth took place at 950-975 °C, i.e., at about 200 °C higher temperature. We can conclude that this magma recharge initiated the reactivation of the low-temperature viscous crystal mush body and rapidly led to volcanic eruption.



**9. ábra.** A vulkánok alatti magmatározó új, kristálykása modellje (HILDRETH & WILSON 2007, valamint COOPER 2017 ábrája nyomán). A magmatározó többszöri magma felnyomulása során kialakult kristálykása állapotban van, ami fizikailag kitörésre nem képes magmatömeget jelent. Peremi része a nagy hőmérsékleti gradiens miatt megszilárdulhat, de a belseje hosszú időn keresztül tartalmazhat olvadékfázist. A magmatározóba ismételtlen érkeznek különböző összetételű és hőmérsékletű magmatömegek. Amennyiben a kristálykása tározóban olvadékfrakcióban gazdag magmatömegek tud elkülönülni, fizikailag kitörésre képes magma jön létre, ami vulkánkitörésre vezethet

**Figure 9.** The new crystal mush concept of the subvolcanic magma reservoir (HILDRETH & WILSON 2007; after the figure by COOPER 2017). The magma reservoir consists of highly crystalline magma called crystal mush, which formed during repetitive magma injection into the shallow crust. This crystal mush physically unable to erupt. The marginal parts are cooled and solidified, but the interior can be kept in melt-bearing stage for prolonged period. During the lifetime of the crystal mush magma reservoir several magma injections occur. If the melt fraction between the crystal phases can be physically separated and accumulated in the upper part of the magma reservoir, the melt-dominated body can segregate and this results in volcanic eruption

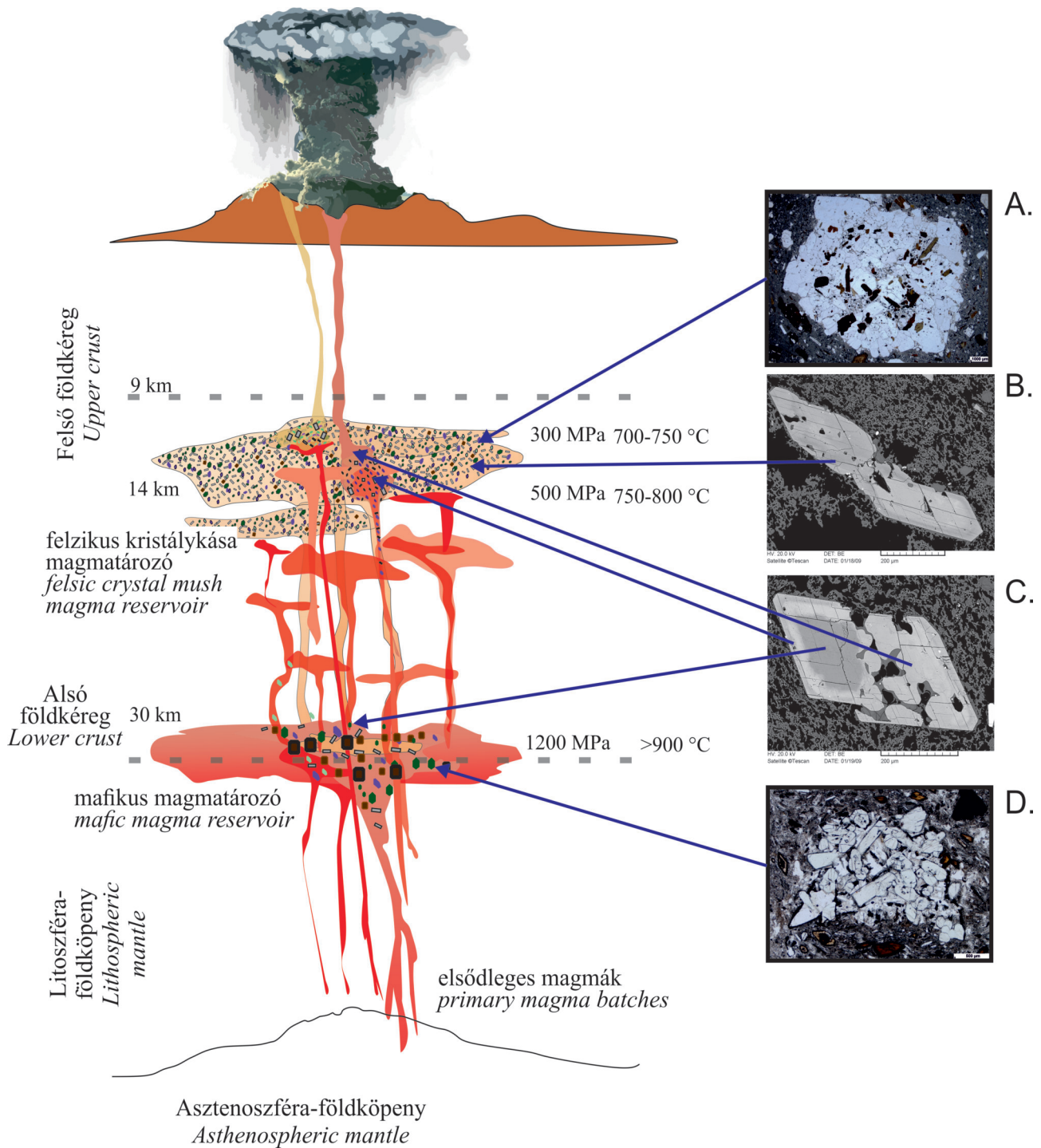
nyó hosszú nyugalmi állapotban van (COOPER 2019, LUKÁCS et al. 2021).

A magmatározó paradigmaváltás létrehozta a kőzettani vulkanológia tudományterületet, azaz a petrológia és a vulkanológia integrációját. Ez szemléletváltást is jelentett: a vulkáni működés megértésének kulcsa most már a magmatározó, avagy a magmás folyamatok jellemzése lett (10. ábra). Sőt, arra a kérdésre is a kőzettani vulkanológia adhatja meg a választ, hogy a kitörés robbanásos vagy effúzív (lávaöntő) lesz-e (CASSIDY et al. 2018, POPA et al. 2021). Ezek pedig már olyan kérdések, amik a vulkáni veszélyértékelésben és veszélykezelésben, a vulkáni kitörés előrejelzésében is alapvető fontosságúak, és a társadalom, az emberélet és az anyagi javak védelmében megkerülhetetlen információkat adnak. A kőzettani vulkanológiai kutatások pedig alapvetően „békeidőben” végezhetőek, amikor az adott tűzhányó esetében éppen nincs aktivitás, és ekkor állítható fel a vulkán egyedi működési kórlapja. Alap kutatás nélkül itt sincs eredmény, a békeidőben végzett kőzettani vulkanológiai kutatások eredményei sosem tudni mikor lesznek nagyon is aktuálisak, mikor óvnak embereket. E kérdéskörben természetesen felmerül az idő kérdése, mint például mennyi idő alatt reaktiválódhat egy kitörésre nem képes kristálykását tartalmazó magmatározó, és alakulhat ki belőle kitörésre már képes magmatömegek, illetve mi okozza ezt a folyamatot.

A magmás folyamatok, különösen a vulkáni működés előtti állapotváltozások időtartamának számszerűsítésére is ma már megvan a lehetőség. Ennek eszköze a diffúziós kronometria (COSTA et al. 2020, COSTA 2021, CHAKRABORTY &

DOHMEN 2022), aminek a lényege az, hogy kémiai zónasságot mutató kristály esetében találni kell olyan kémiai elemet, aminek diffúziós sebessége magmás hőmérsékleten viszonylag nagy (azaz a kémiai különbség kiváltotta elemvándorlás számottevő). Ebben az esetben, ha történik egy olyan magmás esemény, ami jelentős összetételbeli változást okoz a kristály növekedése során, ez egy éles, visszazórt elektromos képen is jól megfigyelhető kémiai összetételbeli (szürke szín) váltásban lesz látható. Az éles határ azonban magmás hőmérsékleten idővel elmosódik, az átmenet folyamatossá válik, aminek az oka egyes kémiai elemek diffúziója. Ahogy a hőmérséklet hirtelen lecsökken, a diffúzió is leáll. A mikroszondamérésekkel ma már nagy felbontással, egy vonal

(profil) mentén is kaphatunk pontos kémiaiösszetétel-adatokat. Ennek lefutása pedig modellezhető a kísérleti munkák során meghatározott diffúziós együtthatók alkalmazásával. A valós kémiai koncentrációváltozás (pl. a magnéziumkoncentráció változása olivinben és rombos piroxénben, illetve plagioklászban, a titán változása kvarcban), és a diffúziós együtthatóval különböző eltelt időkre szerkesztett görbék összeillesztése alapján kiszámolható, hogy mennyi időt töltött a kristály a változást okozó folyamat (pl. egy alacsony hőmérsékletű kristálykása magmatározóba magas hőmérsékletű magma benyomulása) és a vulkánkitörés között a magmában, tehát mennyi idő telt el a kitörésre képes magmatömegek létrehozása és a vulkánkitörés között. A numerikus modellekkel (BURGISSER & BERGANTZ 2011) is összhangban lévő eredmények meglepő, de nagyon is fontos új eredményt hoztak: nyugodt állapotból akár néhány hónap alatt kialakulhat pusztító vulkánkitörés (DRUITT et al. 2012). A diffúziós kronometria az integrált petrográfiai és geokémiai vizsgálatokkal segíti a magmatározóban zajló bonyolult magmakeveredési folyamatok feltárását és annak időbeli lefolyását, ahogy arra MAREN KAHL adott úttörő példát az Etna esetében (KAHL et al. 2011, 2015, 2017). A kvantitatív kőzettannak egyre nagyobb a szerepe a vulkánkitörés előrejelzésében és monitorozásában (GANSECKI et al. 2019, RE et al. 2021, HALLDÖRSSON et al. 2022, KAHL et al. 2022, BAXTER et al. 2023, CARACCIOLLO et al. 2023), ami kiemeli e kutatások fontos társadalmi szerepét és új perspektívát ad a kőzettani vulkanológiai tudományos munkának.



**10. ábra.** A székellyföldi Csomád alatti magmatározó rekonstrukciója az integrált petrográfia és geokémia, valamint kvantitatív kőzettan eszközeinek segítségével (CSERÉP et al. 2023 nyomán). (A)-(D) a dácitban lévő kristályfázisok a földkéreget átszelő magmatározó rendszer különböző részeiből származnak. (A) Többfázisú kristálycsomó a felzikus kristálykása darabja; (B) Reverz zónás amfibolkristály, belseje a kristálykása része volt, pereme a kitérés előtt keletkezett hibrid olvadákból. (C) komplex szerkezetű amfibol, sötétebb magja a magmatározó mélyebb részén alakult ki, és a mafikus magmával szállítottott a sekély magmatározóba. A világosabb színű amfibol a kristálykása része volt, a magmafeltöltést jellemző hőhatás következtében rezorbeálódott. (D) a mafikus kristálycsomó a magmatározó mélyebb részén lévő mafikus magmából keletkezett, és a feltöltő magma szállította a sekély magmatározóba közvetlenül a kitérés előtt

**Figure 10.** Reconstruction of the magma reservoir system beneath Ciomadul (SE Carpathians) using integrated petrography observations and geochemical data, and quantitative petrology tools (after CSERÉP et al. 2023). (A)-(D) Crystal phases in the dacite derived from different parts of the magma reservoir. (A) Multi phase crystal clots, a fragment of the shallow felsic crystal mush. (B) Reverse zoned amphibole, the interior was part of the crystal mush, whereas the margin was formed just prior to the eruption from a hybrid magma. (C) Complex zoned amphibole, the darker inner core crystallized from a mafic magma at greater depth and was transported to the shallow magma reservoir by the recharge magma. The light grey amphibole was part of the crystal mush and resorbed when hot recharge magma injected into the shallow magma reservoir. (D) Mafic crystal clots were formed in a mafic magma at the lower crust and were transported into the shallow magma reservoir by the recharge magma just before the eruption

## Zárógondolatok

A polarizációs mikroszkóp használata ma is meghatározó, még egy olyan világban is, amikor a műszeres elemzések ontják a különféle adatokat. Ezek a kémiaiösszetétel-adatok azonban nem érthetőek, nem értelmezhetőek anélkül, hogy magunk is lássuk a kőzeteket alkotó fő és járulékos ásványok megjelenését, a teljes kőzet szövétét. A kristályszerkezet megfigyelések és a pontszerű kémiai mérések eredményei együtt egy új megismerés felé viszik a tudományt, ami már számszerűsíti, kvantifikálja a leírásokat, ahogy SZABÓ József is felismerte és megjegyezte, mindezt azért, hogy mélyebben megismerjük azt is, hogy egy kőzet alkotói miért vannak ott, hogyan és milyen körülmények között keletkeztek. A kvantitatív petrológia ezzel már olyan válaszokat tud adni, ami felhasználható természeti veszélyhelyzetek előrejelzésében és kezelésében, azaz társadalmilag fontos tudományos megállapításokat képes tenni. SZABÓ Csaba az ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszék oktatójaként nemcsak a mikroszkópos kőzettani és petrográfiai, majd geokémiai alaptudást adta át a hazai és határon túli diákoknak, hanem a motivációt is a kutatás, a felfedezés felé. Szerepe SZABÓ Józsefet és MAURITZ Bélát követően megkérdőjelezhetetlen a magyar magmás kőzettani iskola eredményességében. Magam sem tudom jobban zárni összegzésemet, mint hogy ez a cikk nem született volna meg, ha az 1980-as évek elején nem kerülök Csaba kőzetmikroszkópia gyakor-

lat csoportjába, ha nem inspirál a vele folytatott számtalan szakmai és személyes jellegű megbeszélés, valamint álmodozás a tudomány és az élet jobbításának reményében.

## Köszönetnyilvánítás

A magmás kőzetan, a petrográfia és a mikroszkópos kőzetan alapjait SZABÓ Csabától tanultam, a vele való szakmai beszélgetések és viták jelentősen hozzájárultak szakmai gondolkodásom alakulásához. A kőzettani vulkanológia módszereinek alkalmazásában és fejlesztésében sokat jelentettek a kollégáimmal és diákjaimmal végzett közös kutatások. Közülük is különösen nagy köszönettel tartozom az alábbiaknak: Hilary DOWNES, Olivier BACHMANN, Luca CARICCHI, Theo NTAFLÓS, Nino SEGHEDI, Wes HILDRETH, Maurizio PETRELLI, KISS Balázs, JANKOVICS Éva, LUKÁCS Réka, KLÉBESZ Rita, SÁGI Tamás, CSERÉP Barbara és SZEMERÉDI Máté. Köszönöm LUKÁCS Rékának, hogy a kézirat első változatát alaposan átolvasta, és javaslatokkal segítette a végleges kézirat kialakítását. Köszönöm M. TÓTH Tivadar és ARADI László konstruktív bírálói javaslatait. Az integrált kőzettani és geokémiai, valamint kvantitatív petrológiai kutatási módszerek számos projekt alapját képezték, amelyek nélkülözhetetlen anyagi alapot adtak a kutatómunkához, ehhez tartozik a jelenlegi NKFIH OTKA K 135179 sz. projekt.

## Irodalom – References

- ARADI, L. E., HIDAS, K., KOVÁCS, I. J., TOMMASI, A., KLÉBESZ, R., GARRIDO, C. J. & SZABÓ, C. 2017: Fluid-Enhanced Annealing in the Subcontinental Lithospheric Mantle Beneath the Westernmost Margin of the Carpathian–Pannonian Extensional Basin System. – *Tectonics* **36/12**, 2987–3011. <https://doi.org/10.1002/2017TC004702>
- ARADI, L. E., BALI, E., PATKÓ, L., HIDAS, K., KOVÁCS, I. J., ZANETTI, A., GARRIDO, C. J. & SZABÓ, C. 2020: Geochemical evolution of the lithospheric mantle beneath the Styrian Basin (Western Pannonian Basin). – *Lithos* **378–379**, 105831. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105831>
- BACHMANN, O. & BERGANTZ, G. W. 2004: On the Origin of Crystal-poor Rhyolites: Extracted from Batholithic Crystal Mushes. – *Journal of Petrology* **45/8**, 1565–1582. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh019>
- BACHMANN, O. & HUBER, C. 2016: Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. – *American Mineralogist* **101**, 2377–2404. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5675>
- BALI, E., SZABÓ, C., VASELLI, O. & TÖRÖK, K. 2002: Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary. – *Lithos* **61/1**, 79–102. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00075-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00075-5)
- BALI, E., FALUS, G., SZABÓ, C., PEATE, D. W., HIDAS, K., TÖRÖK, K. & NTAFLÓS, T. 2007: Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? – *Mineralogy and Petrology* **90/1**, 51–72. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0167-z>
- BALI, E., ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I., SZABÓ, C., HALTER, W., VASELLI, O., TÖRÖK, K. & BODNAR, R. J. 2008: A Quartz-bearing Orthopyroxene-rich Websterite Xenolith from the Pannonian Basin, Western Hungary: Evidence for Release of Quartz-saturated Melts from a Subducted Slab. – *Journal of Petrology* **49/3**, 421–439. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm086>
- BAXTER, R. J. M., MACLENNAN, J., NEAVE, D. A. & THORDARSON, T. 2023: Depth of Magma Storage Under Iceland Controlled by Magma Fluxes. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **24/7**, e2022GC010811. <https://doi.org/10.1029/2022GC010811>
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104/2**, 208–224. <https://doi.org/10.1007/BF00306444>
- BREY, G. P. & KOHLER, T. 1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. – *Journal of Petrology* **31**, 1353–1378. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>
- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H. 1964: Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. – *Journal of Petrology* **5**, 310–357. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>

- BURGISSER, A. & BERGANTZ, G. W. 2011: A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. – *Nature* **471**, 212–215. <https://doi.org/10.1038/nature09799>
- CARACCILO, A., BALI, E., HALLDÓRSSON, S. A., GUDFINNSSON, G. H., KAHL, M., ÞÓRÐARDÓTTIR, I., PÁLMAÐÓTTIR, G. L. & SILVESTRI, V. 2023: Magma plumbing architectures and timescales of magmatic processes during historical magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland. *Earth and Planetary – Science Letters* **621**, 118378. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118378>
- CASHMAN, K. V., SPARKS, R. S. J. & BLUNDY, J. D. 2017: Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes. – *Science* **355**, eaag3055. <https://doi.org/10.1126/science.aag3055>
- CASSIDY, M., MANGA, M., CASHMAN, K. & BACHMANN, O. 2018: Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. – *Nature Communications* **9**, 2839. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05293-3>
- CHAKRABORTY, S. & DOHMEN, R. 2022: Diffusion chronometry of volcanic rocks: looking backward and forward. – *Bulletin of Volcanology* **84/6**, 57. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01565-5>
- CHARLIER, B. L. A., WILSON, C. J. N., LOWENSTERN, J. B., BLAKE, S., VAN CALSTEREN, P. W. & DAVIDSON, J. P. 2004: Magma Generation at a Large, Hyperactive Silicic Volcano (Taupo, New Zealand) Revealed by U–Th and U–Pb Systematics in Zircons. – *Journal of Petrology* **46/1**, 3–32. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egh060>
- COOPER, K. M. 2017: What Does a Magma Reservoir Look Like? The “Crystal’s-Eye” View. – *Elements* **13/1**, 23–28. <https://doi.org/10.2113/gselements.13.1.23>
- COOPER, K. M. 2019: Time scales and temperatures of crystal storage in magma reservoirs: implications for magma reservoir dynamics. – *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **377(2139)**, 20180009. <https://doi.org/10.1098/rsta.2018.0009>
- COSTA, F. 2021: Clocks in Magmatic Rocks. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **49**, 231–252. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-080320-060708>
- COSTA, F., SHEA, T. & UBIDE, T. 2020: Diffusion chronometry and the timescales of magmatic processes. – *Nature Reviews Earth & Environment* **1/4**, 201–214. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0038-x>
- CSATH B. 2023: A fémnikroszkóp rövid története és magyarországi használatának elterjedése a geológia területén. – *Földtani Közlöny* **153**, 71–80.
- CSEMERÉP, B., SZEMERÉDI, M., HARANGI, S., ERDMANN, S., BACHMANN, O., DUNKL, I., SEGHEDI, I., MÉSZÁROS, K., KOVÁCS, Z., VIRÁG, A., NTAFLÓS, T., SCHILLER, D., MOLNÁR, K. & LUKÁCS, R. 2023: Constraints on the pre-eruptive magma storage conditions and magma evolution of the 56–30 ka explosive volcanism of Ciomadul (East Carpathians, Romania). – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **178/12**, 96. <https://doi.org/10.1007/s00410-023-02075-z>
- CZUPPON, G., LUKÁCS, R., HARANGI, S., MASON, P. R. D. & NTAFLÓS, T. 2012: Mixing of crystal mushes and melts in the genesis of the Bogács Ignimbrite suite, northern Hungary: An integrated geochemical investigation of mineral phases and glasses. – *Lithos* **148**, 71–85. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.009>
- DAVIDSON, J. P., MORGAN, D. J., CHARLIER, B. L. A., HARLOU, R. & HORA, J. M. 2007: Microsampling and Isotopic Analysis of Igneous Rocks: Implications for the Study of Magmatic Systems. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **35**, 273–311. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140211>
- DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & THIRLWALL, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109/3**, 340–354. <https://doi.org/10.1007/bf00283323>
- DRUITT, T. H., COSTA, F., DELOULE, E., DUNGAN, M. & SCAILLET, B. 2012: Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. – *Nature* **482/7383**, 77–80. <https://doi.org/10.1038/nature10706>
- EMBEY-ISZTIN, A. 1976: Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the lake Balaton, Hungary. – *Earth and Planetary Science Letters* **31**, 297–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90223-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90223-5)
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. – *Journal of Petrology* **30**, 79–105. <https://doi.org/10.1093/ptrology/30.1.79>
- FALUS, G., SZABÓ, C. & VASELLI, O. 2000: Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry. – *Terra Nova* **12/6**, 295–302. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00313.x>
- FALUS, G., TOMMASI, A., INGRIN, J. & SZABÓ, C. 2008: Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. – *Earth and Planetary Science Letters* **272/1**, 50–64. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.035>
- GANSECKI, C., LEE, R. L., SHEA, T., LUNDBLAD, S. P., HON, K. & PARCHETA, C. 2019: The tangled tale of Kīlauea’s 2018 eruption as told by geochemical monitoring. – *Science* **366/6470**, eaaz0147. <https://doi.org/10.1126/science.aaz0147>
- GUZMICS, T., KODOLÁNYI, J., KOVÁCS, I., SZABÓ, C., BALI, E. & NTAFLÓS, T. 2008: Primary carbonatite melt inclusions in apatite and in K-feldspar of clinopyroxene-rich mantle xenoliths hosted in lamprophyre dikes (Hungary). – *Mineralogy and Petrology* **94/3**, 225–242. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0014-5>
- HAKLI, T. A. & WRIGHT, T. L. 1967: The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **31**, 877–884.
- HALLDÓRSSON, S. A., MARSHALL, E. W., CARACCILO, A., MATTHEWS, S., BALI, E., RASMUSSEN, M. B., RANTA, E., ROBIN, J. G., GUDFINNSSON, G. H., SIGMARSSON, O., MACLENNAN, J., JACKSON, M. G., WHITEHOUSE, M. J., JEON, H., VAN DER MEER, Q. H. A., MIBEI, G. K., KALLIOKOSKI, M. H., REPCZYNSKA, M. M., RÚNARSDÓTTIR, R. H., SIGURÐSSON, G., PFEFFER, M. A., SCOTT, S. W., KIARTANS-DÓTTIR, R., KLEINE, B. I., OPPENHEIMER, C., AIUPPA, A., ILYINSKAYA, E., BITETTO, M., GIUDICE, G. & STEFÁNSSON, A. 2022: Rapid shifting of a deep magmatic source at Fagradalsfjall volcano, Iceland. – *Nature* **609/7927**, 529–534. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-04981-x>

- HARANGI, S., SZABÓ, C., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Z., ÁRVA-ŐS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Setting in the Northwestern Part of Tethys. – *International Geology Review* **38/4**, 336–360. <https://doi.org/10.1080/00206819709465339>
- HIDAS, K., FALUS, G., SZABÓ, C., SZABÓ, P. J., KOVÁCS, I. & FÖLDES, T. 2007: Geodynamic implications of flattened tabular equigranular textured peridotites from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). – *Journal of Geodynamics* **43/4**, 484–503. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.10.007>
- HIDAS, K., GUZMICS, T., SZABÓ, C., KOVÁCS, I., BODNAR, R. J., ZAJACZ, Z., NÉDLI, Z., VACCARI, L. & PERUCCHI, A. 2010: Coexisting silicate melt inclusions and H<sub>2</sub>O-bearing, CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary). – *Chemical Geology* **274/1**, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.004>
- HIGGINS, O., SHELDRAKE, T. & CARICCHI, L. 2022: Machine learning thermobarometry and chemometry using amphibole and clinopyroxene: a window into the roots of an arc volcano (Mount Liamuiga, Saint Kitts). – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **177**, 1–22. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01874-6>
- HILDRETH, W. 2004: Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **136/3**, 169–198. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019>
- HILDRETH, W. & WILSON, C. J. N. 2007: Compositional Zoning of the Bishop Tuff. – *Journal of Petrology* **48/5**, 951–999. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm007>
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116/4**, 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- HOLMES, A. 1931: XVIII. Radioactivity and Earth Movements. – *Transactions of the Geological Society of Glasgow* **18/3**, 559–606. <https://doi.org/10.1144/transglas.18.3.559>
- HUBER, C., BACHMANN, O. & DUFEK, J. 2011: Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas. – *Earth and Planetary Science Letters* **304/3**, 443–454. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.022>
- JORGENSEN, C., HIGGINS, O., PETRELLI, M., BÉGUÉ, F. & CARICCHI, L. 2022: A Machine Learning-Based Approach to Clinopyroxene Thermobarometry: Model Optimization and Distribution for Use in Earth Sciences. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **127/4**, e2021JB022904. <https://doi.org/10.1029/2021JB022904>
- KAHL, M., CHAKRABORTY, S., COSTA, F. & POMPILIO, M. 2011: Dynamic plumbing system beneath volcanoes revealed by kinetic modeling, and the connection to monitoring data: An example from Mt. Etna. – *Earth and Planetary Science Letters* **308**, 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.008>
- KAHL, M., CHAKRABORTY, S., POMPILIO, M. & COSTA, F. 2015: Constraints on the nature and evolution of the magma plumbing system of Mt. Etna Volcano (1991–2008) from a combined thermodynamic and kinetic modelling of the compositional record of minerals. – *Journal of Petrology* **56**, 2025–2068. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv063>
- KAHL, M., VICCARO, M., UBIDE, T., MORGAN, D. J. & DINGWELL, D. B. 2017: A branched magma feeder system during the 1669 eruption of Mt Etna: evidence from a time-integrated study of zoned olivine phenocryst populations. – *Journal of Petrology* **58**, 443–472. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx022>
- KAHL, M., MUTCH, E. J. F., MACLENNAN, J., MORGAN, D. J., COUPERTHWAITTE, F., BALI, E., THORDARSON, T., GUÐFINNSSON, G. H., WALSHAW, R., BUISMAN, I., BUHRE, S., VAN DER MEER, Q. H. A., CARACCIOLLO, A., MARSHALL, E. W., RASMUSSEN, M. B., GALLAGHER, C. R., MORELAND, W. M., HÖSKULDSSON, Á. & ASKEW, R. A. 2022: Deep magma mobilization years before the 2021 CE Fagradalsfjall eruption, Iceland. – *Geology* **51/2**, 184–188. <https://doi.org/10.1130/g50340.1>
- KISS, B., HARANGI, S., NTAFLÓS, T., MASON, P. R. D. & PÁL-MOLNÁR, E. 2014: Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians). – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167**, 986. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0986-6>
- KOVÁCS, I., FALUS, G., STUART, G., HIDAS, K., SZABÓ, C., FLOWER, M. F. J., HEGEDŰS, E., POSGAY, K. & ZILÁHI-SEBESS, L. 2012: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? – *Tectonophysics* **514–517**, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022>
- KUTOLIN, V. A. 1970: Ultrabasic nodules in basalts and the upper-mantle composition. – *Earth and Planetary Science Letters* **7**, 330–2. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90045-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90045-4)
- LE BAS, M. J. L. & STRECKEISEN, A. L. 1991: The IUGS systematics of igneous rocks. – *Journal of the Geological Society* **148/5**, 825–833. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.825>
- LUKÁCS, R., CARICCHI, L., SCHMITT, A.K., BACHMANN, O., KARAKAS, O., GUILLONG, M., MOLNÁR, K., SEGHEDI, I. & HARANGI, S. 2021: Zircon geochronology suggests a long-living and active magmatic system beneath the Ciomadul volcanic dome field (eastern-central Europe). – *Earth and Planetary Science Letters* **565**, 116965. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116965>
- MARSH, B. D. 1981: On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **78/1**, 85–98. <https://doi.org/10.1007/BF00371146>
- MARSH, B. D. 1988: Crystal capture, sorting, and retention in convecting magma. – *GSA Bulletin* **100/11**, 1720–1737. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1720:ccsari>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1720:ccsari>2.3.co;2)
- MARSH, B. D. 1996: Solidification fronts and magmatic evolution. – *Mineralogical Magazine* **60/398**, 5–40. <https://doi.org/10.1180/minmag.1996.060.398.03>
- MAURITZ B. 1909: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. – *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* **30**, 9–11.
- MAURITZ B. 1913: A Mecsek-hegység eruptívus kőzetei. – *A M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve* **21**, 171–213

- MAURITZ B. 1948: A dunántúli bazaltok kőzetkémiái viszonyai. – *Földtani Közlöny* **78**, 134–169.
- MAURITZ B. & HARWOOD, H. F. 1937: A celldömölki Sáhegy bazaltos kőzete. – *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* **55**, 938–958.
- MERCIER, J.-C. C. & NICOLAS, A. 1975: Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. – *Journal of Petrology* **16/1**, 454–487. <https://doi.org/10.1093/ptrology/16.1.454>
- MILLER, J. S., MATZEL, J. E. P., MILLER, C. F., BURGESS, S. D. & MILLER, R. B. 2007: Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **167/1**, 282–299. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019>
- NÉDLI, Z. M., TÓTH, T., DOWNES, H., CSÁSZÁR, G., BEARD, A. & SZABÓ, C. 2010: Petrology and geodynamical interpretation of mantle xenoliths from Late Cretaceous lamprophyres, Villány Mts (S Hungary). – *Tectonophysics* **489/1**, 43–54. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.013>
- NICOLAS, A., BOUCHEZ, J. L. & BOUDIER, F. 1972: Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lherzolite de l'Annoy (Alpes piémontaises) — comparaison avec d'autres Massifs. – *Tectonophysics* **14/2**, 143–171. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(72\)90107-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(72)90107-2)
- PARMIGIANI, A., HUBER, C. & BACHMANN, O. 2014: Mush microphysics and the reactivation of crystal-rich magma reservoirs. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **119**, 6308–6322. <https://doi.org/10.1002/2014JB011124>
- PATKÓ, L., LIPTAI, N., KOVÁCS, I. J., ARADI, L. E., XIA, Q.-K., INGRIN, J., MIHÁLY, J., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L., WESZTERGOM, V. & SZABÓ, C. 2019: Extremely low structural hydroxyl contents in upper mantle xenoliths from the Nógrád–Gömör Volcanic Field (northern Pannonian Basin): Geodynamic implications and the role of post-eruptive re-equilibration. – *Chemical Geology* **507**, 23–41. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.12.017>
- PATKÓ, L., LIPTAI, N., ARADI, L. E., KLÉBESZ, R., SENDULA, E., BODNAR, R. J., KOVÁCS, I. J., HIDAS, K., CESARE, B., NOVÁK, A., TRÁSY, B. & SZABÓ, C. 2020: Metasomatism-induced wehrlite formation in the upper mantle beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin): Evidence from xenoliths. – *Geoscience Frontiers* **11/3**, 943–964. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.09.012>
- PATKÓ, L., NOVÁK, A., KLÉBESZ, R., LIPTAI, N., LANGE, T. P., MOLNÁR, G., CSONTOS, L., WESZTERGOM, V., KOVÁCS, I. J. & SZABÓ, C. 2021: Effect of metasomatism on the electrical resistivity of the lithospheric mantle – An integrated research using magnetotelluric sounding and xenoliths beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field. – *Global and Planetary Change* **197**, 103389. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103389>
- PATKÓ, L., KOVÁCS, Z., LIPTAI, N., ARADI, L. E., BERKESI, M., CIAZELA, J., HIDAS, K., GARRIDO, C. J., KOVÁCS, I. J. & SZABÓ, C. 2022: Deciphering metasomatic events beneath Mindszentkállya (Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, western Pannonian Basin) revealed by single-lithology and composite upper mantle xenoliths. – *Frontiers in Earth Science* **10**. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.998391>
- PATKÓ, L., LIPTAI, N., ARADI, L. E., TÖRÖK, K., KOVÁCS, Z., KÖVÁGÓ, Á., GERGELY, S., KOVÁCS, I. J., SZABÓ, C. & BERKESI, M. 2024: Fossil metasomatized and newly-accreted fertile lithospheric mantle volumes beneath the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (central Carpathian–Pannonian region). – *Lithos* **482–483**, 107701. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107701>
- PETRELLI, M. 2024: Machine Learning in Petrology: State-of-the-Art and Future Perspectives. – *Journal of Petrology* **65/5**. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egae036>
- PETRELLI, M., CARICCHI, L. & PERUGINI, D. 2020: Machine Learning Thermo-Barometry: Application to Clinopyroxene-Bearing Magmas. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **125/9**, e2020JB020130. <https://doi.org/10.1029/2020JB020130>
- POPA, R.-G., BACHMANN, O. & HUBER, C. 2021: Explosive or effusive style of volcanic eruption determined by magma storage conditions. – *Nature Geoscience* **14**, 781–786. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00827-9>
- PUTIRKA, K. D. 2008: Thermometers and barometers for volcanic systems. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**, 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- RE, G., CORSARO, R. A., D'ORIANO, C. & POMPILIO, M. 2021: Petrological monitoring of active volcanoes: A review of existing procedures to achieve best practices and operative protocols during eruptions. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **419**, 107365. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107365>
- ROEDER, P. L. & EMSLIE, R. F. 1970: Olivine-liquid equilibrium. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **29**, 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF00371276>
- ROSENBUSCH, K. H. F. 1875: *Die mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine*. – Stuttgart E. Schweizerb. Verlag.
- SORBY, H. C. 1858: On the Microscopical, Structure of Crystals, indicating the Origin of Minerals and Rocks. – *Quarterly Journal of the Geological Society of London* **14/1–2**, 453–500. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1858.014.01-02.44>
- SORBY, H. C. 1864: On the microscopical structure of meteorites. – *Proceedings of the Royal Society of London* **13**.
- SPARKS, R. S. J., ANNEN, C., BLUNDY, J. D., CASHMAN, K. V., RUST, A. C. & JACKSON, M. D. 2019: Formation and dynamics of magma reservoirs. – *Philosophical Transactions of the Royal Society A* **377**, 20180019. <https://doi.org/10.1098/rsta.2018.0019>
- SPARKS, R. S. J. & CASHMAN, K. V. 2017: Dynamic magma systems: implications for forecasting volcanic activity. – *Elements* **13**, 35–40. <https://doi.org/10.2113/gselements.13.1.35>
- STORMER, J. C. 1975: A practical two-feldspar geothermometer. – *American Mineralogist* **60**, 667–674.
- STRECK, M. J. 2008: Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69/1**, 595–622. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.15>
- SZABÓ, C. 1985: Xenoliths from Cretaceous lamprophyres of Alcsútdoboz-2 borehole, Transdanubian Central Mountains, Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica* **27**, 39–50.
- SZABÓ, C. & TAYLOR, L. A. 1994: Mantle Petrology and Geochemistry Beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian–Pannonian Region. – *International Geology Review* **36/4**, 328–358. <https://doi.org/10.1080/00206819409465465>

- SZABÓ, C., HARANGI, S. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region. – *Tectonophysics* **208/1**, 243–256. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- SZABÓ, C., KUBOVICS, I. & MOLNÁR, Z. 1993: Alkaline lamprophyre and related dyke rocks in NE Transdanubia, Hungary: the Alcsút-doboz-2 (AD-2) borehole. – *Mineralogy and Petrology* **47**, 127–148. <https://doi.org/10.1007/BF01161563>
- SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz., VASELLI, O. & DOWNES, H. 1995: Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpatho-Pannonian Region. – In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region, *Acta Vulcanologica* **7/2**, 231–239.
- SZABÓ, C., FALUS, G., ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I. & BALI, E. 2004: Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review. – *Tectonophysics* **393/1**, 119–137. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.031>
- SZABÓ J. 1883: *Geológia – kiváló tekintettel a petrografiára, vulkánosságra és hidrografiára*. – Budapest, Franklin nyomda, 745 p.
- SZABÓ J. 1891: *Selmec környékének geológiai leírása*. – Budapest.
- SZABÓ J. 1894: Typuskeveredések a dunai trachytsoportban. – *Földtani Közlöny* **24/6–8**, 169–177.
- TOURET, J. 2012: Le microscope polarisant à l’assaut des montagnes. – *Travaux du Comité français d’Histoire de la Géologie*, 3ème série, **26**, 67–80.
- WEBER, G. & BLUNDY, J. 2024: A Machine Learning-Based Thermobarometer for Magmatic Liquids. – *Journal of Petrology* **65/4**. <https://doi.org/10.1093/petrology/egae020>
- WELLS, P. R. A. 1977: Pyroxene thermometry in simple and complex systems. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **62**, 129–139. <https://doi.org/10.1007/BF00372872>
- WIESER, P. E., GLEESON, M. L. M., MATTHEWS, S., DEVITRE, C. & GAZEL, E. 2024: Determining the pressure-temperature-composition (P-T-X) conditions of magma storage. – In: *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Treatise on Geochemistry*, 3e, 1–69. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99762-1.00024-3>
- WOOD, B. J. & BANNO, S. 1973: Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **42**, 109–124. <https://doi.org/10.1007/BF00371501>
- ZAJACZ, Z. & SZABÓ, C. 2003: Origin of sulfide inclusions in cumulate xenoliths from Nógrád–Gömör Volcanic Field, Pannonian Basin (north Hungary/south Slovakia). – *Chemical Geology* **194/1**, 105–117. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00273-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00273-5)
- ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I., SZABÓ, C., HALTER, W. & PETTKE, T. 2007: Evolution of Mafic Alkaline Melts Crystallized in the Uppermost Lithospheric Mantle: a Melt Inclusion Study of Olivine-Clinopyroxenite Xenoliths, Northern Hungary. – *Journal of Petrology* **48/5**, 853–883. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm004>
- ZIRKEL, F. 1866: *Lehrbuch der petrographie*. – Adolph Marcus, Bonn.
- ZIRKEL, F. 1870: *Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine*. – Adolph Marcus, Bonn.
- ZIRKEL, F. 1876: *Microscopical Petrography*. – Washington.

Internetes hivatkozások:

<https://www.tmg-tuebingen.de/die-praeperate-von-a-f-oschatz-pionier-der-duennschliffherstellung/>

Kézirat beérkezett: 2024. 08. 01.

## Formation of peralkaline rhyolite in the East African Rift System: the role of assimilation – a tribute to the career of Csaba SZABÓ

MORORÓ, Emanuel A. A.<sup>1</sup>, BERKESI, Márta<sup>1,2</sup>, TSAY, Alexandra<sup>3</sup>, GUZMICS, Tibor<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd University, Institute of Geography and Earth Sciences, Department of Petrology and Geochemistry,  
Lithosphere Fluid Research Lab, Budapest, Hungary

<sup>2</sup>MTA-EPSS Lendület FluidsByDepth Research Group, Sopron, Hungary

<sup>3</sup>University of Geneva, Department of Earth Sciences, Geneva, Switzerland

\*Corresponding author. Email: tibor.guzmics@gmail.com

### *Az asszimiláció szerepe peralkáli riolitok kialakulásában a Kelet-afrikai-árokrendszerben – tisztelgés SZABÓ Csaba szakmai pályája előtt*

#### Összefoglalás

Riftesedő geodinamikai környezetben előforduló peralkáli riolitok keletkezését általában a bazaltokból eredő frakcionációs kristályosodással magyarázzák. A peralkáli riolitok alkáli-gazdag és szilícium-dioxidban telítetlen magmás kőzetekkel való tér- és időbeli összefüggését azonban nem tárták fel kellőképpen. Jelen tanulmányban olyan peralkáli riolitos üvegösszetételeket mutatunk be, amelyeket jelenleg az egyetlen aktív, karbonatitlávát is produkáló Oldoinyo Lengai vulkánánál, illetve annak nagyobb rendszerét képező Kelet-afrikai-árokrendszerben azonosítottunk. A vizsgált mintákban a metamorf kvarc és oligoklász az Oldoinyo Lengai magmatizmusra nem jellemző ásványegyüttes. A magmás alapanyag összetétele (peralkáli riolitos üveg, alkáli-gazdag klinopiroxén és anortoklász) viszont egy peralkáli, SiO<sub>2</sub>-telítetlen olvadék és egy SiO<sub>2</sub>-ban gazdag falkőzet reakciójára utal. A nyomelemadatok – különös tekintettel a plagioklászban a negatív Eu-anómia hiánya – elvetik a bazaltból törő frakcionációs kristályosodási modellt. Eredményeink azt mutatják, hogy a kezdeti olvadék egy peralkáli fonolit lehetett (58 wt% SiO<sub>2</sub>, peralkalinitási index: 2,6), amely asszimilálta a SiO<sub>2</sub>-ban gazdag kéregkőzetet, létrehozva a peralkáli riolitot. Tanulmányunkban összehasonlítjuk az Oldoinyo Lengai peralkáli riolitjait a Kelet-afrikai-árokrendszer mentén fellelhető más peralkáli kőzetekkel. A tanulmányozott asszimiláció feltételezésünk szerint számos kontinentális rift környezetben kialakulhatott, ahol a SiO<sub>2</sub>-telítetlen alkáli magmatizmus SiO<sub>2</sub>-gazdag mellékkőzettel lépett kölcsönhatásba.

*Kulcsszavak: peralkáli riolit, Oldoinyo Lengai, asszimiláció, megoszlási együttható*

#### Abstract

The origin of peralkaline rhyolites in rift settings is usually explained by prolonged crystal fractionation of basalts. However, the temporal and spatial association of peralkaline rhyolites to alkaline silica-undersaturated rocks has not been sufficiently explored. Here, we present peralkaline rhyolite glass compositions formed at a currently active carbonatite volcano (Oldoinyo Lengai), East African Rift System. The studied samples preserve mineral assemblage incompatible with Oldoinyo Lengai magmatism (presence of metamorphic quartz and oligoclase as relict crystals), while an igneous groundmass (peralkaline rhyolite glass, alkali-rich clinopyroxene and anorthoclase) presents evidence for the assimilation of a silica-rich rock by an alkali-rich silica-undersaturated melt. Trace element data reject the possibility that peralkaline rhyolites were formed by fractional crystallization of basalts, as the expected negative Eu anomaly from plagioclase fractionation is absent. The initial melt composition could be estimated as phonolitic (58 wt% SiO<sub>2</sub>, 2.6 peralkalinity index). We argue that the formation of peralkaline rhyolites at Oldoinyo Lengai occurred through assimilation of silica-rich crustal rocks by a silica-undersaturated magma. In addition, we compare peralkaline rhyolites from Oldoinyo Lengai to other peralkaline rocks from the East African Rift System. We propose that the above assimilation model may form in any continental rift where a silica-undersaturated alkaline magmatism interacts with silica-rich country rocks.

*Keywords: peralkaline rhyolite, Oldoinyo Lengai, assimilation, partition coefficient*

## Introduction

Evolution of basaltic magmas leading to the formation of rhyolites is known to involve prolonged crystal fractionation (MACDONALD et al. 2012) as a main driving process. A common type of rhyolites occurring in rift settings and associated with silica-undersaturated magmatism is peralkaline rhyolites (LEMASURIER et al. 2003, WHITE et al. 2012). Several mechanisms have been proposed to explain their formation, including fractional crystallization of basaltic-basanitic magma (PECCERILLO et al. 2003, MACDONALD et al. 2008), partial melting of underplated basalts or continental crust followed by fractional crystallization (LOWENSTERN & MAHOOD 1991, TRUA et al. 1999), and assimilation of crustal rocks by basaltic magmas (MACDONALD et al. 2015). However, none of these mechanisms adequately explain the close association of silica-undersaturated rocks to highly peralkaline rhyolites (i.e., pantellerite). Phonolite/nephelinite compositions are not usually considered in rhyolite formation since the granite temperature minimum and the nepheline-syenite temperature minimum are separated by the alkali-feldspar thermal divide (KRACEK et al. 1937). Nevertheless, the formation of syenites from nepheline-normative melts through crustal contamination (JUNG et al. 2005) indicate that this thermal divide may be crossed in open systems where assimilation occurs. To explore how peralkaline silicate rocks relate to silica-undersaturated magmatism, we collected samples containing peralkaline rhyolite glass near the summit of a currently active carbonatite volcano (Oldoinyo Lengai) located in the East African Rift System. The collected samples were found enclosed in the nephelinite tuff in the form of volcanic bombs. We created a model explaining how peralkaline rhyolite can form through assimilation of a silica-rich rock by a silica-undersaturated melt. Additionally, we compare compositions generated through this process to other peralkaline rhyolites.

## Geological background

### *East African Rift System*

The East African Rift System (EARS) is a recently active continental extension zone (CHOROWICZ 2005, BRAILE et al. 2006) that hosts the highest density of silicic peralkaline volcanoes on Earth (CLARKE et al. 2019). It is traditionally divided into two main branches, Western and Eastern (*Fig. 1*), that split apart around the Tanzania Craton (CHOROWICZ 2005, BRAILE et al. 2006, DAWSON 2008). The Eastern branch (Gregory Rift) stretches from the Afar region through Ethiopia and Kenya to the North Tanzania Divergence (CHOROWICZ 2005, DAWSON 2008) and the Western branch extends from Lake Albert to Malawi (KAMPUNZU et al. 1998, CHOROWICZ 2005). The EARS can be further divided in several discrete and diachronous rift sectors: The Afar, Malawi, Rukwa, Tanganyika, Albert,

Turkana and Gregory rifts (ROSENDAHL 1987, BRAILE et al. 2006). Rifting in the Afar region (Northern Ethiopia) has been interpreted as the first manifestation of extension of the EARS, at ~30 Ma (KELLER et al. 1994, CHOROWICZ 2005, DAWSON 2008). Volcanism began later in Northern Tanzania, at ~8 Ma (DAWSON 2008). At the northern part of the Western branch, volcanism started at ~12 Ma (KAMPUNZU et al. 1998). The EARS is still propagating southwards (CHOROWICZ 2005).

While leaving the cratonic areas mostly untouched, the EARS incises the circumcratonic metamorphic mobile belts surrounding the Tanzania Craton (MCCONNELL 1972, DAWSON 1992, KELLER et al. 1994, CHOROWICZ 2005). Both volcanic branches' orientations (western and eastern) follow the trace of earlier sutures (CHOROWICZ 2005). Crustal thickness along the rift axis varies from 20 km to 35 km, decreasing northwards (PRODEHL et al. 1994). Beneath the volcanic rift infills, the upper and middle crust is largely composed of Precambrian greenschist to amphibolite facies felsic-to-intermediate metamorphic rocks while the lower crust consists of granulite facies mafic rocks, mafic intrusions, and mafic rocks underplated onto the crust (MOONEY & CHRISTENSEN 1994).

### *Gregory Rift*

Structures in the Gregory Rift mostly follow the N-S trend of the Mozambique belt (CHOROWICZ 2005, DAWSON 2008), which is composed of reworked Pre-Proterozoic and Neo-Proterozoic cratonic rocks and includes eclogites, gneisses, granitoids, granulite-gneisses together with younger metaigneous and metasedimentary rocks: gneisses, meta-anorthosites, enderbites, marbles and pegmatites (MUHONGO 1999, FRITZ et al. 2013).

The earliest erupted lavas in the Gregory Rift were mainly alkali basalts, trachytes and phonolites with smaller amounts of nephelinites, nepheline-phonolites and carbonatites (HAY et al. 1995, BRAILE et al. 2006, DAWSON 2008). Different varieties of plutonic rocks such as ijolites, syenites, nepheline-syenites, afrikandites, jacupiraguites, calcicarbonatites and pyroxenites also occur (DAWSON 1992, 2008; GUZMICS et al. 2012; KÁLDOS et al. 2015; HALÁSZ et al. 2023). The most prominent bimodal basalt-peralkaline silicic volcanic complexes located in the Gregory Rift (*Fig. 1*) are dominantly trachytic (Barrier, Emuruangogolak, Silali, Paka, Korosi, Menengai, Longonot, Suswa) or rhyolitic (Eburru, Olkaria), with basalts being volumetrically superior to intermediate rocks (SCAILLET & MACDONALD 2006, MACDONALD et al. 2008). The earliest peralkaline rhyolites occurring in the EARS formed approximately 32 Ma (HALDER et al. 2021). Along the Gregory Rift progressively younger formations (Eburru ~450 ka, Olkaria ~120 ka, Naivasha ~5 ka) occur southwards (*Fig. 1*; MACDONALD et al. 1987; MACDONALD & SCALIETT 2006; WHITE et al. 2012), matching the overall propagation of the EARS (CHOROWICZ 2005).

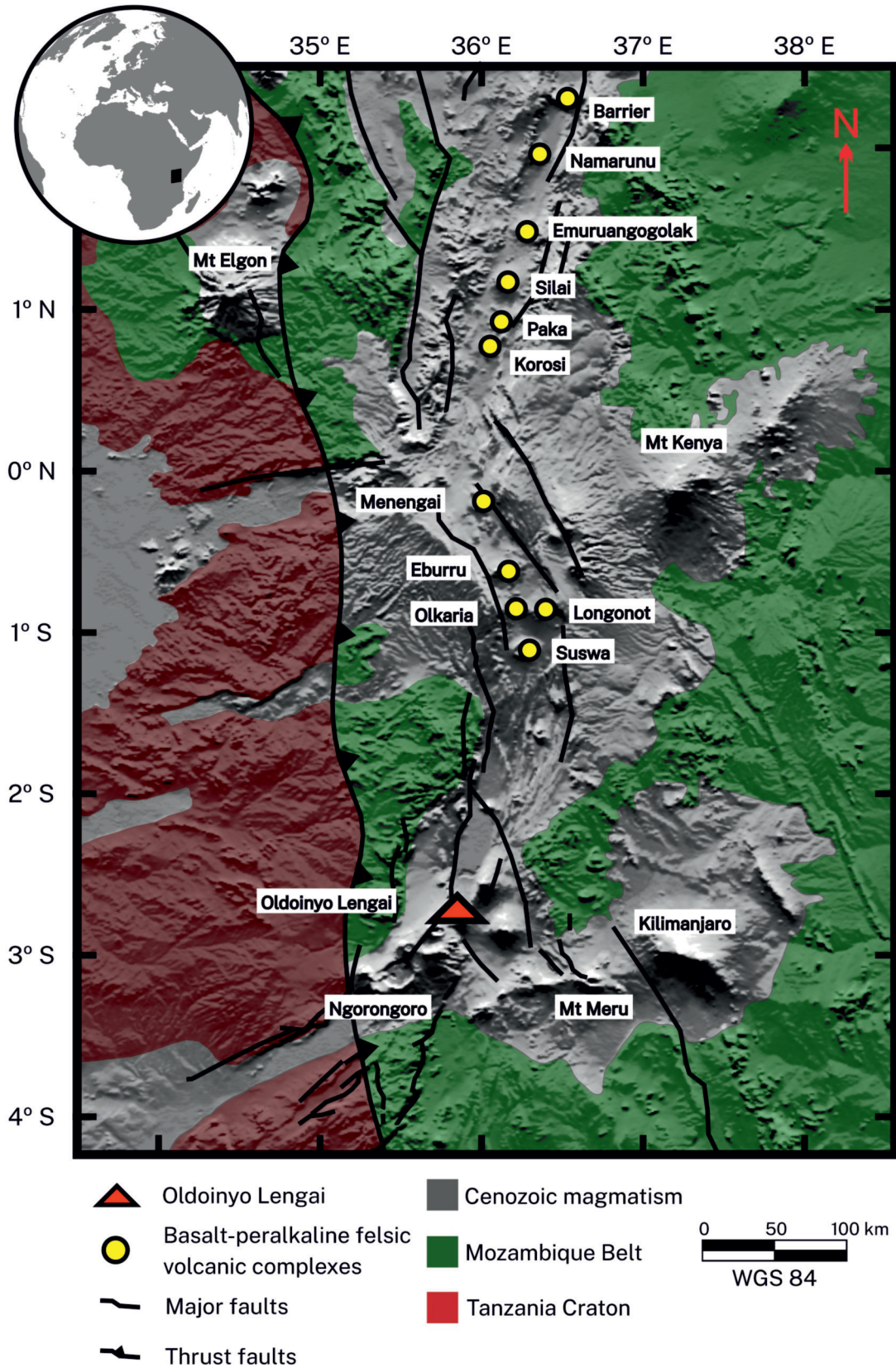


Figure 1. Location of Oldoinyo Lengai, basalt-peralkaline felsic volcanic complexes, Cenozoic magmatism, Mozambique belt, and Tanzania craton on the Gregory rift

1. ábra. Az Oldoinyo Lengai vulkán, a bazalt-felzikus peralkáli vulkáni komplexumok, kainozoikumú magmatizmus, Mozambik-öv és Tanzania-kraton elhelyezkedése a Gregory-rift térségében

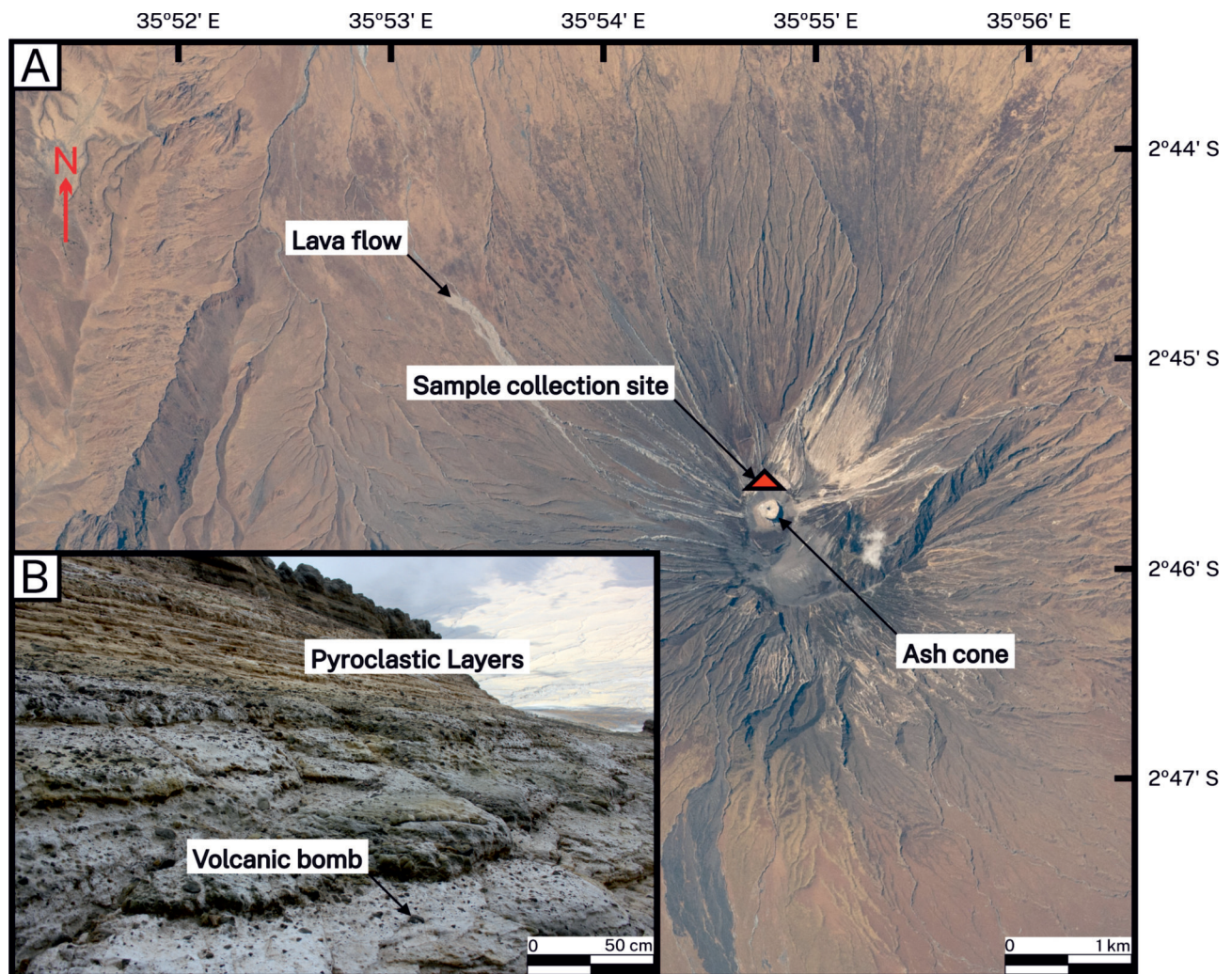
## Material and Methods

### Sampling and sample preparation

At the Oldoinyo Lengai volcano, located in the EARS (Fig. 1), characteristic rock samples ( $n = 5$ ) were collected near the summit of the volcano (Fig. 2A). The studied samples occur as volcanic bombs within the combeite-wollastonite nephelinite tuff (Fig. 2B). Two double-polished thin sections ( $100\ \mu\text{m}$  and  $200\ \mu\text{m}$  thick), representative of the collected set of samples, were prepared by sectioning the rock samples using a diamond saw. The desired thickness for the thin sections were obtained by lapping the sectioned rock slab on a glass plate, using 600 and 800 grit silicon carbide powder. Polishing was then performed using aluminum oxide abrasive powder on a cotton fabric. This procedure was done twice for each thin section. For petrographic study and to control the sample preparation steps a Nikon Eclipse LV100PL polarization microscope was used at the Lithosphere Fluid Research Lab, Eötvös University, Budapest (Hungary).

### Scanning electron microscopy – Energy-dispersive X-ray spectroscopy (SEM-EDS)

SEM-EDS analysis was conducted on mineral and glass phases in thin sections to determine their major element compositions, using a Hitachi TM4000Plus microscope, in combination with a Quantax 75 EDS-SDD, at ELTE FS-RICF. Instrument settings were 15 kV accelerating voltage, 0.4 nA beam current and 15 seconds counting times, as efficient application was demonstrated by BERKESI et al. (2020). Low current conditions were used to minimize volatilization and consequent underestimation of Na. Cores and rims were analyzed in mineral phases that displayed compositional zoning. Cation number calculations for clinopyroxene were based on the assumption that the difference between cation numbers of ideal and measured compositions resulted from the presence of  $\text{Fe}^{3+}$  in the mineral structure. The  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  ratios were obtained through MS Office Excel 2019 iterative calculation function.



**Figure 2.** A) Spatial relations between the Oldoinyo Lengai summit and the sample collection site. B) Sample collection site, nephelinite tuff outcrop containing the studied volcanic bombs

**2. ábra.** A) Az Oldoinyo Lengai csúcsa és a mintavételi hely közötti térbeli kapcsolat. B) Mintagyűjtő pont, amely egy nefelinitufa-réteg, és ahonnan a vizsgált vulkáni bombák előkerültek

## Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)

Mineral and glass phases were analyzed using an NWR 193 HE laser ablation system coupled with an Agilent 8900 triple-quadrupole mass spectrometer at the University of Geneva, Department of Earth Sciences. Samples were ablated with a He carrier gas flux of 0.82 to 0.87 L min<sup>-1</sup>, pulse repetition rate of 8 Hz to 10 Hz, using spot sizes of 20 μm to 40 μm and laser fluence of 7.1 J cm<sup>-2</sup>. NIST SRM610 and GSD-1G glasses were used as external standards. Data processing, utilizing SILLS software (GUILLONG et al. 2008), considered the total of major element oxides (SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) equals to 100 wt%. Mineral and glass phases had the following isotopes measured with 10 milliseconds dwell time: <sup>7</sup>Li, <sup>23</sup>Na, <sup>25</sup>Mg, <sup>27</sup>Al, <sup>29</sup>Si, <sup>31</sup>P, <sup>39</sup>K, <sup>43</sup>Ca, <sup>45</sup>Sc, <sup>49</sup>Ti, <sup>51</sup>V, <sup>52</sup>Cr, <sup>55</sup>Mn, <sup>56</sup>Fe, <sup>59</sup>Co, <sup>60</sup>Ni, <sup>65</sup>Cu, <sup>66</sup>Zn, <sup>85</sup>Rb, <sup>88</sup>Sr, <sup>89</sup>Y, <sup>90</sup>Zr, <sup>93</sup>Nb, <sup>95</sup>Mo, <sup>133</sup>Cs, <sup>137</sup>Ba, <sup>139</sup>La, <sup>140</sup>Ce, <sup>141</sup>Pr, <sup>146</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm, <sup>153</sup>Eu, <sup>157</sup>Gd, <sup>159</sup>Tb, <sup>163</sup>Dy, <sup>165</sup>Ho, <sup>166</sup>Er, <sup>169</sup>Tm, <sup>172</sup>Yb, <sup>175</sup>Lu, <sup>178</sup>Hf, <sup>181</sup>Ta, <sup>182</sup>W, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U.

## Results

### Petrography

The studied samples are porphyritic xenoliths (Fig. 3A) consisting of two distinct parts: (1) large subparallel oriented quartz/feldspar (Fig. 3B–C) and (2) a fine-grained igneous groundmass. Quartz is colorless, subhedral, irregularly fractured, rounded, has no cleavage planes, shows undulatory extinction, and frequently presents dissolution features, with sizes ranging from 100 μm to 0.3 cm (Fig. 3C). Rutile needles and zircon occur as crystal inclusions hosted in quartz. Feldspar sizes range from 200 μm to 0.4 cm. The feldspar is grey to reddish grey, subhedral to anhedral, rounded, rarely twinned, frequently altered, and shows two cleavage planes. Feldspar crystals are zoned, with a 20 μm to 200 μm rim presenting distinct color and extinction angle (Fig. 3C). Secondary negative-crystal shaped to ellipsoidal fluid inclusions, varying in size from <1 μm to 50 μm, are abundant in quartz and feldspar cores (Fig. 3D) and are completely absent in groundmass crystals (Fig. 3E). Previous studies have shown an alkali-carbonate + sulfate + chloride-bearing, H<sub>2</sub>O-poor, and CO<sub>2</sub>-rich composition for these secondary quartz-hosted fluid inclusions at Oldoinyo Lengai (MORÓ et al. 2024).

Mineral phases in the groundmass are euhedral to subhedral titanite (30–150 μm), subhedral clinopyroxene (20–100 μm) and subhedral to anhedral groundmass feldspar (20–100 μm) (Fig. 3E). Titanite presents skeletal and poikilitic textures, containing clinopyroxene, feldspar and glass inclusions. Clinopyroxene is elongate with moderate green to yellow pleochroism, one observable cleavage

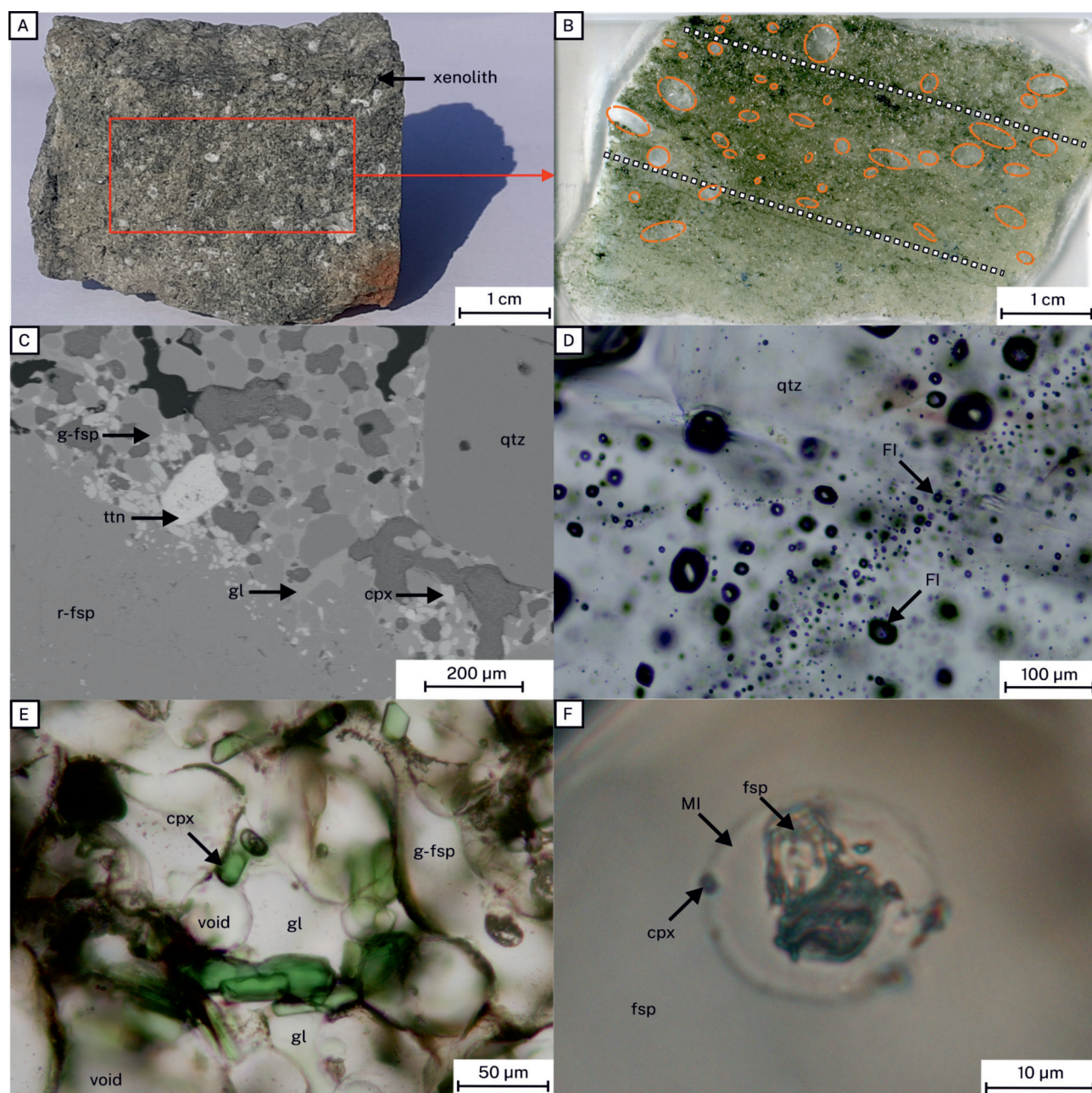
plain and 3° to 5° extinction angle. Partial or complete replacement of feldspar by groundmass feldspar is observed throughout the sample. Interstitial glass is present between the crystals in the groundmass (Fig. 3E). Mineral modal proportions are the following: quartz ~15%, feldspar ~40%, ~10% clinopyroxene, ~25% groundmass feldspar, ~9% glass, ~1% titanite. Primary melt inclusions occur in groundmass crystals, albeit rarely, smaller inclusions contain only homogeneous glass while larger melt inclusions contain clinopyroxene and feldspar daughter crystals (Fig. 3F).

### Mineral chemistry

SEM-EDS analyses showed that groundmass feldspar and the rims of feldspars are anorthoclase (Fig. 4) and have indistinct composition from each other, containing (all in mol%) 24.2–29.1 orthoclase (KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>), 69.9–74.2 albite (NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) and <1.6 anorthite (CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>) endmembers (Table I, Supplementary Table I). Relict feldspar cores are oligoclase (Fig. 4) and contain 4.3–5.5 orthoclase, 74.2–78.1 albite, 16.5–20.3 anorthite endmembers (Table I, Supplementary Table I). The clinopyroxenes show uniform aegirine-augitic composition (Fig. 5) being a solid solution of endmembers: 7.5–26.0 diopside (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), 13.5–26.7 hedenbergite (CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), 42.6–58.6 aegirine (NaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), 1.8–13.9 titanian-aegirine (Na(Fe,Ti)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), <5.4% kosmochlor (NaCrSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), <3.3% jadeite (NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), <5.1% enstatite (Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), <0.3% wollastonite Ca<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, <1.2% Ca-tschermak's CaAlAlSiO<sub>6</sub>, <2.2% Fe-tschermak's (CaFeAlSiO<sub>6</sub>) (Table I, Supplementary Table II). Titanite typically displays chemical zonation with Nb-rich cores (Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> > 1 wt%), and relatively Nb-poor outer rims (Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.1–0.9 wt% (Table I, Supplementary Table III). The glass is peralkaline rhyolitic in composition, (Na + K) / Al molar ratio (peralkalinity index) varies from 1.8 to 2.5, silica saturated, 70.6–73.4 wt% SiO<sub>2</sub>, has a moderately-high Na<sub>2</sub>O (5.8–7.8 wt%) and K<sub>2</sub>O (4.4–5.1 wt%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content is low (6.9–7.9 wt%) (Table I, Supplementary Table IV). The glass found within homogeneous melt inclusions is also peralkaline rhyolitic in composition, presenting 66.01–67.66 wt% SiO<sub>2</sub>, 7.73–10.49 wt% Na<sub>2</sub>O, 4.85–5.96 wt% K<sub>2</sub>O and 7.17–8.78 wt% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Table I, Supplementary Table V).

### Trace element composition of constituents

LA-ICP-MS analyses showed that the titanite and peralkaline rhyolite glass were enriched in light REEs, relative to heavy REE based on chondrite-normalized patterns (Fig. 6, Table II, Supplementary Table VI & VII). Negative europium anomalies were not observed in groundmass crystals. High field strength elements (Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, W) are highly enriched in the peralkaline rhyolite glass. Rubidium, Sr and Eu are enriched while other large ion lithophile elements (Sr and Pb) present negative anomalies. Zinc is also marked by a strong negative anomaly.



**Figure 3.** Photographs, photomicrographs, and backscattered electron images (BSE) showing the studied samples' characteristic petrographic features. A) Macroscopic appearance of a xenolith from Oldoinyo Lengai with highlighted outer tuffitic rim. B) Distribution of quartz and feldspar in a thin section (highlighted in orange). C) Details of groundmass phases (titanite, clinopyroxene, groundmass feldspar and glass) surrounding the feldspar (BSE image). D) Details of quartz-hosted fluid inclusions. E) Representative image of the groundmass. F) Detail of a groundmass feldspar-hosted melt inclusion containing feldspar and clinopyroxene daughter crystals

**3. ábra.** Fényképek, mikroszkópos felvételek és visszazórt elektronképek (BSE), amelyek a minták jellegzetes közettani jellemzőit mutatják. A) A bomba (xenolit) makroszkópos megjelenése a külső tuffitos peremmel együtt. B) Kvarc és földpát mikroszkópos megjelenése (narancssárgával jelölve). C) A földpátot körülvevő alanyag (titanit, klinopiroxén, földpát és közetüveg, visszazórt elektronkép). D) A kvarcban lévő fluidumzárványok. E) Az alanyag. F) Földpát- és klinopiroxén-leánysárványokat tartalmazó, földpátba zárodott olvadékszárvány

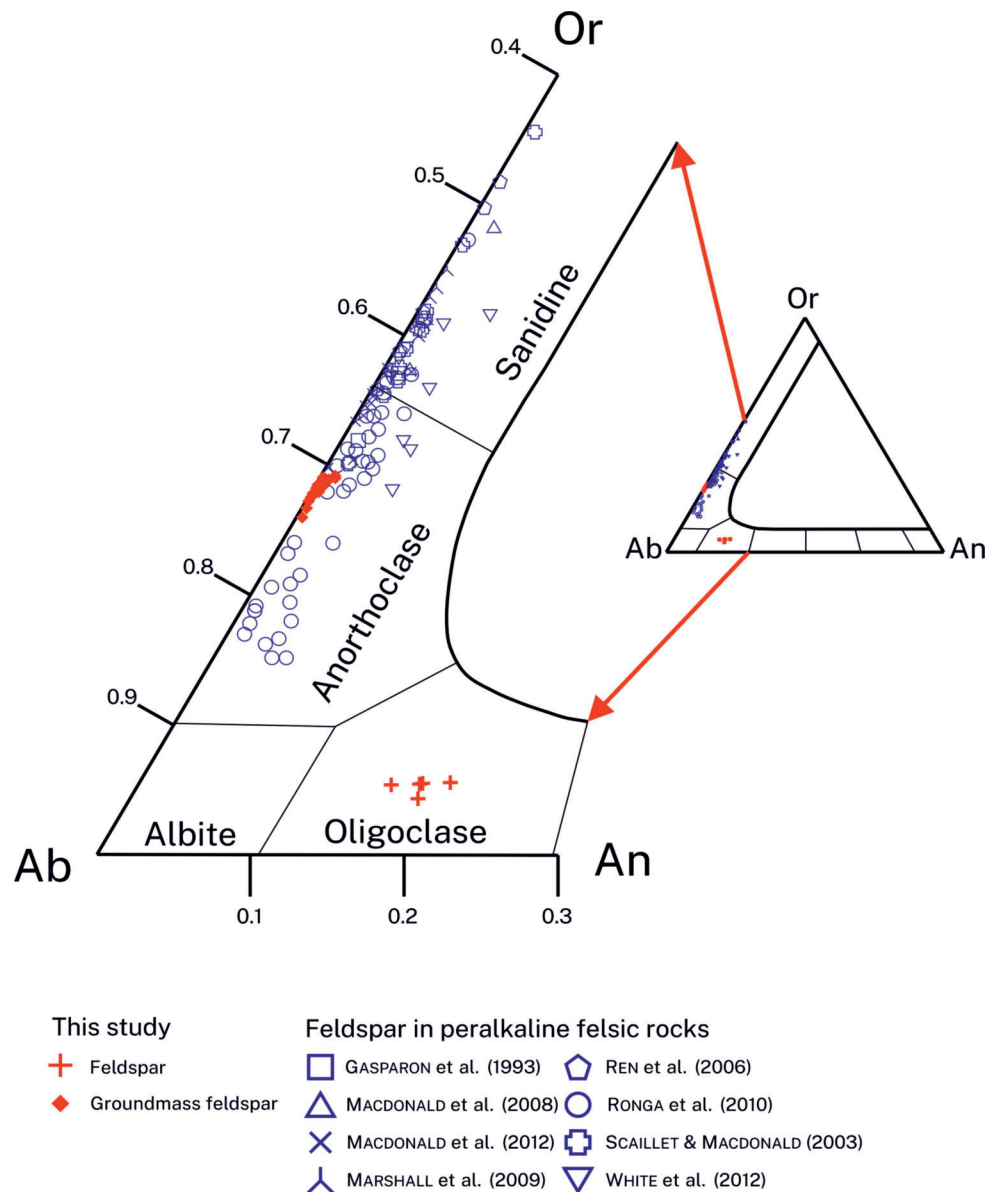
## Discussion

### Sample origin

The presence of oligoclase feldspar, quartz, and rhyolitic glass at Oldoinyo Lengai demands explanation, as Oldoinyo Lengai magmatism famously produces silica-undersaturated melts (KLAUDIUS & KELLER 2006, BERKESI et al. 2020).

### Relict crystals

Compositional contrast between oligoclase feldspar and anorthoclase groundmass feldspar (Fig. 4, Table I, Supplementary Table I) excludes their formation from a common magmatic source. Anorthoclase groundmass feldspar is similar to feldspars found in peralkaline rhyolites at the EARS (Fig. 4, Table I, Supplementary Table I), while the



**Figure 4.** Ternary diagram showing the compositions (in mol%) for the studied feldspars from Oldoinyo Lengai compared to feldspars from peralkaline felsic rocks from the East African Rift System. Red - this study. Blue - feldspars in peralkaline silicic rocks from basalt-peralkaline silicic complexes at the East African Rift System. Classification diagram after DEER et al. (1992). Or - orthoclase ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), Ab - albite ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), An - anorthite ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )

**4. ábra.** Háromszögdiagram, amely a vizsgált Oldoinyo Lengai földpátok összetételét (mol%-ban) mutatja összehasonlítva a Kelet-afrikai-árokrendszerből származó más földpátokkal. Piros - jelen tanulmány. Kék - földpátok peralkáli szilikát kőzetekben a Kelet-afrikai-árokrendszer bazalt-peralkáli szilikát komplexumaiból. Osztályozás DEER et al. (1992) nyomán. Or - ortoklász ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), Ab - albit ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), An - anortit ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ )

oligoclase feldspar cannot be formed by Oldoinyo Lengai silica-undersaturated alkali-rich magmatism. Quartz has been found in carbonatite-related REE deposits as inclusions in fluorite or coexisting with fluorite, leading to studies proposing that quartz may precipitate in carbonatite systems due to silicon fluoride species in hydrothermal processes (HUANG et al. 2023). However, that mechanism does not seem to have played a role in our sample as no fluorite was found and no fluorine species were present in the quartz-hosted secondary fluid inclusions (MORORÓ et al. 2024). Quartz (Fig. 4) is also incompatible with the strong silica-undersaturated nature of Oldoinyo Lengai

magmas (KLAUDIUS & KELLER 2006, BERKESI et al. 2020). Moreover, quartz and oligoclase feldspar show oriented appearance in the rock sample (Fig. 3B). As rutile needles were found in quartz,  $a\text{TiO}_2$  was considered equal to 1 and temperatures were calculated by titanium-in-quartz geothermometry (WARK & WATSON 2006). The calculated temperatures ranging from 473 °C to 526 °C (Table III) are not compatible with magmatic environments, suggesting metamorphic conditions. All the above points strongly support that quartz and oligoclase feldspar have a metamorphic origin and were preserved in the studied sample as relict crystals.

**Table I.** Representative compositions (in wt%) of the studied phases from the studied samples of Oldoinyo Lengai. FeOT - all Fe as FeO, fsp - feldspar, g-fsp - groundmass feldspar, cpx - clinopyroxene, ttn - titanite, gl - glass, MI - melt inclusion, sd - standard deviation, BD - below detection

**I. táblázat.** Az Oldoinyo Lengairől származó minták vizsgált ásványainak reprezentatív összetétele (tömeg%). FeOT - az összes vas FeO-ban megadva, fsp - földpát, g-fsp - alapanyag földpát, cpx - klinopiroxén, ttn - titanit, gl - kőzetiveg, MI - olvadékszárvány, sd - szórás, BD - kimutatási határ alatti elem

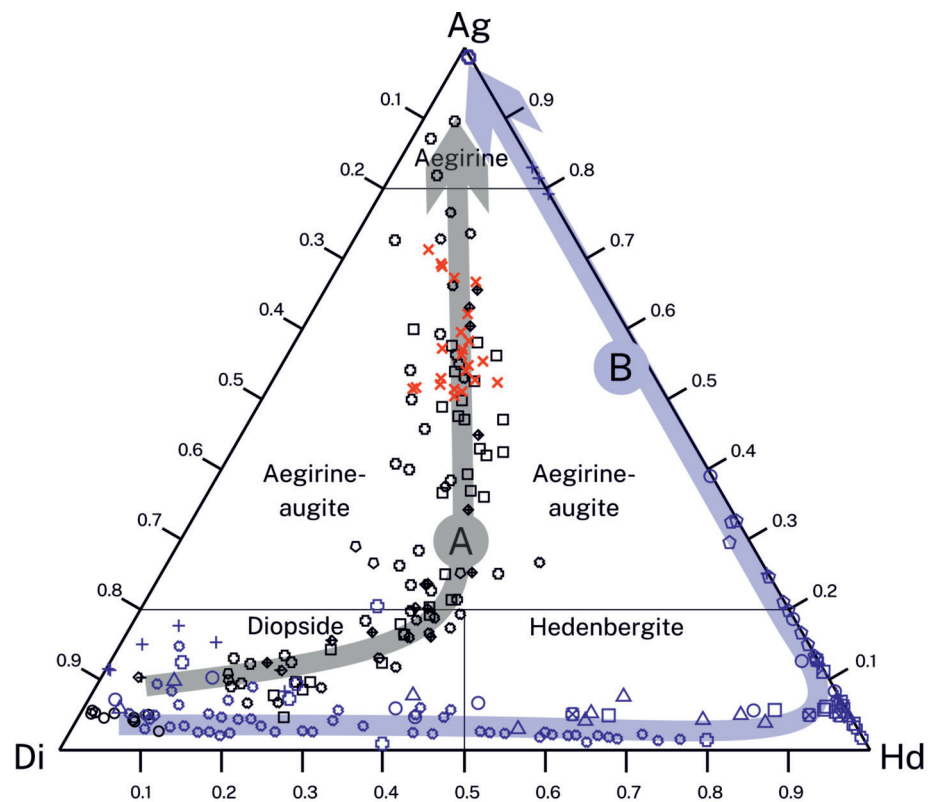
	fsp	sd	g-fsp	sd	cpx	sd	ttn	sd	gl	sd	MI	sd	Original Melt
SiO <sub>2</sub>	62.3	0.4	67.1	0.4	51.5	0.4	32.5	0.4	73.3	0.4	66.0	0.6	58.2
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	1.1	0.1	39.3	0.5	0.8	0.1	2.6	0.2	2.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.6	0.2	18.6	0.2	0.7	0.1	0.2	0.1	7.4	0.2	7.2	0.2	7.5
FeO <sup>T</sup>	BD	0.1	1.3	0.2	23.8	0.4	0.5	0.2	5.0	0.2	6.8	0.3	12.3
MnO	-	-	-	-	BD	0.1	BD	0.1	0.3	0.1	0.3	0.1	0.1
MgO	BD	0.1	BD	0.1	3.7	0.1	-	-	BD	0.1	0.7	0.1	1.6
SrO	BD	0.3	BD	0.3	-	-	BD	0.3	BD	0.4	0.4	0.4	-
CaO	4.3	0.1	BD	0.1	9.5	0.1	26.0	0.3	0.9	0.1	1.2	0.1	3.4
BaO	BD	0.2	BD	0.2	-	-	-	-	BD	0.3	BD	0.3	-
Na <sub>2</sub> O	8.8	0.1	8.3	0.1	7.9	0.2	1.0	0.1	7.8	0.2	8.9	0.2	8.4
K <sub>2</sub> O	0.9	0.1	4.6	0.1	-	-	-	-	4.4	0.1	5.2	0.1	5.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	BD	0.1	0.3	0.1	-
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	BD	0.2	-	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	BD	0.1	BD	0.1	-
Sum	99.9		99.9		98.2		99.5		99.9		99.6		100.0

**Figure 5.** Compositions (in mol%) for the studied clinopyroxenes from Oldoinyo Lengai compared to clinopyroxenes from the East African Rift System. Aegirine-hedenbergite-diopside series classification diagram after MORIMOTO (1988)

Red - this study. Black - Clinopyroxene from Nephelinite-Phonolite Evolution (NPE). Blue - Clinopyroxenes from Basalt-Rhyolite Evolution (BRE). Ae - Aegirine, Hd - hedenbergite, Di - diopside

**5. ábra.** A vizsgált Oldoinyo Lengai-ról származó klinopiroxének összetétele (mol%) összehasonlítva a Kelet-afrikai-árokrendszerből származó más klinopiroxénekkel. Egirin-hedenbergit-diopszid sorozat osztályozása MORIMOTO (1988) nyomán

Piros - jelen tanulmány. Fekete - Klinopiroxén összetételek a nefelinit-phonolit fejlődési ágon (NPE). Kék - Klinopiroxének a bazalt-rhyolit fejlődési ágon (BRE). Ae - Egirin, Hd - hedenbergit, Di - diopszid



**This study**

✗ Groundmass clinopyroxene

**Nephelinite-Phonolite Evolution (NPE)**

◇ BERKESI et al. (2020) □ KJARSGAARD et al. (1995)

⊗ DAWSON & HILL (1998) ⊞ KLAUDIUS & KELLER (2006)

○ GUZMICS et al. (2012) ⊕ PETERSON (1989)

**Clinopyroxene in peralkaline felsic rocks**

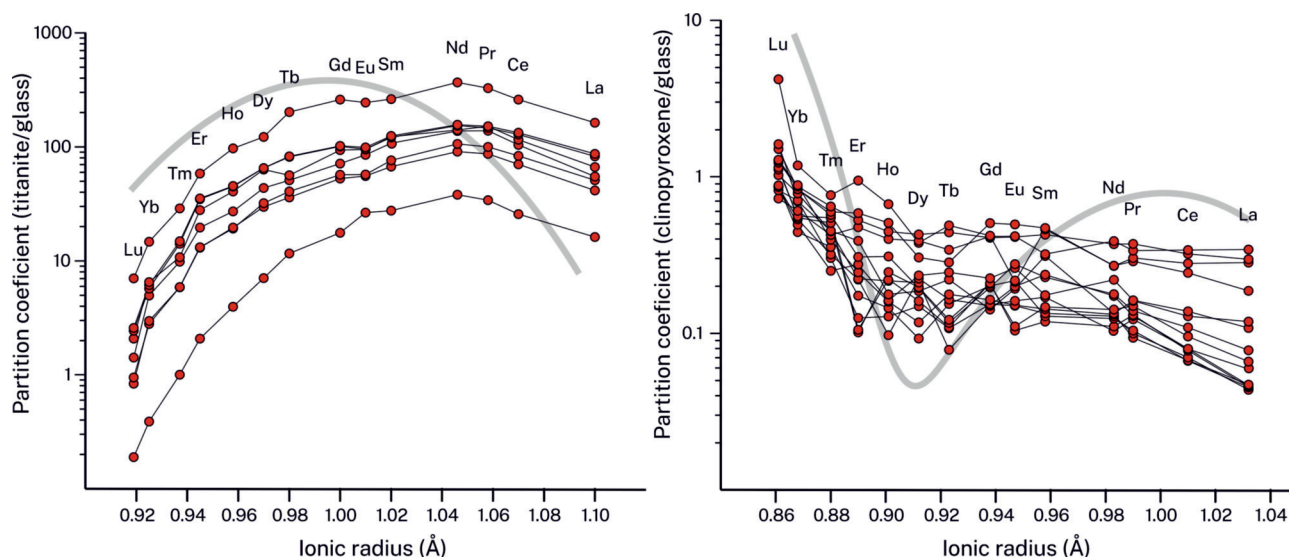
○ RONGA et al. (2010) ⊕ REN et al. (2006)

⊞ GASPARDON et al. (1993) ⊞ SCAILLET & MACDONALD (2003)

△ MACDONALD et al. (2008) ⊞ MIBEI et al. (2021)

+ PECCERILLO et al. (2003) ⊞ MACDONALD et al. (2012)

⊞ MARSHALL et al. (2009)



**Figure 6.** Onuma diagram (log solid / peralkaline rhyolitic glass partition coefficient vs. ionic radius) for titanite (left) and clinopyroxene (right) from xenolith samples collected at Oldoinyo Lengai. Compositions were determined by LA-ICP-MS. Light grey curves - theoretical partition coefficients between titanite/silicate melts (PROWATKE & KLEMME 2005) and aegirine/alkaline melts (BEARD et al. 2019)

**6. ábra.** Az Oldoinyo Lengai-on gyűjtött mintákból származó titanit (bal) és klinopiroxén (jobb) Onuma-diagramja. Az összetételt LA-ICP-MS módszerrel határoztuk meg. Világosszürke görbék - elméleti megoszlási együtthatók a titanit/szilikát olvadékok (PROWATKE & KLEMME 2005) és az aegirin/alkáli olvadékok között (BEARD et al. 2019)

	Glass			Titanite		
	29d07	29d39	29d41	29d04	29d22	29d44
Li	10.1	10.4	8.6	<0.2	1.2	0.9
Cs	0.9	0.8	0.7	<0.1	0.1	<0.1
Rb	160.9	174.8	134.9	0.6	9.1	1.1
Th	12.9	6.7	4.3	0.3	3.0	4.0
U	4.4	1.9	1.4	0.8	8.9	10.4
Nb	54.5	35.2	28.2	2514.1	4396.4	6190.7
Ta	2.2	1.1	0.9	145.6	183.1	287.2
La	15.2	9.5	6.8	246.0	632.0	707.5
Ce	33.2	21.3	17.0	853.5	2462.1	2606.3
Pb	18.6	12.9	11.3	2.8	2.6	1.9
Pr	3.9	2.6	2.1	131.5	391.2	412.5
Sr	186.7	218.0	175.8	3121.3	1975.7	1862.6
Nd	14.1	10.5	8.5	535.9	1484.4	1620.1
Zr	947.9	338.8	229.1	151.4	1151.0	949.4
Hf	24.8	9.3	6.8	5.9	29.0	24.4
Sm	2.8	1.7	1.2	76.9	211.5	240.1
Eu	0.6	0.5	0.4	16.7	43.2	52.3
Gd	2.2	1.3	1.3	38.5	118.8	137.0
Ti	6098.7	6478.0	4344.8	234419.5	227382.9	242301.8
Tb	0.3	0.3	0.2	4.0	14.6	16.7
Dy	2.4	1.2	1.0	17.2	78.8	92.1
Y	13.9	8.5	5.0	31.0	211.3	243.1
Ho	0.5	0.3	0.2	1.8	11.5	13.0
Er	1.6	0.8	0.6	3.3	22.8	26.7
Tm	0.2	0.2	0.1	0.2	1.8	1.9
Yb	2.0	0.9	0.6	0.8	6.1	6.8
Lu	0.3	0.2	0.1	0.1	0.4	0.5
Zn	96.2	84.6	66.8	4.4	8.2	7.9
W	3.3	0.7	0.6	0.2	0.6	0.9
Mo	6.6	1.3	1.5	3.7	4.2	3.5
Sc	5.3	4.9	3.8	1.2	2.2	2.1
V	104.9	105.7	92.1	71.4	62.0	62.7

**Table II.** Representative trace element composition (in ppm) of the studied peralkaline rhyolite glass and titanite from Oldoinyo Lengai

**II. táblázat.** Az Oldoinyo Lengai-ról származó, vizsgált peralkáli riolitos kőzetűveg és titanit reprezentatív nyomelem-összetétele (ppm)

**Table III.** Results of the titanium-in-quartz geothermometry. Titanium content (in ppm) of the studied relict quartz containing rutile inclusion and their calculated temperatures after WARK & WATSON (2006)

*III. táblázat.* Titán a kvarcban geotermometria eredményei. A vizsgált, rutil kristályzárványt tartalmazó relikv kvarc titántartalma (ppm-ben) és kapott hőmérsékletei WARK & WATSON (2006) alapján

Quartz	Ti (ppm)	T (°C)	Quartz	Ti (ppm)	T (°C)
1	9.8	509	17	10.5	514
2	10.1	511	18	10.5	514
3	10.3	513	19	10.4	514
4	10.8	516	20	8.1	496
5	7.6	491	21	10.0	510
6	7.1	486	22	8.3	497
7	7.6	491	23	11.4	520
8	9.1	504	24	6.0	476
9	10.1	511	25	8.2	496
10	7.3	488	26	7.8	493
11	11.4	520	27	7.5	490
12	7.3	489	28	14.0	536
13	11.4	520	29	12.1	525
14	6.9	485	30	12.4	526
15	13.4	532	31	12.0	524
16	10.6	515	32	5.8	473

### Groundmass crystals

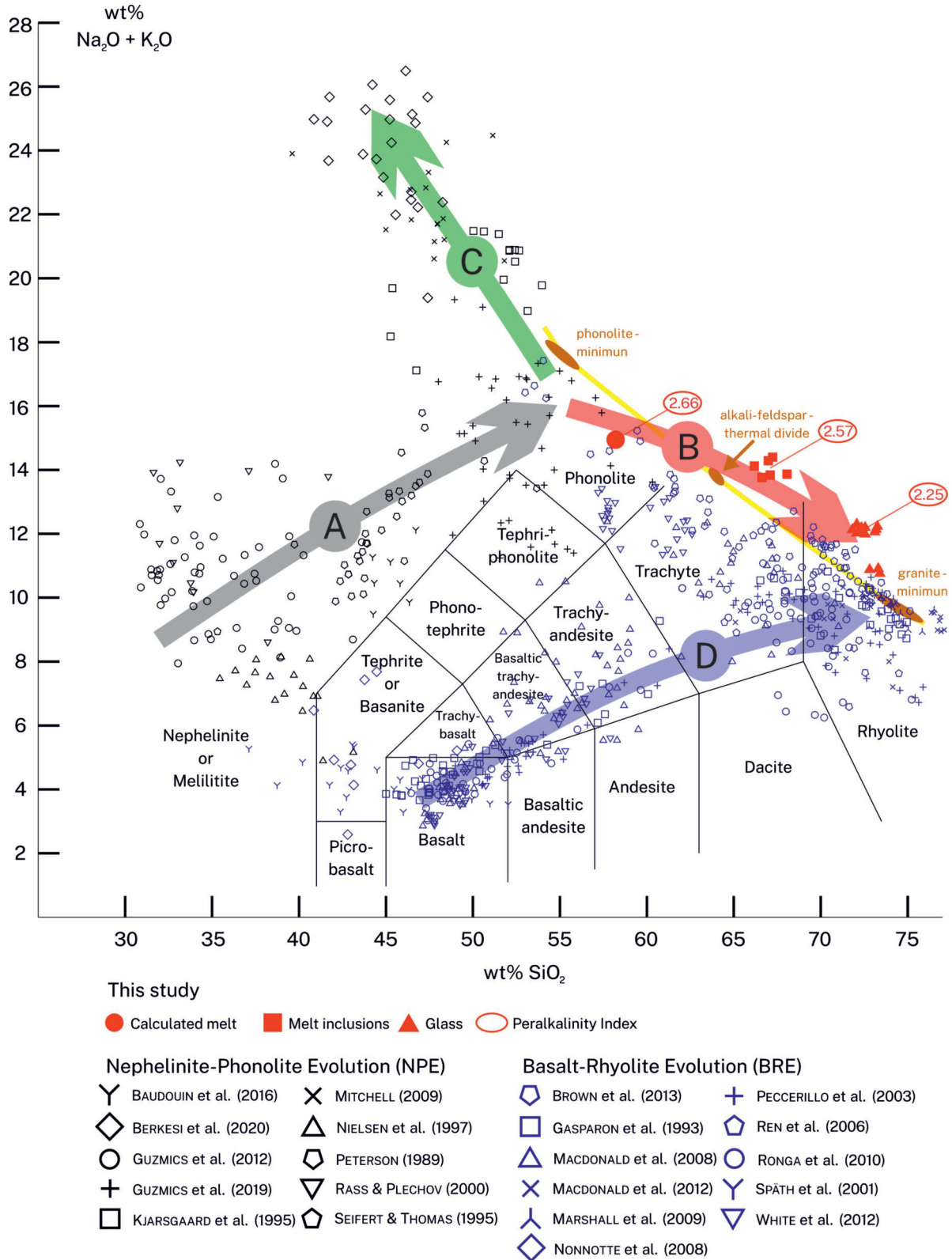
To understand the origin of groundmass crystals we compared our clinopyroxene composition to clinopyroxenes from magmatic systems that can produce aegirine-augite (Fig. 5). In a typical basalt-rhyolite evolution (Fig. 5B), primitive melts are Mg-rich crystallizing diopside (PEC-CERILLO et al. 2003, MACDONALD et al. 2008). They evolve towards Fe<sup>2+</sup>-enriched compositions, precipitating hedenbergite (REN et al. 2006, RONGA et al. 2010). Fractional crystallization can eventually lead to peralkaline rhyolites with aegirine on a basalt-rhyolite evolutionary path (PEC-CERILLO et al. 2003, SCAILLET & MACDONALD 2003). Figure 5 shows compositional changes of clinopyroxene in a nephelinite-phonolite evolutionary path from Mg-rich diopside (GUZMICS et al. 2012), evolving towards Fe<sup>3+</sup>-bearing diopside and to alkali-rich aegirine/aegirine-augite compositions (KJARSGAARD et al. 1995, KLAUDIUS & KELLER 2006), without precipitating Fe<sup>2+</sup>-rich hedenbergite. Thus, our clinopyroxene composition cannot be a part of basalt-rhyolite evolution, owing to the lack of hedenbergite in our sample, at Oldoinyo Lengai (YAXLEY et al. 2022), and alkaline rocks in general. Both the aegirine-rich clinopyroxene (Figs 3E, 5) and the anorthoclase groundmass feldspar (Figs 3C, 4) indicate an alkali-rich magmatic origin, most likely associated with the Oldoinyo Lengai magmatism.

### Peralkaline rhyolite glass

As shown above, groundmass crystals and relict crystals are coexisting but not coeval. This is supported by the abundance of fluid inclusions within relict crystals (Fig. 3D), and their absence in the groundmass (Fig. 3E). Peralkaline rhyolitic glass coexisting with euhedral clinopyroxene and groundmass feldspar (Fig. 3E) indicates an infiltration of a melt into a metamorphic rock (preserved as relict crystals), while the dissolved grain boundaries of the relict quartz and oligoclase feldspar (Fig. 3C) indicate the interaction of an infiltrating melt and a metamorphic rock (dissolution and assimilation). It should be noted that an in-situ partial melting of relict crystals could not form peralkaline compositions, as quartz does not contain alkalis and the relict oligoclase feldspar peralkalinity is less than 1 (Table I, Supplementary Table I).

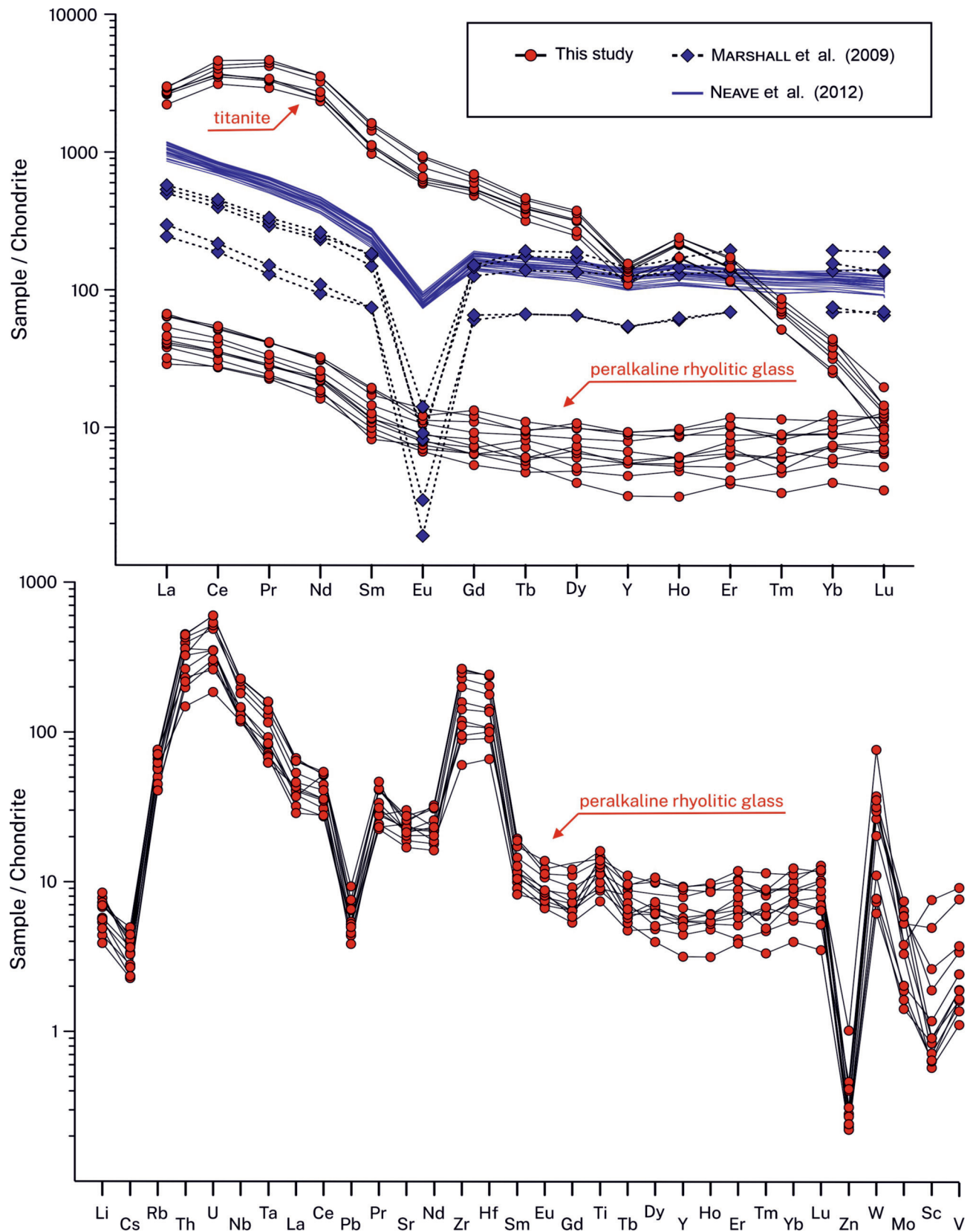
Onuma diagrams (i.e., log solid/liquid partition coefficient vs. ionic radius) indicate that the groundmass clinopyroxene and peralkaline rhyolitic glass were not in equilibrium (Fig. 6), as curves near optimum radius are not parabolic (PHILPOTTS 1978, BLUNDY & WOOD 1994). The interaction of metamorphic rocks with Oldoinyo Lengai magmas must have happened shortly before eruption, preserving relict crystals, preventing groundmass crystals to reach equilibrium with the original melt, and preserving the melt as glass.

When considering silica-undersaturated magmatism, nepheline and perovskite are expected to crystallize instead of feldspar and titanite (BARKER 2001). The presence of groundmass feldspar and titanite, associated with dissolution features in quartz and replacement textures in oligoclase feldspar, indicate that the assimilation of a silica-rich metamorphic rock may have increased the silica activity of an initially silica-undersaturated melt. To estimate the original melt composition before assimilation a mass balance calculation was done. Firstly, titanite, clinopyroxene, and groundmass feldspar (Table I, Supplementary Tables I-III), based on their modal proportions, were added to the peralkaline rhyolite glass. Secondly, the relict crystal (quartz + relict oligoclase feldspar) modal proportion was removed from the combined groundmass composition (peralkaline rhyolite glass + titanite + clinopyroxene + groundmass feldspar), until one of the limiting parameters was reached (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 8 wt%, TiO<sub>2</sub> > 3 wt%, FeO<sup>T</sup> > 13 wt%, peralkalinity index > 4). Constraints for realistic values for Al, Ti, Fe, and peralkaline index were set based on melt inclusion data from alkaline-silicate carbonatite systems (GUZMICS et al. 2012, 2015; BERKESI et al. 2023). Our calculation resulted in a peralkaline (peralkaline index = 2.66) phonolitic composition (Fig. 7, Supplementary Table V) for the original infiltrating melt. Nephelinitic compositions could not have been reached without FeO<sup>T</sup> content and the peralkalinity index was unrealistic (> 15 wt% and > 4, respectively); thus, this composition was excluded. Therefore, the peralkalinity of the rhyolite glass (Fig. 7, Supplementary Table IV) can only have been inherited from the original melt (Fig. 7,



**Figure 7.** Total Alkali Silica (TAS) classification diagram after MAITRE (2002). Orange - alkali-feldspar thermal divide after SCHMIDT & WEIDENDORFER (2018). A (grey arrow) - Nephelinite-Phonolite Evolution (NPE) trend, B (red arrow) - This study, an initially silica-undersaturated melt composition crosses the alkali-feldspar thermal divide by assimilating silica-rich rocks (i.e., metamorphic xenolith interacted with a melt belonging to the nephelinite-phonolite melt evolution), C (green arrow) - Re-equilibration of silicate melt and degassed fluid (BERKESI et al. 2020), D (blue arrow) - Basalt-Rhyolite Evolution (BRE) trend

**7. ábra.** Teljes alkáli szilícium-dioxid (TAS) diagram MAITRE (2002) nyomán. Narancssárga - alkáli földpát termikus gát SCHMIDT ÉS WEIDENDORFER (2018) nyomán. A (szürke nyíl) - Nefelinit-fonolit fejlődés (NPE), B (piros nyíl) - Jelen tanulmány. Egy kezdetben SiO<sub>2</sub>-telitlen olvadékösszetétel a szilícium-dioxidban gazdag kőzetek asszimilálásával átéli az alkáli-földpát termikus gátat., C (zöld nyíl) - Szilikátolvadék és kigázósodott fluidum újra egyensúlyba jutása (BERKESI et al. 2020), D (kék nyíl) - Bazalt-riolit fejlődési trend (BRE).



**Figure 8.** Chondrite-normalized (SUN & McDONOUGH 1989) REE distributions of the studied peralkaline rhyolitic glass and titanite. Compositions were determined by LA-ICP-MS. Red - peralkaline rhyolitic glass and titanite from Oldoinyo Lengai (this study), blue diamond - peralkaline rhyolitic glass from Olkaria volcanic complex (MARSHALL et al. 2009), blue line - peralkaline rhyolitic glass from Pantelleria island (NEAVE et al. 2012)

**8. ábra.** Kondritra normált (SUN & McDONOUGH 1989) ritkaföldfém-eloszlás a vizsgált peralkáli riolitos üvegen és a titaniton. Az összetételeket LA-ICP-MS módszerrel határoztuk meg. Piros - peralkáli riolitos üveg és titanit Oldoinyo Lengai-ről (jelen tanulmány), kék gyémánt - peralkáli riolitos üveg az Olkaria vulkáni komplexumból (MARSHALL et al. 2009), kék vonal - peralkáli riolitos üveg Pantelleria szigetéről (NEAVE et al. 2012)

*Supplementary Table V*), as partial melting of the relict crystals cannot contribute to increase in peralkalinity. Melt inclusions and rhyolite glass have lower peralkalinity than the original melt (*Fig. 7, Supplementary Tables IV-V*). This can be explained by the precipitation of aegirine, which is Na-rich and Al-poor (*Table I, Supplementary Table II*).

#### *Assimilation vs. fractional crystallization*

The fractionation of olivine, pyroxene, and plagioclase in dry, reduced, mantle plume/large igneous province-type rhyolites occurring in rift systems may result in elevated REE concentrations together with a negative Eu-anomaly (JOWITT et al. 2017). This is true for the EARS, where erupted rocks invariably have reduced oxygen fugacity (BIGGS et al. 2021). Rocks from the Olkaria volcanic complex, located in the Gregory Rift (*Fig. 1*), also record an environment with reduced oxygen fugacity. Peralkaline rhyolite glass from the Olkaria volcanic complex presents negative Eu anomaly (MARSHALL et al. 2009), similar to the type locality for highly peralkaline rhyolites (i.e., pantellerites; NEAVE et al. 2012). Therefore, although the studied sample does not allow to infer redox conditions, the regional trend points towards an environment with reduced oxygen fugacity (MARSHALL et al. 2009, BIGGS et al. 2021). Accordingly, the absence of negative Eu anomaly (*Fig. 8*) strongly suggests that peralkaline rhyolitic compositions at Oldoinyo Lengai were not formed by fractional crystallization as a typical basalt-rhyolite evolution.

Undoubtedly, peralkaline rhyolites and granites can be formed through fractional crystallization of initially basaltic/basanitic melts (TRUA et al. 1999, PECCERILLO et al. 2003, MACDONALD et al. 2015). However, melts at Oldoinyo Lengai generally follow a nephelinite-phonolite evolution (KLAUDIUS & KELLER 2006; BERKESI et al. 2020, indicated by the grey arrow in *Fig. 7*). Enrichment of nephelinite melts in alkalis through re-equilibration with alkali carbonate fluid residues can generate highly peralkaline nephelinite melts (BERKESI et al. 2020; *Fig. 7*) but it is unlikely that such a melt would cross the alkali-feldspar thermal divide (SCHMIDT & WEIDENDORFER 2018) into rhyolitic compositions by crystal fractionation (*Fig. 7*). However, a phonolite melt (similar in composition to our estimated melt, *Fig. 7, Table I, Supplementary Table V*) can cross the alkali-feldspar thermal divide by assimilating silica-rich metamorphic rocks that are present in the surroundings of Oldoinyo Lengai (SMITH & MOSLEY 1993, MACDONALD et al. 2001).

Formation of peralkaline rhyolites through assimilation is not limited to Oldoinyo Lengai, similar processes have been proposed to explain the formation of peralkaline rhyolites in the Olkaria volcanic complex (BLACK et al. 1997).

## Conclusions

The presence of anorthite and quartz is incompatible with Oldoinyo Lengai magmatism. The slight orientation of relict crystals, their silica-rich composition, and low formation temperatures (<530 °C) imply metamorphic origin. The alkali-rich groundmass minerals (aegirine, titanite) not being in equilibrium with the peralkaline rhyolite glass indicate that a metamorphic xenolith interacted with Oldoinyo Lengai alkali-rich magmatism shortly before eruption. The original melt composition was calculated as phonolitic (58.2 wt% SiO<sub>2</sub>, 2.66 peralkalinity index). The absence of negative Eu anomaly rejects the possibility that these peralkaline rhyolite compositions could have been formed by fractional crystallization of a basalt melt. Combining the results on rhyolite glass, melt inclusion, and estimated original melt data, the assimilation of a silica-rich rock into a peralkaline silica-undersaturated melt can lead to compositions that cross the alkali-feldspar thermal divide and generate peralkaline rhyolite compositions (>66 wt% SiO<sub>2</sub>, >2.2 peralkalinity index). The formation of peralkaline rhyolites through assimilation can occur in any continental rift where silica-undersaturated alkaline magmatism interacts with silica-rich country rocks. Such process may have been overlooked in other rift systems.

## Acknowledgements

This manuscript is dedicated to the eminent career of Csaba SZABÓ, former supervisor of two authors of this paper (M. BERKESI and T. GUZMICS). His support for the professional careers of M. BERKESI, T. GUZMICS and E. MORORÓ is greatly acknowledged. Reviewers Enikő BALI and Milan KÖHÜT provided very helpful and constructive comments on a draft version of this paper. M. BERKESI was supported by the fund of MTA-EPSS FluidsByDepth Research Group (LP2022-2/2022) and the NKFIH\_FK132418 research grant. T. GUZMICS was awarded the NKFIH\_K142855 research grant.

## References – Irodalom

- BAUDOIN, C., PARAT, F., DENIS, C. M. M. & MANGASINI, F. 2016: Nephelinite lavas at early stage of rift initiation (Hanang volcano, North Tanzanian Divergence). – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **171**, 1–20. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1273-5>
- BARKER, D. S. 2001: Calculated silica activities in carbonatite liquids. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 704–709. <https://doi.org/10.1007/s004100100281>
- BEARD, C. D., VAN HINSBERG, V. J., STIX, J. & WILKE M. 2019: Clinopyroxene/Melt Trace Element Partitioning in Sodic Alkaline Magmas. – *Journal of Petrology* **60**, 1797–1824. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egz052>
- BERKESI, M., BALI, E., BODNAR, R. J., SZABÓ, A. & GUZMICS, T. 2020: Carbonatite and highly peralkaline nephelinite melts from Oldoinyo Lengai Volcano, Tanzania: The role of natrite-normative fluid degassing. – *Gondwana Research* **85**, 76–83. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.03.013>
- BERKESI, M., MYOVELA, J. L. & GUZMICS, T. 2023: Carbonatite formation in continental settings via high pressure – high temperature liquid immiscibility. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **349**, 41–54. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.03.027>
- BIGGS, J., AYELE, A., FISCHER, T. P., FONTIJN, K., HUTCHISON, W., KAZIMOTO, E., WHALER, K. & WRIGHT, T. J. 2021: Volcanic activity and hazard in the East African Rift Zone. – *Nature Communications* **12**, 6881. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27166-y>
- BLACK, S., MACDONALD, R. & KELLY, M. R. 1997: Crustal Origin for Peralkaline Rhyolites from Kenya: Evidence from U-Series Disequilibria and Th-Isotopes. – *Journal of Petrology* **38**, 227–297. <https://doi.org/10.1093/ptrology/38.2.277>
- BLUNDY, J. & WOOD, B. 1994: Prediction of crystal–melt partition coefficients from elastic moduli. – *Nature* **372**, 452–454. <https://doi.org/10.1038/372452a0>
- BRAILE, L. W., KELLER, G. R., WENDLANDT, R. F., MORGAN, P. & KHAN, M. A. 2006: The East African rift system. – *Developments in Geotectonics* **25**, 213–231. [https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(06\)80013-3](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(06)80013-3)
- BROWN, F. H., NASH, B. P., FERNANDEZ, D. P., MERRICK, H. V. & THOMAS, R. J. 2013: Geochemical composition of source obsidians from Kenya. – *Journal of Archaeological Science* **40**, 3233–3251. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.03.011>
- BRYAN, S. E., FERRARI, L., REINERS, P. W., ALLEN, C. M., PETRONE, C. M., RAMOS-ROSIQUE, A. & CAMPBELL, I. H. 2008: New insights into crustal contributions to large-volume rhyolite generation in the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology. – *Journal of Petrology* **49**, 47–77. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egm070>
- CHOROWICZ, J. 2005: The East African rift system. – *Journal of African Earth Sciences* **42**, 379–410. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019>
- COLBY, D. J., PYLE, D. M., FONTIJN, K., MATHER, T. A., MELAKU, A. A., MENGESHA, M. A. & YIRGU, G. 2022: Stratigraphy and eruptive history of Corbetti Caldera in the Main Ethiopian Rift. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **428**, 107580. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107580>
- DAWSON, J. B. 2008: *The Gregory Rift Valley and Neogene-Recent Volcanoes of Northern Tanzania*. – *Memoirs of the Geological Society of London* **33**, London. <https://doi.org/10.1144/M33>
- DAWSON, J. B. & HILL, P. G. 1998: Mineral chemistry of a peralkaline combeite-lamprophyllite nephelinite from Oldoinyo Lengai, Tanzania. – *Mineralogical Magazine* **62**, 179–196. <https://doi.org/10.1180/002646198547567>
- DAWSON, J. B., SMITH, J. V. & STEELE, I. M. 1992: 1966 ash eruption of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai: mineralogy of lapilli and mixing of silicate and carbonate magmas. – *Mineralogical Magazine* **56**, 1–16. <https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.382.01>
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. 1992: *An introduction to the Rock Forming Minerals, 2nd ed.* – Longman Group Ltd., Harlow, 712 pp. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- DOSTAL, J. 2017: Rare Metal Deposits Associated with Alkaline/Peralkaline Igneous Rocks. – *Resources* **6**, 34. <https://doi.org/10.3390/resources6030034>
- FRITZ, H., ABDELSALAM, M., ALI, K. A., BINGEN, B., COLLINS, A. S., FOWLER, A. R., GHEBREAB, W., HAUZENBERGER, C. A., JOHNSON, P. R., KUSKY, T. M., MACEY, P., MUHONGO, S., STERN, R. J. & VIOLA, G. 2013: Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. – *Journal of African Earth Sciences* **86**, 65–106. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.06.004>
- GASPARON, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., PECCERILLO, A. & TSEGAYE, A. 1993: Genesis of the pliocene to recent bimodal mafic-felsic volcanism in the Debre Zeyt area, central Ethiopia: volcanological and geochemical constraints. – *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* **17**, 145–165. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(93\)90032-L](https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90032-L)
- GUILLONG, M., MEIER, D. L., ALLAN, M. M., HEINRICH, C. A. & YARDLEY, B. W. D. 2008: SILLS: A MATLAB-based program for the reduction of laser ablation ICP–MS data of homogeneous materials and inclusions. – In: SYLVESTER, P.: *Laser Ablation–ICP–MS in the Earth Sciences – Current Practices and Outstanding Issues*. – Mineralogical Association of Canada Short Course Series Volume 40, Vancouver.
- GUZMICS, T., MITCHELL, R. H., SZABÓ, C., BERKESI, M., MILKE, R. & RATTER, K. 2012: Liquid immiscibility between silicate, carbonate and sulfide melts in melt inclusions hosted in co-precipitated minerals from Kerimasi volcano (Tanzania): Evolution of carbonated nephelinitic magma. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **164**, 101–122. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0728-6>
- GUZMICS, T., ZAJACZ, Z., MITCHELL, R. H., SZABÓ, C. & WÄLLE, M. 2015: The role of liquid–liquid immiscibility and crystal fractionation in the genesis of carbonatite magmas: insights from Kerimasi melt inclusions. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **169**, 17. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1093-4>
- GUZMICS, T., BERKESI, M., BODNAR, R. J., FALL, A., BALI, E., MILKE, R., VETLÉNYI, E. & SZABÓ, C. 2019: Natrocarbonatites: A hidden product of three-phase immiscibility. – *Geology* **47**, 527–530. <https://doi.org/10.1130/G46125.1>
- HALDER, M., PAUL, D. & SENSARMA S. 2021: Rhyolites in continental mafic Large Igneous Provinces: Petrology, geochemistry and petrogenesis. – *Geoscience Frontiers* **12**, 53–80. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.06.011>

- HALÁSZ, N., BERKESI, M., TÓTH, T. 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>.
- HAY, D. E., WENDLANDT, R. F. & WENDLANDT, E. D. 1995: The origin of Kenya rift plateau-type flood phonolites: evidence from geochemical studies for fusion of lower crust modified by alkali basaltic magmatism. – *Journal of Geophysical Research* **100**, 411–422. <https://doi.org/10.1029/94JB02159>
- HUANG, Y., LIU, Q., LIU, F., LI, X., LIU, Y., TANG, G., FAN, H., LI, X. & LI, Q. 2023: Large Si isotope fractionation reveals formation mechanism of quartz in silicon-poor carbonatite. – *Geology* **51**, 1038–1042. <https://doi.org/10.1130/G51314.1>
- HUTCHISON, W., PYLE, D. M., MATHER, T. A., YIRGU, G., BIGGS, J., COHEN, B. E., BARFOD, D. N. & LEWI, E. 2016: The eruptive history and magmatic evolution of Aluto volcano: new insights into silicic peralkaline volcanism in the Ethiopian rift. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **328**, 9–33. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.010>
- JOWITT, S. M., MEDLIN, C. C. & CAS, R. A. F. 2017: The rare earth element (REE) mineralisation potential of highly fractionated rhyolites: A potential low-grade, bulk tonnage source of critical metals. – *Ore Geology Reviews* **86**, 548–562. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.027>
- JUNG, S., HOERNES, S. & HOFFER, E. 2005: Petrogenesis of Cogenetic Nepheline and Quartz Syenites and Granites (Northern Damara Orogen, Namibia): Enriched Mantle versus Crustal Contamination. – *Journal of Geology* **113**, 651–672. <http://dx.doi.org/10.1086/467475>
- KÁLDOS, R., GUZMICS, T., MITCHELL, R. H., DAWNSON, J. B., MILKE, R. & SZABÓ, C. 2015: A melt evolution model for Kerimasi volcano, Tanzania: Evidence from carbonate melt inclusions in jacupirangite. – *Lithos* **238**, 101–119. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.09.011>
- KAMPUNZU, A. B., BONHOMME, M. G. & KANIKA, M. 1998: Geochronology of volcanic rocks and evolution of the Cenozoic western branch of the East African Rift system. – *Journal of African Earth Sciences* **26**, 441–461. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(98\)00025-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(98)00025-6)
- KELLER, G. R., PRODEHL, C., MECHIE, J., FUCHS, K., KHAN, M. A., MAGUIRE, P. K. H., MOONEY, W. D., ACHAUER, U., DAVIS, P. M., MEYER, R. P., BRAILE, L. W., NYAMBOK, I. O. & THOMPSON, G. A. 1994: The East African rift system in the light of KRISP 90. – *Tectonophysics* **236**, 465–483. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90190-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90190-2)
- KJARSGAARD, B. A., HAMILTON, D. L. & PETERSON, T. D. 1995: *Peralkaline Nephelinite/Carbonatite Liquid Immiscibility: Comparison of Phase Compositions in Experiments and Natural Lavas from Oldoinyo Lengai*. – In: BELL, K. & KELLER, J. (eds): *Carbonatite Volcanism*, IAVCEI Proceedings in Volcanology, vol 4. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-79182-6\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-642-79182-6_13)
- 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>
- KRACEK, F. C., BOWEN, N. L. & MOREY, G. W. 1937: Equilibrium Relations and Factors Influencing Their Determination in the System  $K_2SiO_3-SiO_2$ . – *The Journal of Physical Chemistry* **41**, 1183–1193. <https://doi.org/10.1021/j150387a004>
- LEMASURIER, W. E., FUTA, K., HOLE, M. & KAWACHI, Y. 2005: Polybaric Evolution of Phonolite, Trachyte, and Rhyolite Volcanoes in Eastern Marie Byrd Land, Antarctica: Controls on Peralkalinity and Silica Saturation. – *International Geology Review* **45**, 1055–1099. <http://dx.doi.org/10.2747/0020-6814.45.12.1055>
- LOWENSTERN, J. B. & MAHOOD, G. A. 1991: New data on magmatic  $H_2O$  contents of pantellerites, with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. – *Bulletin of Volcanology* **54**, 78–83. <https://doi.org/10.1007/bf00278208>
- MCCONNELL, R. B. 1972: Geological Development of the Rift System of Eastern Africa. – *GSA Bulletin* **83**, 2549–2572. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[2549:GDOTRS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[2549:GDOTRS]2.0.CO;2)
- MACDONALD, R. & SCALLET, B. 2006: The central Kenya peralkaline province: Insights into the evolution of peralkaline salic magmas. – *Lithos* **91**, 59–73. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.009>
- MACDONALD, R., DAVIES, G. R., BLISS, C. M., LEAT, P. T., BAILEY, D. K. & SMITH, R. L. 1987: Geochemistry of High-silica Peralkaline Rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. – *Journal of Petrology* **28**, 979–1008. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.6.979>
- MACDONALD, R., ROGERS, N. W., FITTON, J. G., BLACK, S. & SMITH, M. 2001: Plume–Lithosphere Interactions in the Generation of the Basalts of the Kenya Rift, East Africa. – *Journal of Petrology* **42**, 877–900. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.877>
- MACDONALD, R., BELKIN, H. E., FITTON, J. G., ROGERS, N. W., NEJBERT, K., TINDLE, A. G. & MARSHALL, A. S. 2008: The Roles of Fractional Crystallization, Magma Mixing, Crystal Mush Remobilization and Volatile–Melt Interactions in the Genesis of a Young Basalt–Peralkaline Rhyolite Suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley. – *Journal of Petrology* **49**, 1515–1547. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.027>
- MACDONALD, R., BAGINSKI, B., RONGA, F., DZIERZANOWSKI, P., LUSTRINO, M., MARZOLI, A. & MELLUSO, L. 2012: Evidence for extreme fractionation of peralkaline silicic magmas, the Boseti volcanic complex, Main Ethiopian Rift. – *Mineralogy and Petrology* **104**, 163–175. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0184-4>
- MACDONALD, R., SUMITA, M., SCHMINCKE, H., BAGINSKI, B., WHITE, J. C. & ILNICKI, S. S. 2015: Peralkaline felsic magmatism at the Nemrut volcano, Turkey: impact of volcanism on the evolution of Lake Van (Anatolia) IV. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **169**, 34. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1127-6>
- MARSHALL, A. S., MACDONALD, R., ROGERS, N. W., FITTON, J. G., TINDLE, A. G., NEJBERT, K. & WHITE, R. W. 2009: Fractionation of Peralkaline Silicic Magmas: the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley. – *Journal of Petrology* **50**, 323–359. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp001>
- MIBEI, G., BALI, E., GEIRSSON, H., GUDFINNSSON, G. H., HARDARSON, B. S. & FRANZSON, H. 2021: Partial melt generation and evolution of magma reservoir conditions at the Paka volcanic complex in Kenya: Constraints from geochemistry, petrology and geophysics. – *Lithos* **400–401**, 106385. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106385>

- MITCHELL, R. H. 2009: Peralkaline nephelinite–natrocarbonatite immiscibility and carbonatite assimilation at Oldoinyo Lengai, Tanzania. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **158**, 589–598. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0398-1>
- MOONEY, W. D. & CHRISTENSEN, N. I. 1994: Composition of the crust beneath the Kenya rift. – *Tectonophysics* **236**, 391–408. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90186-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90186-4)
- MORIMOTO, N. 1988: Nomenclature of Pyroxenes. – *Mineralogy and Petrology* **39**, 55–76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- MORORÓ, E. A. A., BERKESI, M., ZAJACZ, Z. & GUZMICS, T. 2024: Rare earth element transport and mineralization linked to fluids from carbonatite systems. – *Geology* **52/4**, 240–244. <https://doi.org/10.1130/G51531.1>
- MUHONGO, S. 1999: Anatomy of the Mozambique Belt of Eastern and Southern Africa: Evidence from Tanzania. – *Gondwana Research* **2**, 369–375. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70276-8](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70276-8)
- NEAVE, D. A., FABBRO, G., HERD, R. A., PETRONE, C. M. & EDMONDS, M. 2012: Differentiation and Degassing at the Pantelleria Volcano. – *Journal of Petrology* **53**, 637–663. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egr074>
- NIELSEN, T. F. D., SOLOVOVA, I. P. & VEKSLER, I. V. 1997: Parental melts of melilitolite and origin of alkaline carbonatite: evidence from crystallised melt inclusions, Gardiner complex. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **126**, 331–344.
- NONNOTTE, P., BENOIT, M., LE GALL, B., HÉMOND, C., ROLET, J., COTTEN, J., BRUNET, P. & MAKOKA, E. 2011: Petrology and geochemistry of alkaline lava series, Kilimanjaro, Tanzania: New constraints on petrogenetic processes. – *The Geological Society of America, Special Paper* **478**, 127–158. [https://doi.org/10.1130/2011.2478\(07\)](https://doi.org/10.1130/2011.2478(07))
- PECCERILLO, A., BARBERIO, M. R., YIRGU, G., AYALEW, D., BARBIERI, M. & WU, T. W. 2003: Relationships between Mafic and Peralkaline Silicic Magmatism in Continental Rift Settings: a Petrological, Geochemical and Isotopic Study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. – *Journal of Petrology* **44**, 2003–2032. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egg068>
- PETERSON, T. D. 1989: Peralkaline nephelinites. I. Comparative petrology of Shombole and Oldoinyo L'engai, East Africa. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **101**, 458–478. <https://doi.org/10.1007/BF00372219>
- PHILPOTTS, J. A. 1978: The law of constant rejection. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **42**, 909–920. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90102-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90102-3)
- PRODEHL, C., JACOB, A. W. B., THYBO, H., DINDI, E. & STANGL, R. 1994: Crustal structure on the northeastern flank 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)
- PROWATKE, S. & KLEMME, S. 2005: Effect of melt composition on the partitioning of trace elements between titanite and silicate melt. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 695–709. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.037>
- RASS, I. T. & PLECHOV, P. Y. 2000: Melt inclusions in olivines from the olivine-melilitite rock of the Guli massif, northwestern Siberian platform. – *Doklady Earth Sciences* **375A**, 1399–1402.
- REN, M., OMENDA, P. A., ANTHONY, E. Y., WHITE, J. C., MACDONALD, R. & BAILEY, D. K. 2006: Application of the QUILF thermobarometer to the peralkaline trachytes and pantellerites of the Eburru volcanic complex, East African Rift, Kenya. – *Lithos* **91**, 109–124. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.011>
- RONGA, F., LUSTRINO, M., MARZOLI, A. & MELLUSO, L. 2010: Petrogenesis of a basalt-comendite-pantellerite rock suite: the Boseti Volcanic Complex (Main Ethiopian Rift). – *Mineralogy and Petrology* **98**, 227–243. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0064-3>
- ROSENDAHL, B. R. 1987: Architecture of Continental Rifts with Special Reference to East Africa. – *Annual Reviews* **15**, 445–503. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.15.050187.002305>
- SCAILLET, B. & MACDONALD, R. 2003: Experimental Constraints on the Relationships between Peralkaline Rhyolites of the Kenya Rift Valley. – *Journal of Petrology* **44**, 1867–1894. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egg062>
- SCAILLET, B. & MACDONALD, R. 2006: Experimental and Thermodynamic Constraints on the Sulphur Yield of Peralkaline and Metaluminous Silicic Flood Eruptions. – *Journal of Petrology* **47**, 1413–1437. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egl016>
- SCHMIDT, M. W. & WEIDENDORFER, D. 2018: Carbonatites in oceanic hotspots. – *Geology* **46**, 435–438. <https://doi.org/10.1130/G39621.1>
- SEIFERT, W. & THOMAS, R. 1995: Silicate-carbonate immiscibility: A melt inclusion study of olivine melilitite and wehrlite xenoliths in Tephrite from the Elbe Zone, Germany. – *Chemie der Erde* **55**, 263–279.
- SMITH, M. & MOSLEY, P. 1993: Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa. – *Tectonics* **12**, 591–605. <https://doi.org/10.1029/92tc01710>
- SPÄTH, A., LE ROEX, A. P. & OPIYO-AKECH, N. 2001: Plume–Lithosphere Interaction and the Origin of Continental Rift-related Alkaline Volcanism—the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya. – *Journal of Petrology* **42**, 765–787. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.4.765>
- SUN, S.-S. & MCDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – *Geological Society London Special Publications* **42**, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- TRUA, T., DENIEL, C. & MAZZUOLI, R. 1999: Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence. – *Chemical Geology* **155**, 201–231. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00174-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00174-0)
- WANG, Z., FAN, H., ZHOU, L., YANG, K. & SHE, H. 2020: Carbonatite-Related REE Deposits: An Overview. – *Minerals* **10**, 965. <https://doi.org/10.3390/min10110965>
- WARK, D. A. & WATSON, E. B. 2006: TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **152**, 743–754. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0132-1>
- WHITE, J. C., ESPEJEL-GARCÍA, V. V., ANTHONY, E. Y. & OMENDA, P. 2012: Open System evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift. – *Lithos* **152**, 84–104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.023>
- YAXLEY, G. M., ANENBURG, M., TAPPE, S., DECREE, S. & GUZMICS, T. 2022: Carbonatites: Classification, Sources, Evolution, and Emplacement. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **50**, 261–93. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-032320-104243>

## Digital supplementaries

Supplementary Table I. Composition (in wt%) of the studied feldspar from Oldoinyo Lengai, data from groundmass crystals and relicts (core & rim)  
*Melléklet I. táblázat. A vizsgált Oldoinyo Lengai-ról származó földpát összetétele (tömeg%) mind az alapanyag, mind a reliket földpát kristályokból (mag és perem)*

Supplementary Table II. Composition (in wt%) of the studied clinopyroxene from Oldoinyo Lengai, data from groundmass crystals  
*Melléklet II. táblázat. Az Oldoinyo Lengai vizsgált klinopiroxének összetétele (tömeg%), adatok az alapanyag kristályokból*

Supplementary Table III. Composition (in wt%) of the studied titanite from Oldoinyo Lengai, data from groundmass crystals (core & rim)  
*Melléklet III. táblázat. A vizsgált Oldoinyo Lengai-ról származó titanit összetétele (tömeg%) alapanyag kristályokból (mag és perem)*

Supplementary Table IV. Composition (in wt%) of the studied glass from Oldoinyo Lengai  
*Melléklet IV. táblázat. A vizsgált Oldoinyo Lengai-ról származó kőzetüveg összetétele (tömeg%)*

Supplementary Table V. Composition (in wt%) of the studied melt inclusions from Oldoinyo Lengai and the estimated original melt  
*Melléklet V. táblázat. A vizsgált Oldoinyo Lengai-ról származó olvadékszárványok és a becsült eredeti olvadék összetétele (tömeg%)*

Supplementary Table VI. Trace element composition (in ppm) of the studied peralkaline rhyolite glass from Oldoinyo Lengai  
*Melléklet VI. táblázat. Oldoinyo Lengai-ról származó vizsgált peralkáli riolitüveg nyomelem-összetétele (ppm)*

Supplementary Table VII. Trace element composition (in ppm) of the studied titanite from Oldoinyo Lengai  
*Melléklet VII. táblázat. A vizsgált Oldoinyo Lengai titanitok nyomelem-összetétele (ppm)*

## Hírek, ismertetések

Összeállította: PIROS Olga

### Események, rendezvények

#### Geotábor általános iskolásoknak

Az idei nyáron rendezte meg először a Magyarhoni Földtani Társulat a Csili Művelődési Központtal közös földtudományi tematikájú táborát. A tábor címe *Az ásványoktól a drágakövekig* volt. A szakmai fő szervezői feladatot Felkerné dr. Kóthay Klára, az OKSZ elnöke vállalta.



A táborban 24 gyermek vett részt. A tematika az ásványok megismerésén, az Év ásványa programon keresztül vezette be az ifjú érdeklődőket a földtudományok rejtelmeibe. Kiemelt jelentőséget kaptak a kvarc, a galenit, a korund, az apatit változatai és mindennapi felhasználásuk. Egy egész napot a fossziliáknak, a jégkorszaknak és az öskörnyezetnek szenteltünk.

Az információátadás élményszerűségére is kiemelt figyelmet fordítottunk. Agyagozás, gyöngyfűzés, kitűzőkészítés és üvegfestés színesítették a geológiai programot. Ellátogattunk a helytörténeti múzeumba is, ahol régi térképekkel ismerkedhettek meg a gyerekek. Mivel a tábor hőségriadó idején volt, így a fagyizás sem maradhatott el.

Az MFT részéről dr. Bodor Emese Réka, Felkerné dr. Kóthay Klára, dr. Piros Olga és Somogyi Éva, míg a Csili Művelődési Központ részéről Czúni Imre vettek részt a tábor lebonyolításában.

### Személyi hírek

#### Gyász hírek

Fájdalommal tudatjuk, hogy

SZABÓ Zoltán tagtársunk (1940–2024) és  
KECSETI Sándor (1940–2024) tagtársunk elhunyt.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él!

## Tartalom — Contents

BERKESI Márta: SZABÓ Csaba köszöntése a munkássága előtt tisztelegő <i>Földtani Közlöny</i> -kötet megjelenése alkalmából.	265
GELENCSÉR, Orsolya, SZABÓ-KRAUSZ, Zsuzsanna, NÉMETH, Tibor, ÁRVAI, Csaba, MIKA, László Tamás, KÓVÁGÓ, Ákos, BREITNER, Dániel, TÓTH, Péter, FALUS, György: K-feldspar – H <sub>2</sub> interaction in the context of underground hydrogen storage. – Káliiföldpát – hidrogén kölcsönhatás a felszín alatti hidrogéntárolás összefüggésében.	267
SPRÁNITZ, Tamás, TARI, Gábor, PORKOLÁB, Kristóf, VRŠIČ, Aleš, HUJER, Wolfgang, MEKONNEN, Elias, BERKESI, Márta: A preliminary study on fluid migration pathways along the Rechnitz detachment fault; a tribute to Prof. Csaba SZABÓ. – Előzetes eredmények a Rohonci nyírózóna fluidum áramlási útvonalairól; tisztelegés SZABÓ Csaba professzor munkássága előtt.	277
B. KISS Gabriella, OELBERG-PÁNCZÉL Emese, JANKA Péter, KÁPOSTÁS Viktória, SZÜCS Levente, REASCOS, Harvey, SZABÓ Dávid, KOVÁCS Dániel, LIPP Kristóf, SZENDREI Zsolt, NÉMETH Tibor: A pákozdi Ősi-hegy kvarctelérének komplex geológiai vizsgálata. – Complex geological study of the quartz vein of the Ősi Hill, Pákozd.	299
TARI, Gábor, VRŠIČ, Aleš, HUJER, Wolfgang, MEKONNEN, Elias, SCHNEIDER, David A., PÉCSKAY, Zoltán, SZEPESI, János: Preliminary analysis of Lower Cretaceous metadolerites drilled in Lower Austria: a tribute to Prof. Csaba SZABÓ. – Alsó-Ausztriában fúrt alsó kréta bazalt teptelések előzetes vizsgálata: tisztelegés SZABÓ Csaba professzor munkássága előtt.	307
PATKÓ, Levente, KUSLITS, Lukács, CZIROK, Lili, LIPTAI, Nóra: Cluster analysis on a suite of upper mantle xenoliths from the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin). – Klaszteranalízis a Nógrád–Gömör Vulkáni Területről (észak Pannon-medence) származó felsőkőpeny xenolit sorozaton.	329
HARANGI Szabolcs: A magmás petrográfia megszületésétől a kvantitatív közettani kutatásokig – tisztelegés SZABÓ Csaba munkássága előtt. – From the birth of the igneous petrography to the quantitative petrology – A tribute to Csaba SZABÓ's scientific and teaching work.	347
MORORÓ, Emanuel A. A., BERKESI, Márta, TSAY, Alexandra, GUZMICS, Tibor: Formation of peralkaline rhyolite in the East African Rift System: the role of assimilation – a tribute to the career of Csaba SZABÓ. – Az asszimiláció szerepe peralkáli riolitok kialakulásában a Kelet-afrikai-árokrendszerben – tisztelegés SZABÓ Csaba szakmai pályája előtt.	365
Hírek, ismertetések (összeállította: PIROS Olga)	383

