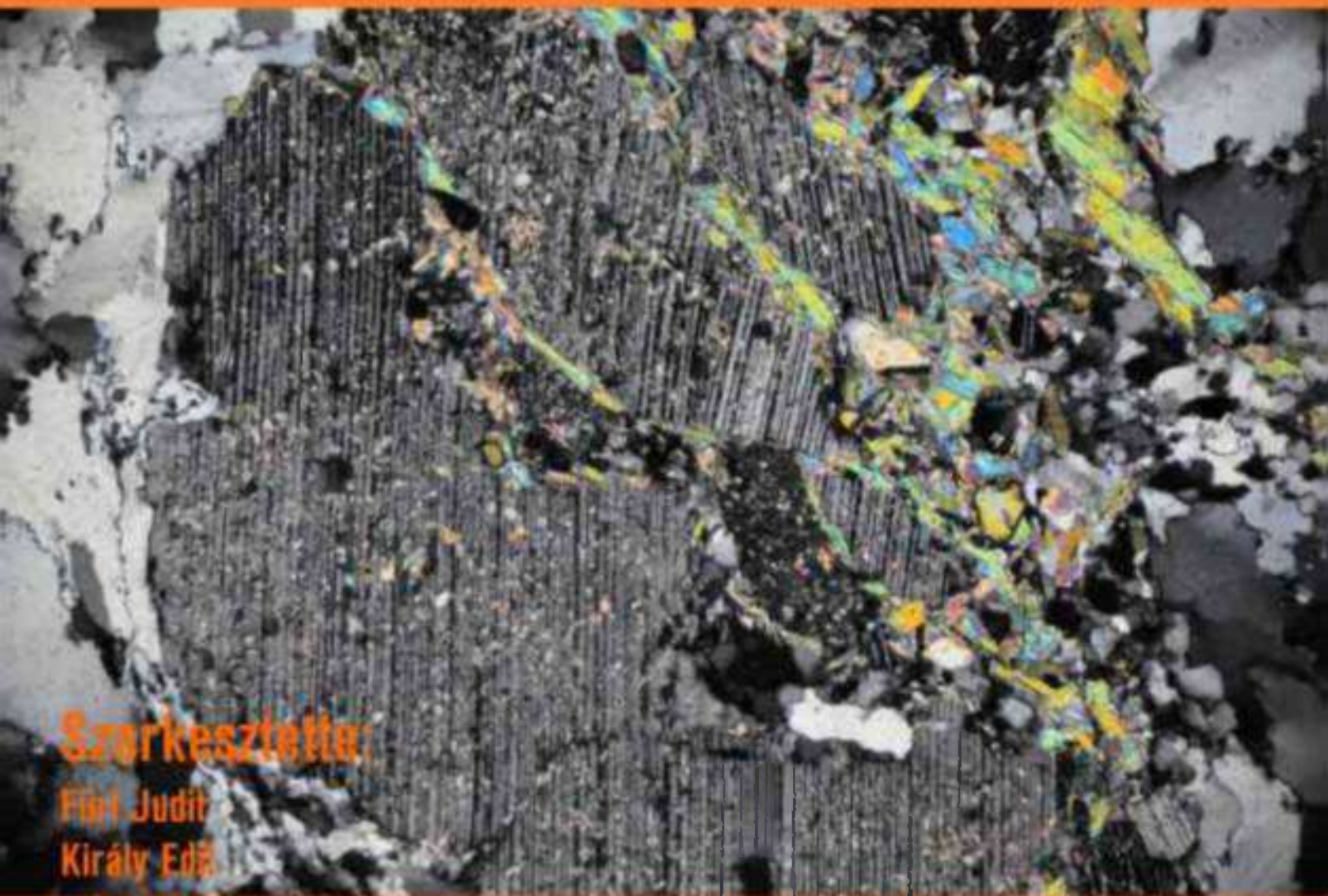


ÁTALAKULÁSOK



Szerkesztette:

Füzi Judit

Király Edő



11. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

ÁTALAKULÁSOK



11. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

© Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 2020
Minden jog fenntartva!

A kötetben közölt cikkek tartalmáért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget.

Szerkesztette

Füri Judit, Király Edit

Lektorok

Bartha András, Falus György, Füri Judit, Gál Nóra, H. Lukács Réka, Király Edit,
Kónya Péter, Kovács István János, Maros Gyula, Péterdi Bálint, Thamóné Bozsó Edit,
Tolmács Daniella, Török Kálmán, Vígh Csaba

Műszaki szerkesztő és DTP

Piros Olga

Kiadja a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat

Felelős kiadó

Fancsik Tamás
elnök

ISBN: 978-963-671-320-1

Nyomda

Duna-Mix Kft, Vác

Címlapkép

Egykori, hercyni, magmás albitporfirokiaszt, amely a nagy nyomású alpi metamorfózis hatására széttöredezett; fengitből, albitalszemcsékből és kvarcból álló erek szelik át
(fotó: Török Kálmán)

ÁTALAKULÁSOK

11. Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés
Sopron, 2020. szeptember 10–12.

Szerkesztette
Füri Judit, Király Edit

Budapest, 2020

11. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés
Sopron, 2020. szeptember 10–12.
Helyszín: GGI, Geodéziai és Geofizikai Intézet
9400, Sopron, Csatka Endre u. 6–8.

Rendezők

MBFSZ, Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat
GGI, Geodéziai és Geofizikai Intézet
MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport
SZTE Ásványtani és Közöttani Tanszék „Vulcano” Közöttani és Geokémiai Kutatócsoport
MTA GÁK Közöttani Albizottság
Magyarhoni Földtani Társulat

Szervezőbizottság

Király Edit (MBFSZ, a szervezőbizottság elnöke)
Kovács István János (GGI), H. Lukács Réka (MTA–ELTE VKCS), Harangi Szabolcs (ELTE, MTA–ELTE VKCS),
M. Tóth Tivadar (SZTE), Pál-Molnár Elemér (SZTE),
Füri Judit (MBFSZ), Török Kálmán (MBFSZ), Vígh Csaba (MBFSZ)

Támogatóink

MBFSZ, GGI, AuroScience Kft., AustroLab Kft., Zeiss Kft., Per-Form Kft.



TARTALOM

Király Edit: Előszó	9
Absztraktok	11
Aradi László Előd, Patkó Levente, Liptai Nóra, Berkesi Márta, Kovács István János, Szabó Csaba Metaszomatózis hatása a köpenylitoszféra névlegesen vízmentes ásványaira.....	13
Arató Róbert, Tanya Bagdasharyan, Dönczö Boglárka, Szarka Máté, Roman Veselovskiy Egy minta, több hőttörténet: melyik a valós?.....	14
B. Kiss, Gabriella, Józsa, Sándor, Pataki, Zsolt, Németh, Tibor Unusual mixed carbonate-silica hot spring deposits from the SE Börzsöny Mts (N Hungary)	15
Beke Barbara, Szócs Emese, Hips Kinga, Schubert Félix, Petrik Attila, Fodor László Szerkezeti elemek és a diagenézis kapcsolata porózus, sziliciklasztos üledékekben ÉK-magyarországon	19
Benkó Zsolt, Molnár Kata, Rinyu László, Czuppon György, Tomas Magna, Vladislav Rapprich, Futó István, Palcsu László Karbonatitok: magmás vagy hidrotermás képződés?	20
Berkesi Márta, Bali Enikő, Robert J. Bodnar, Szabó Ábel, Guzmics Tibor Extrém alkáli karbonatitok és peralkáli olvadékok kialakulása: esettanulmány az Oldoinyo Lengairől	21
Bíró Máté, B. Kiss Gabriella, Weiszbürg Tamás Diffúz szövetű kalkopirit a Recsk mélyszinti karbonáthelyettesítéses érctelep szfaleritjében	22
Czuppon, György, Bettina Purgtaller, Martin Dietzel, Cseresznyés, Dóra, Albert Leiss, Demény, Attila, Kesjár, Dóra, Kovács, Ivett, Király, Csilla, Szabó, Csaba, Falus, György Isotope fractionation factors of dawsonite – tracing the formation environment.....	23
Cseresznyés Dóra, Czuppon György, Király Csilla, Györe Domokos, Stuart Gilfillan, Demény Attila, Szabó Csaba, Falus György Dawsonit eredete és képződési körülményei	24
Cserép Barbara, Harangi Szabolcs A Csomád legidősebb robbanásos kitörési termékeinek jellemzése	25
Fehér Kristóf, Józsa Sándor, Sági Tamás, Kovács Zoltán A Somlyó és Szamár-hegy szubvulkáni kőzeteinek vizsgálata	26
Fodor László, Kövér Szilvia, Arató Róbert, Beke Barbara, Benkó Zsolt, Fialowski Melinda, Kovács Zoltán, Obbágy Gabriella, Oravecz Éva, Scherman Benjamin A Bükk fejlődéstörténetnek problémás elemei és azok jelenlegi vizsgálata	27
Gál Péter, Németh Norbert, Lukács Réka, Dunkl István, Harangi Szabolcs A Bükki-parautochton triász rétegsorában található metavulkanitok geokémiai-geokronológiai vizsgálata.....	31
Gál Péter, Pecsmány Péter, Petrik Attila, Lukács Réka, Fodor László, Kövér Szilvia, Harangi Szabolcs A Sirok környéki miocén rétegsor földtani és geomorfológiai reambulálása	32
Halász Noémi, M. Tóth Tivadar, Berkesi Márta, Guzmics Tibor A titanit jelentősége az Oldoinyo Lengai alatti litoszféra fejlődésének rekonstrukciójában.....	33
Harangi Szabolcs, Olivier Bachmann, Maurizio Petrelli, Ioan Seghedi, Lukács Réka A csomádi dácit elsődleges mafikus magmája.....	36
Hencz Mátyás, Bíró Tamás, Kovács István János, Pálos Zsófia, Kesjár Dóra, Karátson Dávid Hasonló víztartalom a Bükkalja hullott piroklasztüledékeiből származó kvarcfenokristályokban.....	37
Kereskényi Erika, Fehér Béla, Kristály Ferenc, Harsányi Ildikó, Kasztovszky Zsolt, Szakmány György Minek nevezzük? Archeometriai szemelvény egy sadanagait-tartalmú kőbaltáról	38
Kereskényi Erika, Szakmány György, Fehér Béla, Harsányi Ildikó, Kasztovszky Zsolt Kékpala-zöldpala átmeneti fáciesű csiszolt kőeszközök a Herman Ottó Múzeumból.....	39
Király Csilla, Striker Márton, Balatoni Szilárd, Páles Mariann, Gresina Fruzsina, Varga György, Kónya	

Péter, Novothny Ágnes, Jakab Gergely, Szeberényi József, Viczián István, Balogh János, Udvardi Beatrix, Szalai Zoltán	
Áthalmazódott vagy nem? – paleotalajok nyomában.....	42
Király Edit, Török Kálmán, Koroknai Balázs	
Nyomás- és hőmérséklet-számítás a Mórági Gránit titanitjából	43
Kis Annamária, Dunkl István, Weiszbürg Tamás	
Felülbélyegzett konkordáns cirkon U–Pb-korok értelmezése variszkuszi granitoidokban	47
Kondor Henrietta, M. Tóth Tivadar	
Az Algyői-hát metamorf fejlődéstörténete és ennek szerkezeti következményei	48
Koroknai Balázs, Wórum Géza, Tóth Tamás, †Horváth Ferenc, Konrád Gyula	
A „Kapos-vonal” középső szakaszának 3D földtani-tektonikai modellje és neotektonikai jellegei	49
Kovács Zoltán, Kövé Szilvia, Fodor László	
A Szarvaskő környéki magmatizmus regionális kontextusban	50
Kónya Péter, Kovács-Pálffy Péter, Török Kálmán, Udvardi Beatrix, Földvári Mária	
A kisalföldi bentonitok ásványtani és geokémiai kutatási eredményei.....	51
Kövé Szilvia, Hannah Pomella , Győri Orsolya, Szalay Eszter, Fodor László	
Vetők kinematikájának meghatározása vetőkőzetek mágneses anizotrópiájának vizsgálatával	52
Kővágó Ákos, Kovacs Marinel, Kesjár Dóra, Szabó Csaba, Kovács István János	
Poszterupciós hatások az Avas–Gutin mészkáli vulkáni kőzeteiből származó fenokristályok szerkezeti hidroxiltartalmában	53
Lange Thomas Pieter, Pálos Zsófia, Patkó Levente, Liptai Nóra, Aradi László Előd, Szabó Ábel, Molnár Gábor, Berkési Márta, Szabó Csaba, Kovács István János	
Nanoléptékű amfibolképződés a Persányi-hegység alatti földköpenyben	54
László Elemér, Palcsu László, Leelőssy Ádám	
A csapadék tríciumkoncentrációjának szezonális eltérései az északi féltekén	55
Liptai Nóra, Lange Thomas Pieter, Patkó Levente, Pintér Zsanett, Berkési Márta, Aradi László Előd, Szabó Csaba, Kovács István János	
A Kárpát–Pannon régió köpenylitoszférájának fizikai tulajdonságai felsőköpeny xenolitok geokémiája és vízterhelése alapján	56
Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Fodor László, Gál Péter, Marcel Guillong , Olivier Bachmann , Jakub Sliwinski	
A Bükkalja vulkáni terület főbb egységeinek teljeskörű, üveg-, és cirkonkémiai ujjlenyomata.....	57
M. Tóth Tivadar	
Termobarometria: remények és esélyek az Alföld metamorf aljzatának megismerésében	58
Miklós Dóra Georgina, Szakmány György, Józsa Sándor, Horváth Ferenc	
A gorzsbai késő neolit vörös homokkő anyagú szerszámkövek petrográfiai alapú rendszere.....	59
Molnár Kata, Temovski Marjan, Stéphane Dibacto , Pierre Lahitte , Arató Róbert, Benkó Zsolt, Szepesi János, Samuele Agostini , Artur Ionescu , Ivica Milevski , Palcsu László	
Šumovit Greben, egy riolitos lávadóm története.....	63
Móricz Ferenc, Mádai Ferenc, Leskó Máté, Lidbert Alarcon Laime , Szakáll Sándor, Kristály Ferenc, Tóth Márton	
Ajkai vörösiszap-minták ásványtani és geokémiai elemzése	64
Obbágy Gabriella, Kövé Szilvia, Raucsik Béla, Molnár Kata, Fodor László, Szarka Máté, Kertész Zsófia, Benkó Zsolt	
A bükk „takarók” metamorf hőmérsékleti adatainak pontosítása Raman-spektroszkópiával	65
Palcsu László, Kiss Gabriella, Horváth Anikó, Újvári Gábor, Surányi Gergely, Györkös Dorottya, Somlyay Anna, Vetlénny Enikő, Szabó Csaba, Sipos Péter, Pálffy József	
Hafnium, ólom, réz, stroncium, tórium, urán és vas izotóparányainak mérés technikája	66
Patkó Levente, Novák Attila, Klébesz Rita, Liptai Nóra, Lange Thomas Pieter, Molnár Gábor, Csontos László, Wesztergom Viktor, Kovács István János, Szabó Csaba	
Metaszomatózis hatása a felsőköpeny elektromos vezetőképességére – esettanulmány a Nógrád–Gömöri vulkáni területen	69
Pánczél Emese, Maurizio Petrelli , Lukács Réka, Harangi Szabolcs	
Hosszan szunnyadó vulkánok reaktiválódásának lehetséges okai – A 157 ezer éves Kis-Haram lávadóm, Csomád	70

Péterdi Bálint, Szilágyi Veronika, Miklós Dóra Georgina, Szakmány György, Józsa Sándor, Gyuricza György Az MBFSZ mikromineralógiai gyűjteménye és felhasználási lehetőségei a kerámiaarcheometriában.....	71
Rostamiparsa, Mojtaba, Szabó-Krausz Zsuzsanna, Fábián Margit, Falus György, Tolnai István, Völgyesi Péter Conditioning of boric acid enriched in boron-10 by cementitious matrix	74
Sipos Péter, Szepesi János, Szemerédi Máté, Soós Ildikó, Németh Bianka, Harangi Szabolcs, Lukács Réka, Pál-Molnár Elemér Egy bimodális lávadóm komplexum litofáciasei és ősföldrajzi kapcsolatai Som-hegy (Pálháza, Tokaji-hegység).....	75
Spránitz Tamás, Berkesi Márta, Szabó Csaba Retrográd fluidumok vizsgálata a Cabo Ortegal Komplexum ultrabázisos kőzeteiben.....	79
Szabó-Krausz Zsuzsanna, Falus György A geokémiai és reaktívtranszport-modellezésben rejlő lehetőségek.....	80
Szemerédi Máté, Pál-Molnár Elemér, Dunkl István, Lukács Réka Variszkuszi granitoidok a Tiszai-főegységben: új cirkon U–Pb-koradatok	81
Szepesi János, Alessandro Vona, Alex Scarani, Harangi Szabolcs, Lukács Réka A kárpáti obszidián kalorimetria (DSC) vizsgálata.....	82
Thamóné Bozsó Edit, Fűri Judit, Kónya Péter, Mészárosné Turi Judit, Király Edit, Bátori Miklósné Hazai képződményekből szeparált földpátok jellemzői az OSL-kormeghatározás szempontjából.....	83
Török Kálmán, Király Edit Rutilok nyomelemtartalma mint a földtani folyamatok indikátora a Balaton-felvidéki alsókéreg-xenolitok példáján	84
Újvári Gábor, Urs S. Klötzli, Monika Horschinegg, Wencke Wegner, Dorothee Hippler, Nathalie Tepe, Kiss Gabriella, Horváth Anikó, Palcsu László, Anders Svensson Kőzetek ammónium-bifluoridos feltárása Hf-Sr-Nd-izotópok elemzéséhez.....	87
Vető István Szulfátkiválás egy bakonyi pliocén krátertóban	88
Vígh Csaba, Király Edit, Török Kálmán, Bertalan Éva, Besnyi Anikó, Kónya Péter, Lakos István, Menich Gáborné, Simon István, Mészárosné Turi Judit Szulfidos ércek feltárása és kémiai elemzése	91
Támogatóink.....	95
Austro-Lab Kft.	97
Zeiss.....	98
Kirándulásvezető	99
Török Kálmán A Soproni-hegység metamorf kőzetei és fejlődéstörténete	101

ELŐSZÓ

Harangi Szabolcs, akit bizvást tarthatunk a Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlések atyjának, 2010-ben meghívott bennünket az első vándorgyűlésre, Gárdonyba, a Velencei-tóhoz. Nem voltunk sokan, így családias, bensőséges volt a hangulat. Korábban nem éltem még át ennyire közösségépítő hangulatot szakmai találkozáson. Szerencsére Szabolcsnak – természetesen a többiekkel, elsősorban a szegedi Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék munkatársaival együtt – sikerült ebből hagyományt teremteni, és a kezdeti, ha jól emlékszem ELTE–SZTE–MÁFI háromszögbe bevonni gyakorlatilag minden kőzettani, és a legtöbb geokémiai műhelyt, labort az országban.

Ahogy az eddigi vándorgyűlések esetében is hagyományosan egy-egy kiemelt témát járunk körbe, az idei rendezvényt a metamorf kőzettannak szenteljük. A készülődés során azon voltam, hogy minél több metamorfos szakembert be tudjak vonni, de sajnos ez csak részben sikerült. Egy kézen meg lehet számolni hány ilyen aktív szakember maradt a szakmában Magyarországon. Így arra buzdítom a fiatalokat, akik még kőzettani orientációjukat keresik, hogy amíg még van kihez fordulni, és van kitől tanulni, tanácsot kérni, addig tegyék meg az első lépéseket a metamorf kőzettan felé.

Ezért is kapta azt a címet a vándorgyűlés, hogy „átalakulások”. Ezt pedig értsük tágabb értelemben. A metamorfózis mellett ide tartoznak a későmagmás folyamatok, metasztatizáció, ércesedések, másodlagos átalakulások, mállás, szerkezeti változások, deformációk... Bármilyen legyen az átalakulás, mind változást okoz a kőzetben, és mindegyikben maga a folyamat és annak megismerése a fontos.

Magyarországon egyedül a Soproni-hegységben vannak a felszínen „komoly” metamorf képződmények, ezért is választottuk ezt a régiót a vándorgyűlés helyszínéül; no meg a GGI nagylelkű felajánlása miatt, hiszen az ő konferenciatermükben tarthatjuk meg az előadásokat és a szakmai vitákat. Habár a feltártság még magyar viszonylatban is gyenge, Török Kálmán, mint a kirándulás vezetője, nagy tudásával, több évtizedes tapasztalatával megpróbálja ellensúlyozni a rossz terepi viszonyokat.

A Soproni-hegység az Alpok takarós rendszerének részét képező Ausztróalpi-egység Északnyugat-Magyarországra átnyúló része, változatos felépítéssel. Az óbrennbergi szénnek köszönhetjük itt az első földtani megfigyeléseket. Már a XIX. század elején Zipser és Beudant is említést tettek gneiszről, csillámpaláról, „talkpaláról” (leukofillit). Őket követték Vendel Miklós, Fazekas Via, Kisházi Péter, Ivancsics Jenő, Lelkesné Felvári Gyöngyi, Nagy Géza, Balogh Kadosa, Dunkl István,

Demény Attila, Török Kálmán, Benkó Zsolt, Dégi Júlia, Freiler Ágnes munkái, hogy csak a jelentősebbeket említem. A terület legújabb tanulmányozója pedig Spráncz Tamás.

Az itteni kristályos képződmények Magyarországon kuriózumnak számítanak az alpi nagynyomású metamorfózis miatt, a fengit, migmatit, leukofillit, leuchtenbergit megjelenése és a Mg-metasztatizáció, ritkaföldfém-dúsulás, magas Th-koncentráció és a foszfátos ásványosodás (florencit, monacit) tanulmányozhatósága miatt.

A területet ért alpi, nagynyomású metamorfózis ásványegyetesei szinte mindenhol jól nyomozhatók a hegység kőzeteiben. Az alpinál idősebb metamorfózis nyomain viszont kizárólag a Kovács-árokban tanulmányozhatók. Az alpi metamorfózis során a hercyniben benyomult gránitos testek gneisszé alakultak, de magmás ásványainak egy része megmaradt, ahogyan helyenként a hozzájuk kapcsolható hidrotermás tevékenység nyomain is. Helyenként ezt és az alpi metamorfózist is felülbélyegezték a takaróképződéshez és más tektonikai mozgásokhoz kapcsolódó fluidumáramlások, melyek során metasztatizált kőzettestek (leukofillit) és foszfátos ásványosodás alakultak ki. Egyedül a Kovács-árokban található andalutitos csillámpalában bizonyítható a 3 egymást követő metamorf fázis (hercyni, permo-triász, alpi), melyek jellegzetes ásványegyetesei a kőzetben belüli kisebb-nagyobb doménekben nyomozhatók. Ezek kapcsolata egymással nem mindig egyértelmű. Vita tárgyát képezik a migmatitosodás, a permo-triász felfűtés nyomain, az alpi deformáció fázisai is, de egyelőre még a régió pontosabb nagytektonikai beillesztése is várat magára... tehát számos kérdésben nyitva áll az ajtó a leendő metamorfos szakemberek előtt.

A koronavírus-járvány miatt kihirdetett veszélyhelyzet elmúltával, de a járvány következményeként sok bizonytalanság nehezítette a szervezést. Még most, a kötet kiadásakor sem lehetünk benne száz százalékgig biztosak, hogy meg tudjuk tartani a vándorgyűlést, de minden igyekezetünkkel azon vagyunk, és mindent megteszünk, hogy biztonságosan, de találkozhasunk, megnézhesük a feltárásokat, beszélgethesünk, megismerkedhesünk egymással, egymás szakmai álláspontjával.

Jó szerencsét! ... és remélem, ezt a kötetet már együtt lapozgatjuk Sopronban!

Budapest, 2020. június 30.

A szervezőbizottság nevében

Király Edit
MBFSZ

Absztraktok

METASZOMATÓZIS HATÁSA A KÖPENYLITOSZFÉRA NÉVLEGESEN VÍZMENTES ÁSVÁNYAIRA

Aradi László Előd¹, Patkó Levente¹, Liptai Nóra², Berkesi Márta¹, Kovács István János², Szabó Csaba¹

¹ Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Közettani és Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

² MTA CSFK Lendület Pannon Lith₂Oscope Kutatócsoport, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron
e-mail: aradi.laszloelod@gmail.com

A névlegesen vízmentes ásványok (nominally anhydrous minerals – NAMs) hordozzák a Földünk litoszférikus köpenyében található hidrogén jelentős részét. A hidrogén, inkompatibilis elem lévén, alkalmaszható geokémiai folyamatok úgymint köpeny-metaszomatózis nyomainak követésére. A Pannon-medence ideális terület a köpenylitoszféra fejlődésének tanulmányozására, hiszen a medence litoszférikus köpenyét felső-miocén–pleisztocén alkáli bazaltok több területen is megmintázták, köpenyeredetű xenolitokat szállítva a felszínre. Ezen területek közül a legnyugatabbi a Stájer-medence vulkáni terület, amely a Pannon-medence és a Keleti-Alpok átmeneti zónájában helyezkedik el.

A stájer-medencei köpenyxenolitok elsősorban durvaszemcsés spinell-hexolitok. Amfibol a legtöbbjükben előfordul és a névlegesen vízmentes ásványokban található szerkezeti hidroxil mennyisége globálisan is kiemelkedő mind az olivinben (10 ppm), mind az orto- és klinopiroxénekben (290 és 675 ppm). A kőzetek szövete, az olivin kristályorientáció (EBSD) vizsgálata, valamint a névlegesen vízmentes ásványok hidroxiltartalma alapján egy H₂O-gazdag környezetben történt átkristályosodás feltételezhető a medence alatti köpenyben (Aradi et al., 2017).

A Stájer-medence köpenylitoszféráját érintő legfiatalabb esemény egy víztartalmú nefelinites olvadék és annak frakcionált fluidumának a köpeny fal-közetében történő vándorlása lehetett. Az olvadék az asztenoszférából csatornák mentén emelkedhetett a köpenylitoszférába. A csatornák közelében a metaszomatózis kiterjedt amfibol- és flogopitkristályosodáshoz vezetett. A nagy mennyiségű amfibol képződése révén az olvinek hidrogéntartalma lecsökkent a metaszomatózis utáni, új kémiai egyensúly kialakulása során. Az olivin Ti-tartalma szintén

lecsökkent, és a főleg titánhoz köthető helyettesítésekben lévő hidrogénnel együtt az újonnan képződő amfibolba épült be.

A csatornától távolabb a bazaltos elemek (pl. Fe és Ti), K és könnyű ritkaföldfémek koncentrációja azonban csökken, amelynek következményeként a kiváló amfibol mennyisége is kevesebb. Azonban ezen metaszomatizált xenolitok esetében a klinopiroxén Th-tartalma és (La/Lu)_N aránya pozitív korrelációt mutat a szerkezetihidroxil-tartalmukkal, jelezve, hogy a frakcionálódó olvadék H₂O (hidrogén)-tartalma megnövekedett. Ez a trend jelentősen eltér az Alcapa-mikrolemez többi vulkáni területein (Nógrád-Gömör és Bakony-Balaton-felvidék) tapasztaltaktól. A Nógrád-Gömör és Bakony-Balaton-felvidék xenolitjaiban a piroxének inkompatibilis elemekben történő gazdagodása nem párosul a hidrogéntartalmuk növekedésével. A piroxének hidrogénszegénysége ezen területek alatt a köpenylitoszféra kivékonyodása során kialakult kis vízátkivárással magyarázható (Patkó et al., 2019; Liptai et al., submitted).

Vizsgálataink alapján a neogén során H₂O-tartalmú olvadékok jelenlétében történt a Stájer-medence köpenyének fejlődése. Ezen olvadékok vándorlása hozzájárult a felső köpeny hidrogénben való dúsulásához. Ezek potenciális forrása egy egykori köpenyék lehetett, ahonnan az alábukó lemez dehidratációja lévén felszabaduló H₂O-tartalmú olvadékok átjárták a köpenyt.

Irodalomjegyzék

- Aradi, L. E. et al. (2017): Tectonics 36, 2987–3011.
Patkó, L. et al. (2019): Chemical Geology 507, 23–41.
Liptai, N. et al. (2020): *submitted to* Global and Planetary Change

EGY MINTA, TÖBB HŐTÖRTÉNET: MELYIK A VALÓS?

Arató Róbert¹, Tanya Bagdasharyan^{2,3}, Döncző Boglárka⁴, Szarka Máté⁴, Roman Veselovskiy^{2,3}

¹ IKER Központ, Atommagkutató Intézet, Debrecen

² Lomonosov Moscow State University, Moscow

³ Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow

⁴ Örökségtudományi Laboratórium, Atommagkutató Intézet, Debrecen

Az alacsony hőmérsékletű termokronológiai adatok értelmezése a legtöbb esetben inverz modellezés útján történik, amelynek célja a mért adatokkal összhangban lévő és azok megértését segítő hőtörténet (hőmérséklet-idő görbe) rekonstruálása. Magmás kőzetek esetében jogos feltételezés az, hogy a kőzettest magmás ásványfázisai hasonló hűléstörténeten mentek keresztül a 200 °C alatti hőmérséklettartományban. Ennek köszönhetően, a kis hőmérsékletű termokronométerek adatai magmás kőzetek egyes ásványszemcséin ideális esetben egy korkomponenshez tartoznak, ami egyszerű hőtörténeti modellezést tesz lehetővé. Jelen tanulmány egy olyan példát mutat be, aminél az előbbi feltétel nem adott.

A Kola-félsziget Fennoskandia északkeleti részén található és nagyrészt archaikumi terüenumből áll, amelyek a paleoproterozoikumban forrtak egybe (pl. Daly et al., 2001). A terület mintegy 1900 millió évvel ezelőttől kezdve napjainkig lassú, monoton hűlésen ment keresztül. A lassú hűlést több hőtörténeti esemény is tarkította, amik közül kiemelendő a 360 és 300 millió év közötti regionális felfűtés (pl. Veselovskiy et al., 2019). Az ezen munkához begyűjtött nagyrészt granitoid, gneisz- és gabbróminták többségének kb. 320 és 250 millió év közötti apatit hasadványnyom korai ezt az eseményt jól tükrözik, azonban adódnak kivételek. Több mintában megfigyelhető a korok kétszátatúsága egy a BayesMix szoftver (Jasra et al., 2006) segítségével egyértelműen elkülöníthető 450 és egy 250 millió év körüli korkomponens formájában. Ennek alapján felmerül a kérdés, hogy megfelelő eljárás-e a minták összes koradatát együtt kezelve hőtörténeti modellezést végezni? A

Qtzt szoftver (Gallagher, 2012) segítségével gyártott hőtörténeti forgatókönyvek a fiatalabb és az idősebb korkomponensre, ill. a minta teljes egészére nézve jelentős különbségeket mutatnak, amik csak részben magyarázhatóak jelenlegi geológiai ismereteink tükrében. A valós forgatókönyv kiválasztásához elengedhetetlen a datált ásványszemcsék szerkezetének és összetételének ismerete, ugyanis valószínű, hogy a jelenlegi apatit hasadványnyom hőkezelési modelljei nem jellemzik megfelelően a vizsgált apatitok hasadványnyomainak hőmérsékleti stabilitását. Ennek érdekében a szóban forgó apatitokat szisztematikus vizsgálatnak vetjük alá pásztázó elektronmikroszkóp (JEOL), Raman-mikroszkóp (Renishaw), ill. mikro-XRF (M4 Tornado, Bruker Nano) segítségével, amely elemzések jelenleg is folyamatban vannak.

A munka a PPD2018-003/2018, a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 'ICER' és a GINOP-2.3.3-15-2016-00029 pályázatoknak köszönhetően valósulhatott meg.

Irodalomjegyzék

- Daly, J., Balagansky, V., Timmerman, M.J., Whitehouse, M., De Jong, K., Guise, P., Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Bridgwater, D. (2001): Precambrian Research 105, 289–314.
- Jasra, A., Stephens, D.A., Gallagher, K., Holmes, C.C. (2006): Mathematical Geology 38, 269–300.
- Gallagher, K. (2012) Journal of Geophysical Research: Solid Earth 117.
- Veselovskiy, R.V., Thomson, S.N., Arzamastsev, A.A., Botsyun, S., Travin, A.V., Yudin, D.S., Samsonov, A.V., Stepanova, A.V. 2019: Tectonics 38, 2317–2337.

UNUSUAL MIXED CARBONATE-SILICA HOT SPRING DEPOSITS FROM THE SE BÖRZSÖNY MTS (N HUNGARY)

B. Kiss, Gabriella¹, Józsa, Sándor², Pataki, Zsolt³, Németh, Tibor¹

¹ Eötvös Loránd University, Department of Mineralogy

² Eötvös Loránd University, Department of Petrology and Geochemistry

³ Ipolyerdő PLC., Királyrét Forstertry

1 Introduction

Siliceous earth and shale occurrences as well as opal, jasper and siliceous spring deposits are hosted in Neogene andesite tuff of the SE Börzsöny Mts. These occurrences were interpreted as results of terrestrial postvolcanic hot spring activity (Lengyel, 1954; Hably et al., 2010), but further research about their genesis as well as possible connection to the low sulphidation type epithermal system of the mountains (Vető-Ákos, 1999) was never carried out. Therefore the present study aims to fill up this shortage with the help of detailed hot spring lithofacies analyses, polarising microscopy, SEM-EDS and XRD studies.

2 Geological background

The Börzsöny Mts. is part of the Inner Carpathian volcanic belt. It is composed mostly of Neogene (16.5–13.7 Ma) intermediate-acidic magmatic rocks as well as related volcanogenic sedimentary rocks. Similarly to other volcanics of this Neogene belt, it hosts precious- and base metal bearing epithermal mineralisation, together with a weak Cu-porphyry mineralisation at depth. This hydrothermal event took place during the second phase of the volcanism and the resulting low-sulphidation type epithermal mineralisation is located in the central part of the mountains. However, on its southeastern flanks, siliceous and calcareous hot spring deposits and related alterations as well as two types of iron ores (a supergene and a hypogene) are also documented. Paleobotanical investigations prove that the hot spring deposits around Magyarkút, in the SE Börzsöny Mts., formed between the Carpathian and Sarmatian (Lengyel, 1954; B. Kiss et al., 2018; Hably et al., 2010; Karátson et al., 2000; Vető-Ákos, 1999 and the references cited therein).

3 Hot spring lithofacies analyses

Hot spring deposits are surface manifestations of geothermal systems. Lithofacies analyses may help to reconstruct the formation environment, including the fluid temperature, relative fluid volume and lateral extent of the paleo geothermal field (Hamilton et al., 2019).

The present study focuses on the hot spring deposits of Fehér Valley, Magyarkút (Verőce). Field observations verify that the underlying rocks of these deposits are andesitic pyroclastite and volcanogenic sandstone, related to the first stage of the volcanism of the Börzsöny Mts. The hot spring deposits show various textural features, suggesting different original position in relation to the vent areas. Slightly altered (silicified) host rocks are found closer to the deposits and relatively fresh host rocks are observed farther from them.

Three 3–5 m sized mounds, weathered out along the valley, were studied in details (Figure 1 A). Vent related, proximal as well as middle apron lithofacies were identified (nomenclature by Hamilton et al., 2019). Spring conduits are marking the venting area. They are forming 5 to 10 cm cylindrical holes, which are the results of focused fluid flow. Nodular geyserite was found in the immediate vicinity (up to 1 m) of these spring conduits, characterised by 1–4 cm sized nodules and an irregular primary porosity, partially filled by later minerals. At some places, finely laminated texture was also observed close to the spring conduits. Bubble mat texture (a microbial fabric typical of sinters) with elongated, lenticular voids (up to 2–3 cm) is interpreted as middle apron facies, reaching an extent of approximately 1–1.5 metre. At some places, sinter clast breccia also occurs. Its 0.5–5 cm sized clasts are angular, broken sinter material, most commonly characterised by finely laminated texture (Figures 1 B, C).



Figure 1 – Field observations. A) hot spring deposits forming a mound along the valley. B) Bubble mat (left) and finely laminated (right) texture occurs slightly farther from the spring conduit. C) Nodular geyserite is found next to the spring conduit

These observed different lithofacies document continuous cooling of the hydrothermal fluid from 75–100 °C to ~50 °C, from the proximal to middle apron locations (Hamilton et al., 2019).

4 Mineralogy and petrography of hot spring sinters

Polarising microscopy, SEM-EDS and XRD studies have proven that the studied hot spring deposits are

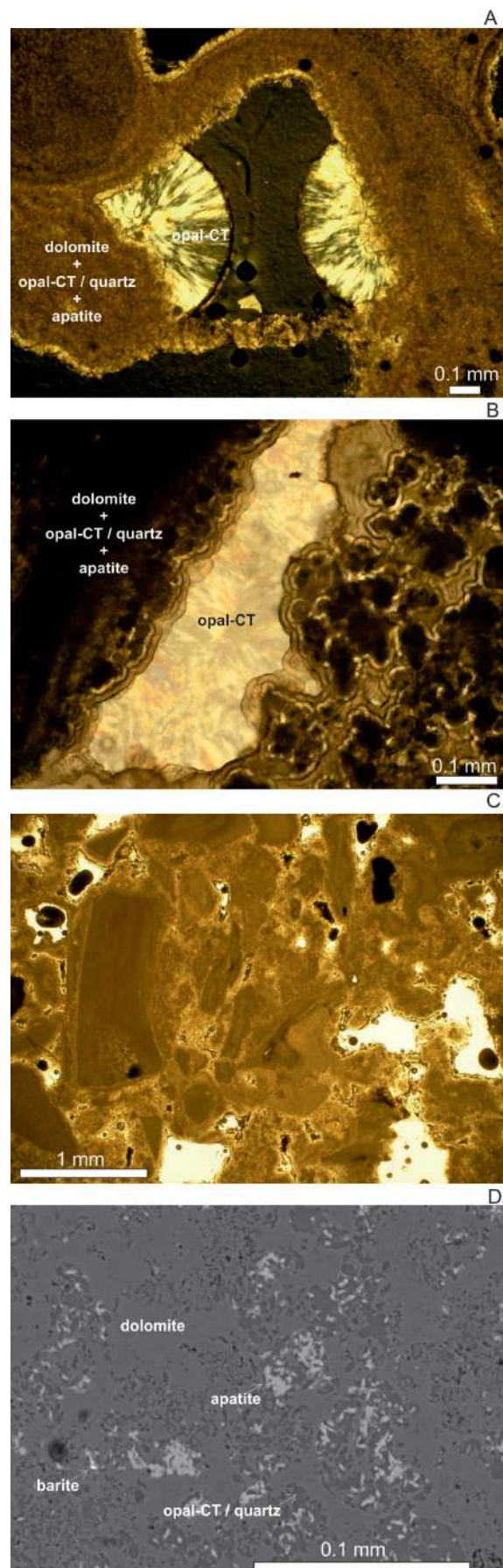


Figure 2 – Typical textures of the studied hot spring deposits (see the text for explanation)

composed mostly of variable amounts of opal-CT, quartz, dolomite and apatite, with subordinate calcite, disseminated barite, chalcopyrite, pyrite and Fe-oxides. Ilmenite, K-feldspar, zircon and mica grain fragments of host volcanic rock origin also occur and rarely components of clearly biogenic (microbial) origin can be traced. The rock is commonly fine grained (below 10 µm), though subhedral to euhedral crystals can be discovered (Figures 2 A, B, D). The 100µm – 1–2cm big (irregular) vugs are commonly rimmed by coarser grained carbonates and/or quartz (Figure 2 A, B, C). These cavities may also be partly filled by radial opal-CT (Figure 2 A, B), and/or subhedral quartz grains (up to 150 µm). In case of brecciated samples (Figure 2 C), the clasts are most commonly cemented by several generations of opal-CT as well as fine grained quartz and only small amount of dolomite and apatite occurs.

Though in hot spring environment precipitation of opal-A is awaited, diagenetic processes cause its change to opal-CT and microcrystalline quartz. Furthermore quartz precipitation during hydrothermal overprinting may have a role in cementation of sinter breccias as well as (partially) infilling primary porosity (Hamilton et al., 2019).

The appearance of carbonates and silica in the same hot spring deposit is highly unusual, only a few examples are known worldwide (e.g. Pavlova spring, Ngatamariki, New Zealand, Campbell et al., 2002; Savo, Solomon Islands, Smith et al., 2011; Solok Selatan, W-Sumatra, Indonesia, Putra et al., 2007). This mixed deposition is rare, as these two minerals are related to different fluid types in most geothermal areas. Therefore, most studies agree, that mixing of two end-member fluids (i.e. hotter, hydrothermal silica rich water and a colder, meteoric derived, Ca-Mg-rich water) causes this unique deposit type. As in Fehér Valley the intimate textural relationship of fine grained dolomite, SiO₂ varieties and apatite suggest crystallisation during the same process, we do not conclude periodic switching between these two end-members, rather suggest a fluid mixing at the source. The high Mg-content of this hot spring fluid suggest temperature below 100 °C (otherwise Mg favours precipitation in chlorite) and we may conclude that it was already supersaturated to carbonates at the place of discharge and became saturated to silica upon cooling. Silica could precipitate even later, infilling the primary porosity as well as forming matrix of the sinter breccia.

The common subhedral-euhedral appearance of apatite as well as its textural relationship to dolomite and opal-CT suggest primary hydrothermal origin for

this mineral. This observation supports, that the hydrothermal fluid was rich in phosphate also, which is a quite unique situation in epithermal environments.

5 Relation to epithermal mineralisation

Hot spring deposits are commonly in spatial relationship with epithermal systems, therefore, their detailed study may also have economic importance. Their proper identification and interpretation may help exploration, as upbuild of the epithermal system can be better modelled and role of erosion can be determined (Sillitoe, 2015).

An epithermal LS system is known in the central Börzsöny Mts. (see e.g. Vető-Ákos, 1999 and the references cited therein), therefore a connection between the hot spring deposits and the LS mineralisation seems to be obvious. This idea is supported either by the age (see Hably et al., 2010) and the stratigraphic position of the hot spring deposits: the underlying rocks were formed during the first volcanic phase of the mountains, thus they could have been on surface at the time of younger hydrothermal processes. On the other hand, mineralogy (e.g. disseminated barite, chalcopyrite and pyrite content) also supports this linking. The mixed mineralogy caused by dilution of hydrothermal fluid suggest longer fluid pathway, compared to the native gold bearing pure silica hot spring deposits described close to Szokolya (B. Kiss et al., 2018). Therefore we may conclude, that the latter location represents fluid upflow, while the ones in Fehér Valley represent fluid outflow zones.

These new findings complete well the model proposed by B. Kiss et al. (2018). However, the appearance of hot spring deposits on the SE flanks of the mountains shows, that due to tectonic movements, erosion was not remarkable at these locations. This is in explicit contrast with the central part of the mountains, where only deeper parts of the LS system are observable and the Cu-porphyry system got closer to the surface (Vető-Ákos, 1999). Hence, further exploration in the SE Börzsöny Mts. can be suggested.

Acknowledgement

The work of GBK and TN is supported by the ENERAG project that has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement No 810980.

References

- B. Kiss G., Józsa S., Pataki Zs. (2018): In: Berkesi M., Cseresznyés D., Gelencsér O. Király Cs., Pálos Zs., Spránitz T., Szabó Zs., Szabó. Zs. (szerk.): Az asztenozsferától az atmoszféráig: 9. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés,

- absztrakt kötet, Budapest, Magyarország: ELTE Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, 89–90
- Campbell K.A., Rodgers, K.A., Brotheridge, J.M.A., Browne, P.R.L. 2002. *Sedimentology*, 49, 835–854
- Hably L., Schweitzer F., Szeberényi J. (2010): *Hungarian Geographical Bulletin*, 59 (1), 3–16
- Hamilton A.R., Campbell K.A., Guido D.M. (2019): Atlas of siliceous hot spring deposits (sinter) and other silicified surface manifestations in epithermal environments. Lower Hutt (NZ): GNS Science. 56 p. (GNS Science report; 2019/06)
- Karátson D., Márton E., Harangi Sz., Józsa S., Balogh K., Pécskay Z., Kovácsvölgyi S., Szakmány Gy., Dulai A. (2000): *Geologica Carpathica*, 51 (1), 325–343
- Lengyel, E. 1954. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 105, 105–126.
- Putra A., Inanda D.Y., Buspa F., Salim A.F. (2018): *Journal of Physics: Conference Series* 997, 012048
- Sillitoe, R. H. (2015): *Mineralium Deposita*, 50, 767–793
- Smith D.J., Jenkin G.R.T., Petterson M.G., Naden J., Fielder S., Toba T., Chenery S.R.N. (2011): *Journal of the Geological Society*, 168, 1297–1310
- Vető-Ákos, É. (1999): *Geologica Hungarica, Series Geologica*, 24, 63–77.

SZERKEZETI ELEMÉK ÉS A DIAGENEZIS KAPCSOLATA PORÓZUS, SZILICIKLASZTOS ÜLEDÉKEKBEN ÉK-MAGYARORSZÁGON

Beke Barbara¹, Szőcs Emese¹, Hips Kinga¹, Schubert Félix², Petrik Attila³, Fodor László^{1,4}

¹ MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C

² Szegedi Egyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék 6702 Szeged, Egyetem utca 2–6.

³ Eriksfiord AS, Prof. Olav Hanssensvei 7A, 4021, Stavanger, Norway

⁴ ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C

A Pannon-medence porózus, változatosan konszolidált üledékei a kainozoos fejlődéstörténet során számos deformációs eseményt őriztek meg. A porózus kőzetek deformációja során elsőként deformációs szalagok keletkeznek, amelyekben a deformáció mechanizmusa a mélységgel változik, elsősorban a kőzet fizikai paramétereinek, a porozitásnak, az ásványos összetételnek és a kialakuló cementfázisok megjelenésének a függvényében. A betemetődés során a fizikai kompakció mellett, különféle diagenetikus átalakulások zajlanak le, autigén ásványok keletkezhetnek, amelyben szerepet játszik a deformáció, a süllýedés és a regionális folyadékáramlás. Mindezen folyamatok elsősorban a porozításra hatnak. A deformáció mechanizmusa tehát szorosan összefügg mind az eltemetődéssel mind a diagenezissel: a kőzet konszolidáltsága megszabja a deformáció stílusát, míg a deformációs szerkezet porozítása meghatározza a kapcsolódó diagenetikus folyamatokat. A kialakuló szerkezeti elemek döntő többsége porozításkontrasztot eredményez a környező befogadó üledékhez képest, ezáltal hatással van a folyadékáramlásra. Ezt tükrözi, hogy vagy magukban a deformációs szerkezetek pórusaiban, vagy azok mentén előszeretettel válnak ki új, diagenetikus ásványok, pl. kalcit. Ezek az egyes deformációs fázisokhoz köthető diagenetikus ásványok megőrizhetik a kőzet vagy az áramló folyadék hőmérsékleti viszonyait, tükrözhetik a folyadék eredetét.

Az alsó-miocén Pétervásárai Homokkőben és Darnói Konglomerátumban vizsgáltunk különböző típusú és korú deformációs szalagokat és ereket, és

a hozzájuk kapcsolódó kalcitcement-generációkat szerkezeti, petrográfiai és geokémiai szempontból. A hat vizsgált feltárás szerkezeti és diagenetikus adatait süllýedéstörténeti rekonstrukcióba illesztettük, hogy meghatározzuk a folyadék eredetét, és az egyes fázisokhoz kapcsolható lokális és regionális szerkezeti, diagenetikus folyamatokat. A szerkezetfejlődés rekonstruálása alapján a keleti peremen (Darnó-zóna) található helyek őrizték meg a legkorábbi, a riftesedést megelőző, a helyi D2 és D3 fázis-hoz tartozó deformációs elemeket, melyeknek a cementációja tengeri és meteorikus vízzel kissé keveredett $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (–4,32–1,94‰) $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (–3,78 – –1,76‰) izotópos értékeket mutatnak. A riftesedés fő fázisaihoz kapcsolódó szerkezeti elemek (D4–D6 fázis) cementgenerációi határozott, időbeli trendet (pozitív kovarianciát) mutatnak az egyre nehezebb $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (–15,20 – –5,73‰) és $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (–18,53 – –1,61‰) izotópok felé. Ezt a trendet – a süllýedéstörténetet figyelembe véve – idővel egyre nagyobb arányú, a mélységgel fokozatosan melegedő meteorikus víz jelenlétével lehet magyarázni. A trendből kilógó $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ adatok (–18,53 – –8,28‰) lokális, könnyű szénben gazdagodott folyadék (szénhidrogén) jelenlétére utalnak. Összességében elmondható, hogy a szerkezeti elemek cementációja a riftesedést megelőző (D2–D3), és a fő riftesedési fázisokhoz (D4–D6) köthető folyadékáramlás eseményeit őrizte meg. Az izotópos trend időbeni folytonossága azt sugallja, hogy a kompressziós–transzpressziós rezsimből az extenziósba történő szerkezeti stílusbeli váltás a fluidumáramlási rendszert nem változtatta meg, csak a hőmérséklet növekedett meg az intenzív süllýedés során.

KARBONATITOK: MAGMÁS VAGY HIDROTERMÁS KÉPZŐDÉS?

Benkó Zsolt¹, Molnár Kata¹, Rinyu László¹, Czuppon György^{1,2}, Tomas Magna³, Vladislav Rapprich³, Futó István¹, Palcsu László¹

¹ Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Atommagkutató Intézet, Debrecen

² Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

³ Cseh Geológiai Szolgálat, Prága

A Kelet-Afrikai-árokrendszerből származó oligocén (Sukulu és Tororo Komplex) és a Dekkán-félszigetről származó proterozoos karbonatitokon (Amba Dongar, Samalpatti, Sevattur) többlépcsős töréssel végzett nemesgáz-, folyadékzárvány-mikrotermometriai, Raman-spektroszkópiai, clumped izotópos, valamint stabil C-O-izotópos vizsgálatokat végeztünk. Célunk a karbonatitok forrásrégiójának (köpeny- vs. kéregeredet), valamint a kőzetképződés hőmérsékleti paramétereinek megállapítása volt.

A stabil C-O-izotópok magmás karbonatitokra jellemző arányai ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = 3,85\text{--}0,90\text{‰}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 7,39\text{--}8,88\text{‰}$), és a könnyű nemesgázizotópok ($^3\text{He}/^4\text{He}$ valamint $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ és $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) arányai a kelet-afrikai karbonatitok esetében köpenydiapír és kimerült köpenykomponensek keveredésére utalnak (maximális $R/R_a \sim 8\text{--}9$, ahol R_a az atmoszférikus $^3\text{He}/^4\text{He}$ arány). Szemben a többi recens és szubrecens magmás képződménnyel, a szubkontinentális litoszféra-komponens nem adódott a forrásrégió olvadékához, amit a karbonatitok gyors felemelkedésének, az árokrendszerben való peremi elhelyezkedésének és korai képződésének tulajdonítunk.

Szintén tiszta magmás eredetet mutat a piroklór kémiai összetétele (kevés Na- és magas F-tartalom) is. Enyhe, alacsony hőmérsékletű hidrotermás felülbélyegzésre utal az apatit külső zónáinak Sr-dúsulása.

Az indiai karbonatitok esetében a kristályosodás során jelen lévő fluidumok erős kéregkomponenst is valószínűsítene, a nemesgázizotópok ($R/R_a < 1$)

alapján egyértelműen kimutatható köpenykomponens mellett.

Mindkét vizsgált terület folyadékzárvány-mikrotermometriai adatai alapján a karbonatitokban található interkumulusz apatit magmás eredetre utaló nahkolitot tartalmaz. A nyomnyi mennyiségben CO_2 -t és metánt is tartalmazó $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ összetételű zárványegyüttesek heterogén befogódási szövetet mutatnak, és hidrotermás hőmérséklettartományban ($< 420\text{ °C}$) történő bezáródást valószínűsítene. Az indiai Amba Dongar karbonatit esetében a clumped izotópok alapján becsült hőmérsékletek ($< 150\text{ °C}$) szintén alátámasztják a karbonatitok karbohidrotermás eredetét, amit Fosu et al. (2020) diagenetikus hatásokkal magyarázott. Az Amba Dongari minták folyadékzárvány-vizsgálatainak eredménye alapján azonban a mért clumped izotópos hőmérsékleteket valós képződési hőmérsékletnek tekinthetjük.

A Sukulu és Tororo komplexek esetében a bezáródási nyomásként becsült 465–1330 bar jó egyezést mutat a területre becsült eróziós rátákkal.

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban.

Irodalomjegyzék

Fosu B. R., Ghosh P., Viladkar, S. (2020): *Geochimica et Cosmochimica Acta* 271 (1), 118–135.

EXTRÉM ALKÁLI KARBONATITOK ÉS PERALKÁLI OLVADÉKOK KIALAKULÁSA: ESETTANULMÁNY AZ OLDOINYO LENGAIRÓL

Berkesi Márta¹, Bali Enikő², Robert J. Bodnar³, Szabó Ábel¹, Guzmics Tibor¹

¹ Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Közettani és Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

² University of Iceland, Faculty and Institute of Earth Sciences, Izland

³ Fluids Research Group, Virginia Polytechnic Institute and State University, USA

Jelen munkában egy, az Oldoinyo Lengairől begyűjtött nefelinitkőzet részletes olvadékszárvány-kutatását mutatjuk be, melynek eredményeképpen a nátrókarbonatitok és koegzisztens extrém peralkáli nefelinitolvadékok kialakulására adunk lehetséges magyarázatot.

A vizsgált nefelinitkőzet sajátalakú nefelin és klinopiroxén (egirin-augit) fenokristályokat tartalmaz, melyek közül a nefelin egyedi szemcséi nagy számban tartalmaznak elsődleges olvadékszárványokat. Az olvadékszárványokban lévő karbonátok szobahőmérsékleti Raman-spektroszkópos vizsgálata nátrit szilárd oldatának (nátrit_{szó}) jelenlétét igazolta. Az olvadékszárványok mikrotermometriai és Raman-spektroszkópos vizsgálata alapján a karbonát 600 °C-on olvad meg, melyet mind optikailag (látható meniszkusz), mind spektroszkóposan (a karakterisztikus Raman-sáv jelentős kiszélesedése) igazolni tudtunk.

További melegítés során ~800 °C-on a leányászványok teljesen beoldódtak, nem elegyedő karbonát- és szilikátolvadékok és buborékot, különböző térfogatban, hátrahagyva az egyes zárványokban. Ez a hőmérséklet csapdázódási hőmérsékletnek tekinthető. 800 °C-ot használva végeztük el a zárványok melegítéssel-dermesztéssel kísért kísérletét kementében. A dermesztett zárványok feltárása során igazolódott a karbonát és szilikátolvadékok együttes jelenléte és heterogén csapdázódása, azaz arra következtethetünk, hogy egy nem elegyedő (karbonát-szilikát) olvadékrendszer volt jelen a nefelin kristályosodásakor. A dermesztett zárványokban megjelenő buborék zsugorodási folyamat eredménye (ún. "shrinkage bubble"), mert bennük nem mutattuk ki fluidum (CO₂+H₂O) jelenlétét Raman-spektroszkó-

pos vizsgálatokkal. Ez azt sugallja, hogy az olvadékok csapdázódása és ezzel együtt a nefelin fenokristályok kristályosodása a CO₂+H₂O kigázasodása után történt. A dermesztett, majd feltárt olvadékszárványok Raman-spektroszkópos, SEM-EDS és EMPA vizsgálata alapján a szilikátüveg rendkívül vízszegény (kevesebb, mint 0,1 m%) és egy extrém peralkáli (moláris arány: [Na₂O+K₂O]/Al₂O₃ : 3,2–7,9) nefelinitolvadékokat reprezentál. A karbonátolvadékok extrém nagy fluortartalmat (7–14 m%) mutatnak. A karbonátolvadék – noha jelentős a Ca-tartalma (CaO-ban kifejezve = 15–28 m%) – döntően nátritnormatív összetételűek. Jelenlegi tudásunk szerint termodinamikai kényszer miatt nátritnormatív karbonátolvadék nem képződhet nefelinitolvadéktól való szételegyedéssel vagy frakcionációs kristályosodással, hanem eredete alkálikarbonát-fluidumhoz köthető.

A vizsgált karbonátolvadék normatív CaCO₃/(CaCO₃+Na₂CO₃+K₂CO₃) aránya 0 és 42 között változik, mely az alkálikarbonát-fluidum és a fluor-gazdag karbonátolvadék keveredését igazolja. Ez a keveredés a fluidum kigázasodása (CO₂+H₂O eltávolítása) után következett be. A kigázosodás döntően Na₂O komponenst hagyott hátra, extrém peralkáli nefelinité alakítva a koegzisztens szilikátolvadékokat (Berkesi et al., in press).

A kutatást az NKFIH K_119535 számú projekt támogatta.

Irodalomjegyzék

Berkesi, M.; Bali, E.; Bodnar, R. J.; Szabó, Á.; Guzmics, T. in press. Gondwana Research, DOI: 10.1016/j.gr.2020.03.013

DIFFÚZ SZÖVETŰ KALKOPIRIT A RECSK MÉLYSZINTI KARBONÁTHELYETTESÍTÉSES ÉRCTELEP SZFALERITJÉBEN

Biró Máté¹, B. Kiss Gabriella¹, Weiszbürg Tamás¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék

Világszerte több érctelepben lejegyezték azt a típusos szfalerit és kalkopirit közötti szöveti kapcsolatot, amelynek Barton (1978) egy japán VMS-telep leírása során a „chalcopyrite disease” nevet adta. A jelenségekört számos epitermás (Barton és Bethke, 1987), szkarn (Bortnikov et al., 1991) és karbonáthelyettesítéses telep (Bonev és Kouzmanov, 2002) esetén is megfigyelték. Ezen munkák kiterjedten tárgyalják a jelenség szöveti jellegzetességeit, valamint a szövethez kötött (lokális) kémiai elváltozásokat. Ezekből kísérelték meghatározni a kialakító folyamatot. További leíró és laboratóriumi szintetizáló kísérleti munkák is készültek a témában, amelyekben három lehetőség merült fel a jelenség magyarázataként: hidrotermás helyettesítés, diffúzió vagy együttes kiválás. Ezen elméletek valós kristályokon, valamint laboratóriumi körülmények között történt tesztelése azonban továbbra is megosztó eredményeket hozott (Eldridge et al., 1988; Kojima, 1990; Bente és Doering, 1995).

Jelen munka az Rm-61 fúrás 909,2–909,4 m közötti típusos karbonáthelyettesítéses szakaszában talált szfaleritkristályokon készült. A mintán makroszkópos és mikroszkópi módszerekkel meghatároztuk az ásványkiválási sort, valamint kétoldalt polírozott csiszolaton fluidumzárvány-petrográfiai és -mikrotermometriai mérések készültek. Az ásványkiválási sorban egyidejűleg képződött szfalerit és galenit volt megfigyelhető, ezeket – jelen szöveti értelmezésünk szerint – követte a kalkopirit képződése. A fluidumzárvány-petrográfiai vizsgálatok során szfaleritben elkülöníthető volt egy zárványgeneráció, mely többnyire negatív kristályalakokkal megjelenő, minden esetben LV (4:1) fluidumzárványokból áll, melyek kalkopirit szemcsékkel

jelennek meg. Hasonló jelenséget észlelt Bonev és Kouzmanov (2002) alacsony vastartalmú szfalerit elsődleges zárványai esetén. A recski mintában vizsgált zárványok homogenizációs hőmérsékletértékei (n=37) 230–280 °C közöttiek, sótartalmuk (n=29) NaCl ekv. 5,9–9,6 m% , mely NaCl–CaCl₂ rendszerrel modellezhető. A zárványokban kettős-buborék-jelenséget észleltünk, és a CO₂ jelenléte is megerősítést nyert Raman-spektroszkópiával.

Noha eddigi eredményeink alapján a képződési mechanizmus tekintetében még nem tudunk valamely már meglévő elmélet mellett bizonyosan állást foglalni, részletes kutatásunk hozzájárul a szfaleritben megjelenő kalkopirit szemcsék genetikájának jobb megértéséhez, valamint az egyensúlyi fluidum–kalkopirit–szfalerit rendszer értelmezéséhez a karbonáthelyettesítéses érctelepben.

Mivel a jelenséget hazai szakirodalom – néven nevezve – még nem tárgyalta, igény formálódik magyar szakkifejezés megalkotására, a létrehozó folyamat felismerését követően.

Irodalomjegyzék

- Barton, P.B., Jr. (1978): *Mining Geology*, 28, 293–300.
Barton, P.B. Jr., Bethke, P.M. (1987): *American Mineralogist*, 72, 451–467.
Bente, K., Doering, T. (1995): *Mineralogy and Petrology*, 53, 285–305.
Bonev, I.K., Kouzmanov, K. (2002): *European Journal of Mineralogy* 14, 607–620.
Bortnikov, N.S., Genkin, A.D., Dobrovolskaya, M.G., Muravitskaya, G.N., Filimonova, A.A. (1991): *Economic Geology*, 86, 1070–1082.
Eldridge, C.S., Bourcier, W.L., Ohmoto, H., Barnes, H.L. (1988): *Economic Geology*, 83, 972–989.
Kojima, S., 1990: *Mining Geology*, 40, 147–158.

ISOTOPE FRACTIONATION FACTORS OF DAWSONITE – TRACING THE FORMATION ENVIRONMENT

Czuppon, György¹, Bettina Purgtaller², Martin Dietzel², Cseresznyés, Dóra³, Albert Leiss⁴, Demény, Attila¹, Kesjár, Dóra¹, Kovács, Ivett¹, Király, Csilla⁵, Szabó, Csaba³, Falus, György^{3,6}

¹ Institute for Geological and Geochemical Research, RCAES, Budapest, email: czuppon@geochem.hu

² Institute of Applied Geosciences, Graz University of Technology

³ Lithosphere Fluid Research Lab, Eötvös Loránd University, Budapest

⁴ JR-AquaConSol GmbH, Graz

⁵ Geographical Institute, RCAES, Budapest

⁶ Mining and Geological Survey of Hungary, Budapest

Dawsonite [$\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$] is formed in CO_2 -rich environments and used as an indicator for CO_2 infiltration in geological reservoirs. Hence, the isotopic composition of dawsonite can help to (i) constrain the origin of the fluid from which it was formed and (ii) provide information about the chemical and physical processes, which control carbonate dissolution and precipitation during CO_2 infiltration. The most widely used tools serving information about conditions of dawsonite formation are stable carbon and oxygen isotope signatures. However, interpretation of isotope data is strongly limited as isotope fractionation factors for the dawsonite-fluid system are not known.

In order to determine the fractionation factors for stable carbon, oxygen, and hydrogen isotopes

between dawsonite and precipitating solution, syntheses were performed at 100, 150 and 175 degrees Celsius with different isotopic compositions of the solutions. Thus, besides classical carbon and oxygen analyses, the hydrogen isotopic composition of structural OH^- of dawsonite was measured by LGR LWIA-24d type laser analyzer attached to a special inlet system. In the present contribution $^{13}/^{12}\text{C}$, $^{18}/^{16}\text{O}$ and D/H fractionation factors for dawsonite are presented and discussed to calculate the formation temperature and/or the composition of the parent fluid for naturally formed dawsonite. In addition, the $^{18}/^{16}\text{O}$ vs. D/H “dawsonite-line” has been established.

The research was financially supported by NKFIH project (no.: K 131353 for Gy. Falus).

DAWSONIT EREDETE ÉS KÉPZŐDÉSI KÖRÜLMÉNYEI

Cseresznyés Dóra¹, Czuppon György², Király Csilla³, Györe Domokos⁴, Stuart Gilfillan⁵, Demény Attila², Szabó Csaba¹, Falus György^{1,6}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

² CSFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

³ CSFK, Földrajztudományi Intézet, Budapest

⁴ Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, United Kingdom

⁵ School of GeoSciences, University of Edinburgh, Edinburgh, United Kingdom

⁶ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest

A CO₂ ipari folyamatokból való leválasztása és geológiai tárolása átmeneti megoldásként szolgálhat az antropogén tevékenységből származó CO₂-kibocsátás hatásának csökkentésére. Azonban a tárolás mechanizmusa és a nagy mennyiségű CO₂-tárolás hatása során lejátszódó fizikai-kémiai folyamatok a geológiai rendszerekben nem ismertek pontosan. A CO₂-kőzet-pórusvíz-rendszer megismerésében a természetes CO₂-előfordulások, és analóg területek vizsgálata nyújt segítséget.

A CO₂-beáramlás indikátorásványaként a dawsonit [NaAlCO₃(OH)₂] emeli ki a szakirodalom. Nem meghatározott pontosan, hogy a dawsonit milyen körülmények között képződhet, azonban a természetben különböző hőmérsékleten és nyomáson is előfordul. A dawsonit képződési körülményeinek megismerése érdekében, három különböző területről, Mihályi-Répcelak (MR, Magyarország), Kovászna (KOV, Erdély) és St. Johns Dome (JD, Egyesült Államok), különböző mélységből és nyomási viszo-

nyokból származó dawsonit stabilizotóp-összetételét ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD) határoztuk meg. A szénizotóp-összetétel a CO₂, míg a hidrogénizotóp-összetétel a pórusfluidum eredetére szolgáltatathat információt.

A dawsonit szeparátumok szénizotóp-összetétele a három kutatási területen a következő: $\delta^{13}\text{C}_{\text{MR}}$: 1,6–1,3‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{KOV}}$: 7,9–10,1‰ és $\delta^{13}\text{C}_{\text{JD}}$: –0,4–2,8‰. Az ebből számolt CO₂ szénizotóp-összetétele ($\delta^{13}\text{C}_{\text{MR}}$: (–4,6‰) – (–2,7‰), $\delta^{13}\text{C}_{\text{KOV}}$: (–4,7‰) – (–1,4‰), $\delta^{13}\text{C}_{\text{JD}}$: –3,6‰) alapján a CO₂ magmás eredetére következtethetünk mind a három általunk tanulmányozott területen. A dawsonitszeparátumok C és O stabilizotóp-összetétele között pozitív korreláció rajzolódik ki, amelyet valószínűleg a minták különböző képződési körülményei (nyomás, hőmérséklet), továbbá a képződéskor jelen levő fluidumok (CO₂, pórusvíz) különböző eredete eredményezhet.

A kutatás Falus Gy. NKFIH (K 131353) projektjének támogatásával készült.

A CSOMÁD LEGIDŐSEBB ROBBANÁSOS KITÖRÉSI TERMÉKEINEK JELLEMZÉSE

Cserép Barbara¹, Harangi Szabolcs^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közzétan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: cserep.barbara@gmail.com

A Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni vonulat déli peremén lévő Csomád 1 millió éve kezdte meg működését, utolsó kitörése 30 ezer évvel ezelőtt volt. Molnár et al. (2019) 2 fő kitörési ciklust különítettek el, amit további periódusokra bontottak fel U–Th, illetve (U–Th)/He koradatok alapján. A vulkán legfiatalabb kitörési szakasza 57 ezer éve kezdődött, jelen ismeretünk szerint egy hosszabb szunnyadási időszak (~40000 év) után. Ez a szakasz, eltérően a korábbiaktól, uralkodóan robbanásos tevékenységű volt. A legkorábbi robbanásos kitörések képződményei két feltárásban jelennek meg. Mindkettőt a korábbiakban már részletesen leírták (Karátson et al., 2016, Molnár et al., 2019), azonban az új feltárási viszonyok egy részletesebb feldolgozást és leírást engednek meg, ahol a korábbiakban még fel nem tárt legalsó, több méter vastag horzsaköves és áthalmazott üledékes rétegeket is be tudtuk gyűjteni és megvizsgálni. Ezek az új eredmények pontosítják a hosszú szünet utáni első, nagy robbanásos időszak kitöréses eseményeit, a vulkáni képződmények közzétani és geokémiai sajátosságait, amiből a vulkáni működést elindító okokra tudunk következtetni.

A Mohos lábánál található (É 4608.230', K 25°54.579'; Karátson et al., 2016: MOH-VM-1; Molnár et al., 2019: 226) feltárás egy erdészeti útbevágásban tekinthető meg 8,5 m vastagságban. Döntően horzsaköves, cementálatlan, szemcsevázú vulkáni rétegekből áll. A feltárás 3 nagy egységre osztható: alul egy uralkodóan horzsaköves, akár 27 cm-es lávadóm kőzetblokkokat is tartalmazó réteg-egységre; középen egy finomabb szemcsés (döntően durvahamu-mérettartomány), horzsaköves, osztályozottabb összletre, míg legfelül egy enyhén fordított gradáltságot mutató egységre. Mindhárom rész további durvább és finomabb szemcseméretű törmelékes rétegek váltakozásából áll. A Bolondostető közelében, a vízmosás meredek falában lévő

feltárás (É 46°07.758', K 25°55.918' Karátson et al., 2016: BOL-1; Molnár et al., 2019: KH) több mint 5 m vastag. A rétegsor felépítése hasonló az előzőhöz, azonban az alsó egységben ritkábbak a nagy méretű lávadómkőzetblokkok. A törmelékek mérete és a rétegek vastagsága is csökken a mohosi feltáráshoz képest. Ez magyarázható lehet azzal, hogy a feltárás helye távolabb volt a kitörési központhoz.

Értelmezésünk szerint a rétegsorok uralkodóan piroklaszhullás és piroklaszt-sűrűségárák képződményeiből állnak. Újonnan tártunk fel a legalsó vulkáni réteg alatt mindkét helyen egy áthalmazott, felső részén lávadóm-kőzetdarabokat tartalmazó üledékes képződményt. Ez összhangban van azzal, hogy egy hosszabb szünet után indulhatott meg a vulkáni működés. A horzsakövek között gyakoriak a vízen úszó, kis sűrűségű darabok, ami gázgazdag, felhabzott magmatest robbanásos kitörésére utalnak. A horzsakövek közzétani és kémiai összetétele megegyezik a Csomád korábbi lávadóm építő vulkáni működése során keletkezett kőzetekével, és nem mutat lényeges változást a rétegsorban. Mindez egy stabilan és hosszú időn keresztül fennálló, hasonló jellegű, vulkán alatti magmatározót jelez.

A kutatás az NKFIH K 116528 számú pályázat támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Karátson, D., Wulf, S., Veres, D., Magyari, E., Gertisser, R., Timár G. A., Novothny, Á., Telbisz, T., Szalai, Z., Anechitei-Deacu, V., Appelt, O., Bormann, M., Jánosi, Cs., Hubay, K., Schäbitz, F. (2016): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 319, 29–51.
- Molnár, K., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A.K., Kiss, B., Seghedi, I., Szepesi, J., Harangi, Sz. (2019): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 133–147.

A SOMLYÓ ÉS SZAMÁR-HEGY SZUBVULKÁNI KŐZETEINEK VIZSGÁLATA

Fehér Kristóf^{1,2}, Józsa Sándor¹, Sági Tamás^{1,2}, Kovács Zoltán^{1,3}

¹ ELTE, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ ELTE, Közettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Budapest

A mecseki Somlyó és Szamár-hegy régóta a kutatók figyelmének középpontjában van, de a jura üledékes kőzetekbe nyomult kora-kréta alkáli magmás szubvulkáni test kőzeteinek genetikájáról és nevezéktanáról még ma sincs konszenzus. Az ezen a területen végzett részletes terepi megfigyelések és a begyűjtött kőzetminták petrográfiai és ásványkémiai (SEM-EDS) elemzése alapján az eddigieknél pontosabb, részletesebb magmás kőzetelterjedési térkép elkészítését, továbbá a fellelhető kőzettípusok Streckeisen-féle, modern szemléletű nevezéktani besorolását tűztük ki célul.

A modális összetételek alapján öt fő kőzetcsoporthoz határoztunk meg (alkáli mikrogabbro [AMG], alkáli monzo-mikrogabbro, monzo-mikrofoyait, mikrofoyait [MF] és fonolit). A vizsgált szöveti bélyegek és ásványtársulások alapján további altípusokat is el lehetett különíteni, melyek jól mutatják genetikai kapcsolatukat. A két hegy között húzódó Máza-völgyfőben fordulnak elő a durva-középszemcsés, szubofitos/ poikilites szövetű AMG típusú kőzetek, melyek fokozatos (de nem teljes) átmenetet mutatnak a völgyoldalban megjelenő középszemcsés, poikilites/intergranuláris szövetű MF-okkal. A Somlyó és Szamár-hegy külső, peremi részei felé haladva a MF-ok folyamatos átmenetet mutatnak a két hegy többi részét képező finomszemcsés, intergranuláris szövetű fonolitokkal, amelyek a meszes és törmelékes mellékkőzetek határán finomszemcsés, trachitos szövettel rendelkeznek. Mindegyik magmás kőzettípusra jellemző az erőteljes analcimosodás.

A magmás kőzetekben gyakoriak a felzikus és mafikus kőzetzárványok, utóbbiak, szövetük és ásványtársulásuk alapján levezethetők az AMG kőzetekből. A MF-okban kőzetzárványként a Máza-völgyfőben található AMG gömbölyded darabjait is észleltük, továbbá a vizsgált területen e két kőzet egymással éles határral érintkező darabját is megfigyeltük.

Mindezek alapján, az AMG később nyomulhatott bele a MF-ba, melynek hatására a két kőzet között magmaelegyedés és magmakeveredés zajlódhatott le.

A magmás kőzetek és kőzetzárványaik Somlyón és Szamár-hegyen megfigyelt területi elhelyezkedése és eloszlása nem a feltételezett egyszerű telep-télér-kifejlődést mutatják (Viczián, 1968), hanem egy annál bonyolultabb felépítésű magmás kőzetestről árulkodnak. Továbbá, a MF és fonolit folyamatos átmenete a korábban használt mélységi (pl. Mauritz, 1913); Árgyelán et al., 1986) és a jelenleg használt vulkáni (Harangi és Árváné Sós, 1993) nevezéktan továbbgondolásának szükségességét is felvetik.

Irodalomjegyzék

- Árgyelán, G., Gulyás, Á., Nagyné Pálfalvi S. (1986): Kézirat, ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 100 p.
- Harangi, Sz., Árváné Sós, E. (1993): Földtani Közlöny, 123 (2), 129–165.
- Mauritz, B. (1913): A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, 21 (6), 153–193.
- Viczián, I. (1968): Kézirat, ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 95 p.

A BÜKK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETNEK PROBLÉMÁS ELEMEI ÉS AZOK JELENLEGI VIZSGÁLATA

Fodor László^{1,2}, Kövér Szilvia^{1,2}, Arató Róbert³, Beke Barbara¹, Benkó Zsolt³, Fialowski Melinda¹, Kovács Zoltán^{4,5}, Obbágy Gabriella^{3,6}, Oravecz Éva^{1,2}, Scherman Benjamin^{1,2}

¹ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport

² ELTE Alkalmazott és Általános Földtani Tanszék, Pázmány P. sétány 1/C, 1117 Budapest, Hungary

³ Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Atommagkutató Intézet, Debrecen

⁴ ELTE, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor

⁵ Georg-August Egyetem, Szedimentológiai és Környezetgeológiai Tanszék, Göttingen

⁶ Debreceni Egyetem, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

1. Bevezetés

Előadásunk a Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlésen a Bükkal és környezetével kapcsolatos prezentációk bevezetőjeként szolgál. Felvillantjuk azokat a problémákat, amelyek szerintünk a Bükk magmatizmusával, szerkezetfejlődésével, metamorfózisával, és az események korolásával kapcsolatban fennállnak, és amelyek vizsgálatával foglalkozunk. Annál is inkább lehet ez érdekes a konferencia résztvevőinek, mert a szerkezeti vizsgálatok csak a modern kőzettani, geokémiai és geokronológiai vizsgálatokkal együtt adhatnak kielégítő eredményt.

2. Korábbi modellek és fennmaradt problémák

A Bükk szerkezetére vonatkozóan – a korai autochton vagy takarós modelleket most leszámítva – alapvetően kétféle modell létezik. Less et al. (2005) modellje szerint a bükki kőzetek egy teljes, folyamatos, egységes rétegsort képeznek, bár köztük rátolódások fellépnek, melyek közül a Kis-fennsík alatti eléri a takarós méretet is (Forián-Szabó & Csontos 2002). Ezzel szemben áll Csontos (1988, 1999, 2000) modellje, amely olyan takarókkal számol, amelyek áttolódása igen jelentős volt, a Bükk mai méreteit jóval meghaladta (>50km). A takarós felépítés gondolatát Balla (1983) munkája alapozta meg, aki Szarvaskő környékén két magmás kőzeteket és egy üledékes kőzeteket magában foglaló egységet javasolt a „bükki parautochton” felett. Gulácsi Zoltán hasonló felfogásban térképezte fel a területet, és bár térképe nem került publikálásra, de – a szerkezeti értelmezés elhagyásával – beépült a Bükk 1: 50 000-es méretarányú térképébe (Less et al., 2002).

Az eltérő rétegsorok határai sehol sincsenek feltárva – így közvetett megfigyelésekre vagyunk

utalva. A takarós modellek azzal számolnak, hogy a szarvaskői bázisos magmás kőzeteket tartalmazó összlet benyomulásakor/kiömlésekor nem harántolhatta a Bükk karbon–középső-jura rétegsorát. A magmatitok jellegét, geodinamikai helyzetét a legtöbb munka óceáni kéregként, azon belül ívmögötti magmás képződményként értelmezi (Downes et al., 1990; Harangi et al., 1996), esetleg egy keskeny, épp kinyíló óceáni ágnak gondolja (Downes et al., 1990), míg a „bükki parautochton” egy kissé kivékonyodó kontinentális kérgen rakódott le; a kétféle geodinamikai helyzetű összlet csak takarósan települhet egymásra. Balla (1983) és Csontos (1999) szerint nincsenek is magmás kőzetek a „bükki parautochton” rétegsorában. Csontos (1988, 2000; Csontos et al., 1991a, b) szerint az akkor meglevő őslénytani adatok is azt támasztják alá, hogy a „bükki parautochton” legfelső tagjai, a Bányahegyi Radiolarit és a Lökvolgyi Pala fiatalabb, mint a rá következő mónosbéli rétegsor jura palája, mészkövei és radiolaritja. Ezen üledékes egységet a takarós modellek a Mónosbéli- (Mónosbél–Oldalvolgyi-) takaróba sorolták.

Az újabb *rétegtani vizsgálatok* azonban nem adtak egyértelmű eredményt; a mónosbéli rétegsor akár a „bükki parautochton” üledékes fedője is lehet, ha a meghatározott korintervallumokat így értelmezzük (Pelikán & Dosztály, 2000; Haas et al., 2011, 2013). A térképezés ugyanakkor felderített több, elszigetelt, kis magmás testet, amely a „Szarvaskői-takarón” kívül esik (Less et al., 2002), sőt Less et al. (2005) szerint ezeknek termális kontaktusa van a befoglaló palával. A takarós elmélet hívei könnyen találhattak érvet ez ellen; ezek mind olisztolitok, melyek a jura üledékbe kerültek a szarvaskői rétegsor felpikkelyeződése után, vagy esetleg az áttolódás során gyúródtak bele különféle palákba.

A feltételezett *takarós áttolódás iránya* nem

ismert kellő biztonsággal, erre csak feltételezések vannak (Csontos 1988). Abban mindenki egyetért, hogy a szerkezetet alapvetően meghatározó, kissé átbuktatótt, ferde vagy álló redők biztosan a takarós mozgások után jöttek létre (Balla et al., 1987; Csontos, 1988, 1999).

Nem ismert azonban a *gyűrődéses deformáció kora*; a meglévő geokronológiai adatok (K–Ar, cirkon hasadványnyom) igen nagy – kb. 200 és 70 M év közötti – szórást mutatnak a Bükkön belül is (Árkai, 1983; Árkai et al., 1995; Árváné-Soós et al., 1987; Fodor et al., 2018). Az adatokban csoportokat lehet elkülöníteni, azonban ezek területi eloszlásában több érthetetlen elem van. Az Észak-Bükk-antiklinálisban ugyanis a fiatalabb (80, illetve 110–120 millió éves) korok nem csak a magban, és az idősebb 135–140 millió éves korok nem csak a szárnyon jelennek meg. A metamorfózis foka a mészkövek kalcitjának ikresedése (Németh és Márai 2005), az illit-kristályossági fok (Árkai et al., 1995), és a palásság megjelenése alapján döntően az anchi- és epizónába esik.

A takarós felépítés hívei felhasználták a *Dinaridák felépítésével való rokonságot* is. Schmid et al. (2008) szerint a Dinaridákat alapvetően olyan takarók építik fel, amelyek a Neotethys-óceán kérgének a passzív Apuliai- (Adriai-) peremre való obdukciójával, majd a perem takarósodásával jöttek létre. Ebben a helyzetben egy nem metamorf ofiolittakaró a legfelsőbb egység. A modell közvetlen bükki alkalmazása több helyen sántít. Nincs valódi ofiolittakaró és ennek a lepusztult anyagban is csak kivételesen van nyoma. Pl. a Nekézsenyi Konglomerátumban nincs ilyen kavics, amíg a hasonló korú szlovákiai és horvátországi előfordulásból egy teljes óceáni kérget lehet rekonstruálni kavicsokból, blokkokból. Továbbá, ha ofiolitos takarónak tekintjük a szarvaskői összletet, annak a legfelső, nem metamorf egységnek kéne lennie, de a befoglaló üledékes kőzetekből becsült (illit- és klorit-kristályossági indexek) és kapott (Raman-spektroszkópia) hőmérsékletadatok legalább 7–9 km-es betemetődést mutatnak. Azaz mi volt akkor a betemetett Szarvaskő felett?

A szomszédos 'Darnói-melange' összetétele sem támasztja alá a dinári analógiát: nincsenek benne szerpentinítklasztok, a melange mátrixa sem serpentin, tehát nem tekinthető tipikus szubofiolitos melange-nak. A klasztok jelentős része akár a Bükkből is származhat, és nincs egyértelműen egy felső ofiolittakaróhoz köthető elem. A klasztként jelenlévő triász magmatitok még csak a riftesedéshez köthető bazaltokat képviselik (Kiss et al., 2012), igazi N-MOR bazaltok nem jelennek meg. Kérdés tehát, hogy milyen melange is a Darnói?

Nem egyértelmű a Bükk és környezetének *fiata-*

labb deformációtörténete sem. Az egyik legfontosabb szerkezeti elem a Nekézsenyi-rátolódás, amely mentén a Bükk az Upponyi paleozoikumra és a közbecsített senon rétegsorra tolódott (Less et al., 2005; Schréter, 1945). A Darnó-zóna balos jellege és főleg e balos eltolódás kora nem egyértelmű; amíg Zelenka et al. (1983) majd ezt követően több munka (Szentpétery, 1997; Szentpétery és Less, 2006, Fodor et al., 2005) alapvetően kainozoosnak vagy szűkebben miocénnek értelmezi, erre a bizonyítékok eléggé közvetettek. Hasonló a probléma a kinematikával: amíg egyes munkákban a balos eltolódás dominál (Zelenka et al., 1983; Szentpétery, 1988), addig a vetőelemzések következtetései, és a szerkezetet metsző szeizmikus reflexiós szelvények rátolódást valószínűsítene (Sztanó és Tari, 1993; Fodor et al., 2005; Petrik et al., 2016; Beke et al., 2019; Kovács et al., 2020). Tovább bonyolódik a kép, ha az üledékföldtani közvetett adatokat is figyelembe vesszük: a szerkezetileg rátolódásnak vett fázis alatt az üledéktestek geometriája és szállítási irányai balos elmozdulást sugallnak (Sztanó és Józsa 1996).

E rövid bevezetés is mutatja, hogy a Bükk általános felépítése nem teljesen eldöntött kérdés. Amellett, hogy jó lenne jobban érteni a Bükk tágabb geodinamikai környezetét és eredeti helyzetét, a deformáció hőmérsékletének és korának kérdése helyileg is fontos.

3. Jelenlegi vizsgálataink

A *fiatal (kainozoos) deformációk* elemzésében a porózus szilicklasztos üledékekben és piroklasztitokban megjelenő deformációs szalagok vizsgálata segít. Ezek jellegzetesen korai, sekély mélységig képződő szerkezeti elemek, melynek különféle típusba sorolhatók a mélységgel változó deformációs mechanizmus alapján. A szalagok típusát, irányát, és kinematikáját süllýedéstörténettel kombinálva, a deformáció kora akár 1–4 millió éves pontossággal is megadható (Beke et al., 2019 és jelen kötet). A szalagok tanúsága szerint egy rövid, balos komponenssel rendelkező elmozdulási fázis feltételezhető a Darnó-zóna mentén. Ez egybeesne az eggenburgira feltételezett kinematikával (Sztanó és Józsa, 1996; Szentpétery, 1988). Ugyanakkor, a rátolódásos jelleg nem szűnik meg, és hosszabb ideig működött.

A *Nekézsenyi-rátolódás kinematikai* jellegét a töréselemzés alapján ismerjük (Schréter, 1945; Oravecz et al., 2018). Ugyanakkor felmerült, hogy a deformáció már az üledékképződés, vagy a diagenézis korai szakasza alatt megindult: ekkor a legkésőbbi krétára (maastrichtire) esne a rátolódás. A szerkezeti kontaktust több fúrás feltárta (hála Pelikán

P. jó fúráskitűzéseinek), így a vetőbreccsák, vetőagyagok kormeghatározása folyamatban van, csak úgy, mint a rátalálás talpi blokkjának geokronológiai vizsgálata.

A metamorfózis maximális hőmérsékletét Raman-spektroszkópiával vizsgáljuk. Az első eredmények nagyon kecsegtetőek, a meghatározott hőmérséklet 220–270 °C közé esik (Obbágy et al., 2019 és jelen kötet). Ennek azért is van jelentősége, mert a hőmérséklet határozza meg a deformáció mechanizmusát és a geokronológiai vizsgálatok lehetőségeit. Ez a tartomány alatta volt, vagy épp csak elérte azt a tartományt, amelyben a kalcit már kristályplasztikusan viselkedhet, de a kvarc esetében ez aligha lehetséges. Ebből egy fontos értelmezési lehetőség következik: a jura rétegsorban számos kvarctartalmú homokkő kőzetlencse fordul elő, melyek alakja képlékeny (kristályplasztikus?) deformációra utal. A maximális hőmérséklet alapján ezek nem lehetnek kőhurkák (boudinek). Lehetséges azonban, hogy a deformáció még szinte az üledékképződéssel egyidőben, vagy a korai diagenézis alatt ment végbe.

A kapott hőmérséklet-tartomány összhangban van azzal a megfigyeléssel, hogy a DNY-Bükkben a rétegzés és számos üledékes szerkezet (csuszamlási redők, korai jura vetők) jól láthatóak, egyáltalán nem, vagy csak alig írja felül azokat a palásság (Fialowski, 2018; Scherman et al., 2018; Oravec et al., 2020). Azaz van esély arra, hogy az üledékképződéssel kapcsolatos szerkezeteket megismerjük és jellemezzük.

Ha a terepen láthatjuk a rétegzést, és palásság csak agyagos litológiában lép fel, akkor van esély a szerkezet jobb megértésére, és pl. a korai, kibillentés előtti szerkezetek észlelésére. Ilyen megfigyeléseket tettünk a Laskó- és Almár-völgyben (Fialowski, 2018; Scherman et al., 2018). Ebből arra következtettünk, hogy nem látható más deformáció, csak a redőződést is megszabó ÉNy-DK-i vagy É-D-i rövidülés. Ez nem zár ki 100%-ban egy más irányú, gyűrődés előtti takarós áttolódást, de ezt a modellt bizonyíték nélkül hagyná.

A magmatizmus kora sokáig bizonytalan volt. Árváné Soós et al. (1987) adatai ugyan jelezték a középső-jura kort, de a legalább ± 5 millió év bizonytalanság átfogja a teljes középső-jurát, amely a teljes bükki rétegsor lerakódásának ideje, azaz nem volt perdöntő. Kovács et al. (2017) munkája előrébb vitt ebben a kérdésben, a $164,7 \pm 1,6$ millió év a callovira rögzíti legalább a tóbérci plagiogranit korát. Ez azért is fontos, mert ily módon a kisebb, időnként a „parautochtonban” is megjelenő elszigetelt jura testek nem lehetnek olisztolitok: hiszen a befoglaló kőzet legtöbb-

szőr bathnak gondolható, ami idősebb lenne, mint a magmás kőzetek létrejötte. Valószínűbb tehát a nyírozónába kerülés, és a ténylegesen helyben való képződés.

A magmás képződmények ívmögötti jellegét az új geokémiai vizsgálataink is alátámasztják (Kovács et al., 2020 jelen kötet). Nem világos azonban, melyik lemez bukkott alá? A dinári modellben ez Apulia, de a Bükk eredeti helye már a Neotethys északi elvégződésénél lehetett, tehát itt lényegesen bonyolultabb geometriával kell számolnunk, így pl. az északi, nyugati-kárpáti szegély szubdukciójával, mint a „normális” dinári szegélynél.

Munkánk néhány további lépése a következők: (i) további, ismert szerkezeti helyzetű egységek max. hőmérsékletének meghatározása (ii) szelvény szerinti mintázás és kormeghatározás, ill. (iii) szerkezeti és hőtörténeti modellezés a meglévő adatok alapján.

A kutatást a 113013 NKFIH OTKA és ÚNKP-2016-1 és 2017-2 támogatta.

Irodalomjegyzék

- Árkai, P. 1983: Acta Geologica Hungarica, 26, 83–101.
Árkai, P., Balogh, K., Dunkl, I. 1995: Geologische Rundschau, 84, 334–344.
Árva-Sós E., Balogh K., Ravasz-Baranyai L., Ravasz Cs. 1987: MÁFI Évi Jelentése 1985-ről 295–307.
Balla Z. 1983: A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1982. évi jelentése, 42–65.
Balla Z. 1987: Általános Földtani Szemle 22, 55–98.
Balla Z., Csontos L., Havas L. & Horváth Á. 1987: MÁFI Évi Jelentése 1985-ről, 195–207.
Beke, B., Fodor, L., Millar, L., Petrik, A. 2019: Marine and Petroleum Geology, 105, 1–16.
Csontos, L. 1988: Ph.D. thesis, University Lille Flandres-Artois, n° 250, 327.
Csontos L. 1999: Földtani Közlöny, 129 (4), 611–653.
Csontos L. 2000: Földtani Közlöny, 130 (1), 95–131.
Csontos L., Bérczi-Makk A., Thiebault F. 1991: MÁFI Évi Jelentése 1989-ről, 383–409.
Csontos L., Dosztály L., Pelikán P. 1991: MÁFI Évi Jelentése 1989-ről, 357–381.
Downes, H., Pantó, G., Árkai, P., Thirlwall, M., 1990: Lithos, 24, 201–215.
Fodor, L., Sztanó, O., Koroknai, B., Csontos, L., Harangi, Sz. 2005: Geolines, 19, 141–161.
Fodor, L., Kövér, Sz., Kiss, G.B., et al., 2018: 16th CETEG Conference, Abstract vol. 155–156.
Forián-Szabó M., Csontos, L. 2002: Geologica Carpathica, 53 (4), 223–234.
Haas J., Kovács S., Pelikán P., Kövér Sz., Görög Á., Ozsvárt P., Józsa S., Németh N. 2011: Földtani Közlöny 141, 412–466.
Haas, J., Pelikán, P., Görög, Á., Józsa, S., Ozsvárt, P. 2013: Geological Magazine, 150, 18–49.
Harangi, Sz., Szabó, Cs., Józsa, S., et al., 1996: International Geology Review, 38, 336–360.
Kiss, G., Molnár, F., Palinkaš, L., Kovács, S., Horvatić, H. 2012: International Journal of Earth Sciences 101, 1503–1521.

- Kovács, Z., Kövér, Sz., Fodor, L., Schuster, R. 2017: 8. KGVGY, Absztrakt kötet, 97–98.
- Kovács Z. et al., 2020: 11. KGVGY absztrakt kötet.
- Kovács Zs., Cserkész-Nagy Á., Gulyás Á., Gúthy T. et al., 2020: *Földtani Közlöny*, 150 (1), 103–128.
- Less, Gy., Gulácsi, Z., Kovács S., Pelikán P. et al., 2002: A Bükk hegység földtani térképe, 1:50.000.
- Less, Gy., Kovács S., Pelikán P., Pentelényi, L., Sásdi, L. 2005: A Bükk hegység földtana. MÁFI.
- Pelikán, P., Dosztály, L. 2000: *Földtani Közlöny* 130 (1), 25–46.
- Petrik, A., Beke, B., Fodor, L., Lukács, R. 2016: *Geologica Carpathica* 67 (1), 83–104.
- Németh, N., Máday, F. 2005: *Acta Geologica Hungarica* 48 (3), 283–297.
- Obbágy G., Kövér S., Raucsik B., Molnár K., Fodor L., Benkó Z. 2019: *Goldschmidt Abstracts*, 2486.
- Oravecz, É., Fodor, L., Kövér, Sz. 2018: 17th TSK Meeting, Jena, Abstract vol., p. 94.
- Oravecz, É., Kövér, Sz., Héja, G., Fodor, L. 2020: *Geologica Carpathica*, in press.
- Scherman, B., Fialowski, M., Fodor, L., Kövér, Sz. 2018: 17th TSK Meeting, Jena, Abstract vol., 109.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, et al., 2008: *Swiss Journal of Geosciences* 101, 139–183.
- Schréter, Z. 1945: MÁFI Évi Jelentése 1941–42-ről, 197–237.
- Szentpétery, I. 1988: MÁFI Évi Jelentése 1986-ról, 121–128.
- Szentpétery, I., Less Gy. 2006: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana.
- Sztanó, O., Józsa, S. 1996: *Tectonophysics*, 266, 319–341.
- Sztanó, O., Tari, G. 1993: *Tectonophysics*, 226, 485–502.
- Zelenka, T., Baksa, Cs., Balla Z., Földessy, J., Járányi, K. 1983: *Földtani Közlöny*, 113 (1), 27–37.

A BÜKKI-PARAUTOCHTON TRIÁSZ RÉTEGSORÁBAN TALÁLHATÓ METAVULKANITOK GEOKÉMIAI-GEOKRONOLÓGIAI VIZSGÁLATA

Gál Péter^{1*}, Németh Norbert², Lukács Réka³, Dunkl István⁴, Harangi Szabolcs^{1,3}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Miskolci Egyetem, Ásványtani és Földtani Intézet, Miskolc

³ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁴ Göttingeni Egyetem, Szedimentológia és Környezetföldtan Tanszék, Göttingen, Németország

* e-mail: galpeti93@gmail.com

A Bükk hegység két fő egységből épül fel: a jelentős elterjedésű parautochton egységbe a Tethys kontinentális selfjén képződött, karbon–jura rétegsor tartozik, a hegység nyugati részén a Szarvaskői-egység óceáni jura rétegsora található (Less et al., 2005). A parautochton triász, karbonátos üledékes kőzetek dominálta rétegsorában számos különböző metavulkanit jelenik meg, sokszor bizonytalan helyzetű, szétszabdalt, kis méretű testek formájában. Ezek a vulkanitok kisfokú metamorfózison és képlékeny deformáción estek át, a kőzetek eredeti szöveti bélyegei felülbélyegződtek, és kémiai összetételük is jelentősen módosult, ami megnehezítette pontos besorolásukat a nagy számú főelemelemzés ellenére is (Balogh, 1964). Csillám K–Ar-kormeghatározásuk (Árkai et al., 1995) csak a metamorfózisuk korát adta meg. Szoldán (1990) kisszámú nyomelemösszetétel-vizsgálatai alapozták meg a kőzettestek precízebb elkülönítését, és magmatektonikai következtetéseket. A legutóbbi bükki térképezési projekt (Less et al., 2005) során a metavulkanitokat négy formációba sorolták: Szentistvánhegyi Metaandezit (anisusi–adin), Bagolyhegyi Metariolit (ladin–karni), Szinvai és Létrási Metabazalt (karni és felső-triász) Formációk.

A közelmúltban a Miskolci Egyetem, illetve az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport kutatómunkája során előtérbe került a metavulkanitok és a hozzájuk kapcsolódó kőzetelváltozások részletes geokémiai vizsgálata, amelynek eredményeképp 2020 tavaszára egy szinte teljes körű adatbázis alakult ki a lényegesebb vagy bizonytalan tektonikai helyzetben megjelenő metavulkanit-előfordulásokról. A Göttingeni Egyetemen U–Pb kormeghatározások és cirkon-geokémiai vizsgálatok történtek.

A parautochton három nagyobb szerkezeti egységre bontható (Északkeleti-Bükk, Központi-Bükk, Délkeleti-Bükk), amelyek eltérő triász rétegsorokat tartalmaznak. A Szentistvánhegyi Metavulkanit (SMV – ami alatt teljes mészkalkáli vulkáni összetételt értünk) jelenlétét az északkeleti-bükki tipikus előfordulásain túl a Délkeleti-Bükkben is igazoltuk. A cirkon U–Pb kormérések ~240 millió éves (koraladin) kort adtak. Az Északkeleti-Bükkben előforduló Bagolyhegyi Metariolitból nem sikerült magmás kort kapni, de a magmás képződmények relatív szekvenciája alapján idősebb képződése feltételezhető. Sajátos nyomelem-összetétele alapján sikerült leválasztani róla a Less et al. (2005) által ide sorolt bükk-szentlászlói–lillafüredi kőzettest túlnyomó részét, ami egyértelműen SMV-tal kapcsolható össze. Felső-triász alkáli bazaltos kőzetek jelenlétét minden egységben igazoltuk. A korábban két formációba térképezett metabazaltok nyomelem-geokémiai összetétele átfedést mutat, így rájuk egységesen a Szinvai Metabazalt elnevezést használjuk.

A munka az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-19-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának és a Miskolci Egyetem TUDFO/51757-1/2019-ITM kódszámú tematikus kiválósági programjának szakmai támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Árkai P., Balogh K., Dunkl I. 1995: Geologische Rundschau 84 (2), 334–344.
Balogh K. 1964: MÁFI Évkönyv 48 (2), 245–553.
Less Gy., Kovács S., Pelikán P., Pentelényi L., Sásdi L. 2005: MÁFI Budapest, 284 p.
Szoldán Zs. 1990: Acta Mineralogica-Petrographica 31, 25–42.

A SIROK KÖRNYÉKI MIOCÉN RÉTEGSOR FÖLDTANI ÉS GEOMORFOLÓGIAI REAMBULÁLÁSA

Gál Péter^{1*}, Pecsmany Péter², Petrik Attila³, Lukács Réka³, Fodor László^{3,4}, Kövér Szilvia^{4,5}, Harangi Szabolcs^{1,3}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közzétan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Miskolci Egyetem, Földrajz-Geoinformatikai Intézet, Miskolc

³ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁴ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

⁵ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

* e-mail: galpeti93@gmail.com

A Bükk és Mátra határvidékéről Schréter Zoltán munkássága óta nem készült sem átfogó, sem nagy felbontású földtani/észlelési térkép sem, csak egyes részterületekről (Kelet-Mátra, Darnó-hegy, Bükk). A miocén rétegsor egyes elemei nem párhuzamosíthatók a különböző térképek alapján. Célunk a két hegység határterületének reambulált 1:25 000 méretarányú földtani térképének elkészítése és a rétegsorok közötti bizonytalanságok tisztázása. Ennek részeredményeként mutatjuk be (1) Sirok közvetlen környékét, (2) a Darnó-hegy délkeleti elvégződését és (3) a Mátra keleti elvégződésének É-i oldalát. A három vizsgált terület kissé eltérő rétegsorral rendelkezik rétegvastagságok és kifejlődések tekintetében.

A kiemelt területeken a felszín túlnyomórészt a triász-jura alaphegységre eróziós diszkordanciával települő miocén képződmények borítják. A miocén rétegsor folytonos, dél felé fiatalodik. Alsó-miocén képződmények a felszínen csak a Parádi-Tarna völgyének két oldalán találhatók. Északnyugaton a kárpáti-badeni slírösszet (Garábi Slír) jelentős vastagságban jelenik meg, délebbre az erre települő badeni vulkáni rétegsor a szűkebb térség legjelentősebb felszínmorfológiát befolyásoló tényezője (Pelikán 2010). A Mátrát létrehozó andezites vulkanizmus nyomai a területen elsősorban áthalmozott vulkanoszedimentek formájában ismertek, amelybe települve megtaláljuk a két regionálisan ismert badeni piroklasztitot; lapillitufák (Demjéni Ignimbritlegység) és tufák (Harsányi Ignimbritlegység) formájában (Lukács et al., 2018). Lávaközetek a Mátra elvégződésétől, a Tarna völgyétől keletre már nem fordulnak elő a felszínen. A vulkanoszediment összletre Siroktól keletre késő-miocén, vulkáni klaszto-

ban domináns törmelékes üledékes rétegsor települ, olykor csatornabevágódások formájában.

A térképezés során az elterjedt és jól követhető Demjéni Ignimbritlegvezerszintnek tekintettük, és a térképezhető vastagságú különböző változatait is (nem összesült, összesült-kovásodott) elkülönítettük. Elkészítettük a három részterület kissé különböző kifejlődésű rétegsorát és ezeknek a korrelációját is elvégeztük, ami alapján kijelenthetjük, hogy a Tari Dácittufa F. a Mátra keleti részén és a Felnémeti Riolituffa F. a Nyugat-Bükkalján ugyanúgy a Demjéni Ignimbritlegvezersorozat terméke. Schréterrel (1952) egyetértésben azt tapasztaltuk, hogy a miocén rétegsor Siroknál legalább háromszor ismétlődik DDNy-ÉÉK csapású vetőzónák mentén, amit az újabb térképek (Less et al., 2004) nem tükröznek. A geomorfológiai vizsgálataink a kiemelt területeken elsősorban a rétegsorok térképezését megnehezítő csuszamlások szerepének tisztázására irányultak. Kiemelhető ezek felszíninformáló szerepe a Kelet-Mátra északi oldalán, a csuszamlásokat a relief, a lejtőmeredekség megváltozása és a földtani adottságok együttesen indukálhatják.

A kutatás 2019 decembertől az NKFIH FK 131869 számú kutatási pályázat támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

Less, Gy., Mello, J. szerk. (2004): MÁFI, Budapest.

Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva I., Zimmerer, M. (2018): Earth-Science Reviews 179, 1–19.

Pelikán P. In: Baráz, Cs. szerk. (2010): Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 17–26.

Schréter Z. (1952): MÁFI Évi Jelentés 1948-ról, 111–118.

A TITANIT JELENTŐSÉGE AZ OLDOINYO LENGAI ALATTI LITOSZFÉRA FEJLŐDÉSÉNEK REKONSTRUKCIÓJÁBAN

Halász Noémi¹, M. Tóth Tivadar¹, Berkesi Márta², Guzmics Tibor²

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Labor

1. Bevezetés

Az Oldoinyo Lengai esetében a vulkanitok által felszínre hozott intruzív kőzetzárványok vizsgálatánál fontos a titanit, mely jelentős akcesszórius ásványa az ijolitanyagú xenolitoknak (Dawson et al., 1995). A titanit ásványtani és ásványkémiai tulajdonságai számos módon kihasználhatók a kőzetfejlődés fizikai és kémiai viszonyainak (p , T , f_{SiO_2}) rekonstruálása során.

2. Geológiai háttér

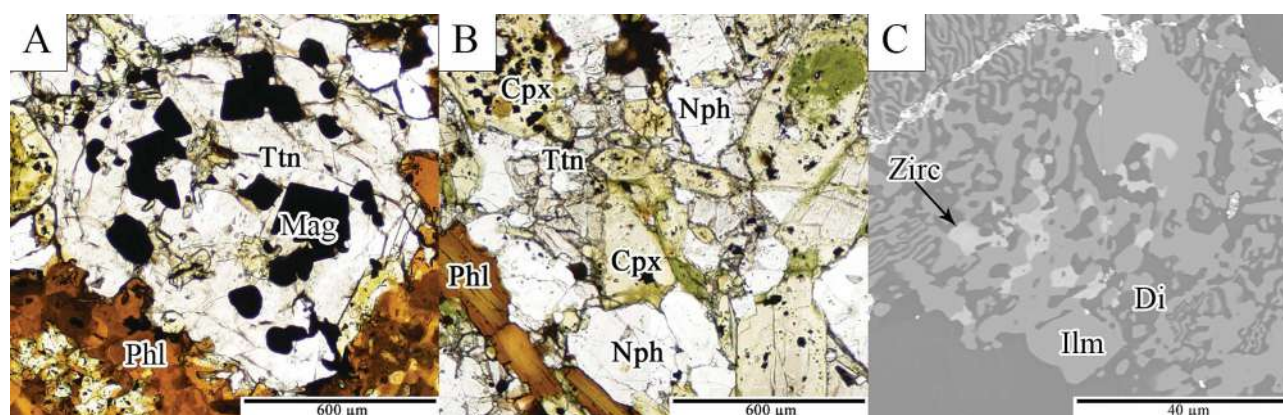
Az Oldoinyo Lengai vulkán a Kelet-Afrikai-árokrendszerben található, Észak-Tanzániában. Környezetében a geotermikus gradiens, bár régióként kissé változó, általánosságban 40 °C/km (Nyblade, 1997).

Bár az Oldoinyo Lengai a nátrókarbonatitról híres, vulkanikus aktivitását leggyakrabban szilikátos kőzetek jellemzik (pl. nefelinitek, fonolitok), a vulkán alatti litoszférát reprezentáló mélységi magmás kőzetek leginkább blokként, bombaként jelennek meg fonolitba, nefelinitbe zárva. A leggyakoribb mélységi magmás kőzetek az ijolit, piroxenit és urtit (Dawson et al., 1995). Az ijolit két csoportba osztható, az egyszerű ijolitra és

az olivin-csillámijolitra. Az alapanyag mind a két típus esetében megegyezik, elsődlegesen nefelinből és zónás klinopiroxénekből áll, melynek zónái diopszidos és egirinaugitos összetétel között váltakoznak. Emellett az alapanyagban mintánként eltérő mennyiségben fontos akcesszórius ásványok a perovszkit, titanit és Ti-andradit. Az olivin-csillámijolitok esetében az alapanyagban megjelennek csillámfenokristályok, valamint úgynevezett *kettőskoronás* szöveti elemek is. Az utóbbi szerkezetek három részből állnak: középen egy olivin-fenokristály van, melyet klinopiroxén-korona vesz körül, amit egy külső csillámkorona határol (Dawson et al., 1995; Sekisova et al., 2015).

3. Petrográfia

Az általunk vizsgált minta egy vulkáni bomba, mely xenolitiként olivin-csillámijolitet zárt magába. Az irodalomból ismert fő alapanyag-alkotók a vizsgált minta esetében is megjelennek, így az alapanyag nagy részét nefelin és zónás klinopiroxén adja. A zónák diopszidos (mikroszkópban világoszöld) és egirinaugitos (sötétzöld) összetételűek, mintázatuk-



1. ábra – Az „A” ábrán oikokristályos, a „B” ábrán xenomorf titanit. A „C” ábrán a szimplektites szerkezet látható a kettőskoronás szöveti elemben. Rövidítések: Ttn – titanit, Mag – magnetit, Phl – flogopit, Nph – nefelin, Cpx – klinopiroxén, Ilm – ilmenit, Di – diopszid, Zirc – cirkonolit

ban szabályos ismétlődés nem figyelhető meg. A diopszidos zónában magnetit- és perovszkit-kristályzárványok találhatók. Az alapanyag fő alkotói mellett a titanit lényeges akcesszórius ásvány, mely több formában jelenik meg, így előfordul nagy oikokristályként, magnetit zárványokkal (1. ábra A) és xenomorf alakban is (1. ábra B). Ám alaktól függetlenül, minden titanitszemcse kémiaiilag homogén és kis mennyiségben tartalmaz ZrO_2 -t (0,35–0,78 m%). Az alapanyag irányítottaságot mutat, melyet követ a durvaszemcsés csillámfenokristályok iránya is. A csillámfenokristályok flogopitos (mg#=81–86) magból és biotitos (mg#=55–76) továbbnövekedési szegélyből állnak. Mint az olivin-csillámijolitokban általában, az általunk vizsgált mintában is előfordulnak *kettőskoronás* szöveti elemek. Ennek közepén minden esetben homogén összetételű, korrodált peremű olivinszemcse (Fe_{79-85}) helyezkedik el, melyet egy zónás klinopiroxénékből álló korona vesz körül, kémiai összetételük diopszid és egirinaugit között váltakozik (hasnolón az alapanyag klinopiroxénjeihez). A klinopiroxén-koronát körbeveszi egy flogopitkorona (mg#=83–84), mely körül néhány esetben megjelenik biotitos továbbnövekedési szegély (hasnolón a csillámfenokristályokhoz). Mind a két (klinopiroxén és csillám)-koronában megjelennek szimplektites szerkezetek is (1. ábra C), melyek ilmetből, diopszidból, cirkonolitból állnak és nem fordulnak elő sehol máshol a kőzetben. A *kettőskoronás* szöveti elemek az egyetlen nem irányított mikroszövetű részei a mintának.

4. Termometriai módszerek

A titanit gyakori járulékos elegyrész a magmás és a metamorf kőzetekben. A vizsgált minta alapanyagában nefelinnel, klinopiroxénnel és annak zárványaival (magnetit, perovszkit) együtt jelenik meg. Kristálytani tulajdonságai miatt szerkezetébe számos nyomelem képes beépülni, ami kiváló petrogenetikai indikátorrá teszi. A titanit segítségével rekonstruálni lehet a kristályosodás fizikai és kémiai körülményeinek egy részét. Az általunk vizsgált mintában a titanit jelentős mennyiségű ZrO_2 -t tartalmaz, ami az irodalom alapján a terület ijolitjaira általánosan jellemző (Dawson et al., 1995). Így alkalmazható rá a Hayden et al. (2007) által kalibrált titanit-termométer, melynek alapelve, hogy a Zr gyakran helyettesíti a Ti-ot a kristályrácsban, mely helyettesítés hőmérsékletfüggő. A számolás alakpélete a következő: $T(^{\circ}C) = [7708 + 960 \times P] / [10,52 - \log(aTiO_2) - \log(aSiO_2) - \log(ppm\ Zr, \text{ titanit})] - 273$.

A kémiai összetételt korábbi EMPA és SEM mérésekből ismertük, a feltételezett keletkezési nyomást (P) pedig széles intervallumon, de reális értékeknél maradvá változtattuk.

Munkánkban a Ti-a-csillámban termométert is alkalmaztuk. A Ti beépülése a csillámba hőmérsékletfüggő folyamat. Henry et al. (2005) termométere valamely, csillám melletti, önálló Ti-ásvány (pl. titanit, 1. ábra A, B) jelenlétében alkalmazható. A Ti-tartalom és magnéziumszám (mg#) alapján grafikusán ábrázolja a hőmérsékletet, 4–6 kbar nyomáson.

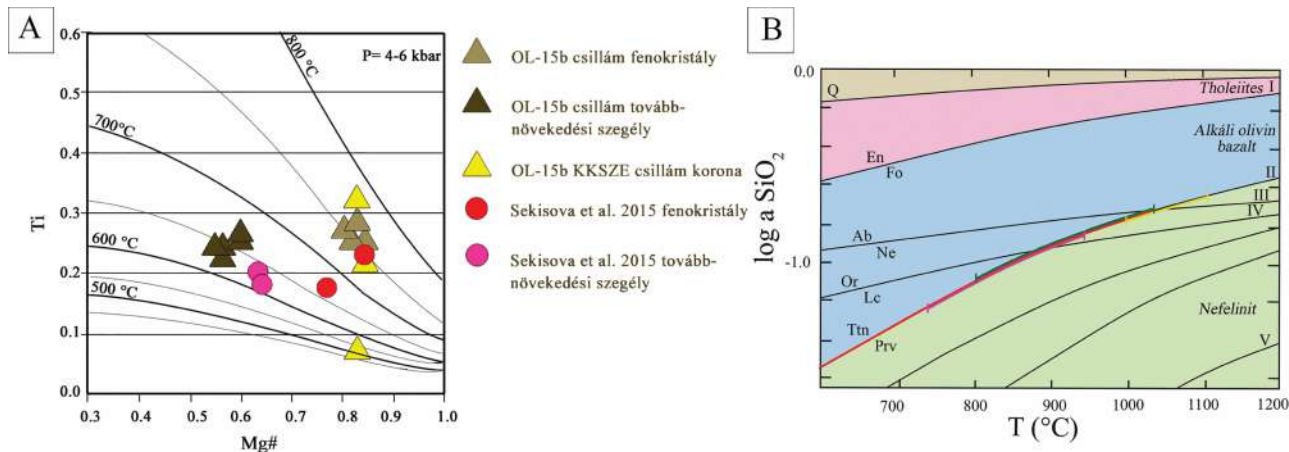
A termométerek mellett a kristályosodási körülmények pontosítására, SiO_2 -aktivitásbecslést is alkalmaztunk. Ehhez Carmichael et al. (1970) diagramját használtuk, amely már publikált termodinamikai adatok ismeretében a SiO_2 -aktivitás és hőmérséklet összefüggését mutatja különböző típusú magmákra. Ezen módszer esetében különösen jelentős a titanit és perovszkit együttes jelenléte, mind a vizsgált ijolitban mind az irodalmakból ismert ijolitok esetében (Dawson et al., 1995). Ez a két ásvány az alapanyag többi ásványával csak nagyon szűk hőmérséklet és SiO_2 -aktivitásértékek mellett képződik együtt.

5. Diszkusszió

A titanit-termométer használatához szükséges keletkezési nyomás becsléséhez a Henry et al. (2005) féle Ti-a-csillámban termométert hívtuk segítségül, mind a saját minta, mind az irodalmi adatok esetében. Ez alapján a mintákban megjelenő csillám fenokristályok 700–800 $^{\circ}C$ körül érték el az egyensúlyt a környező titanittal (2. ábra A). Ezek a hőmérsékletek azonban, tekintettel a flogopitok nagy magnéziumszámára, feltételezhetően nem elsődleges kristályosodási hőmérsékletek, hanem szubsolidusz viszonyokra utalnak.

Feltéve, hogy az ijolit mátrixának kristályosodása a Ti-a-csillámban termométer és a 40 $^{\circ}C/km$ geotermikus gradiens alapján számítható kb. 20 km-es mélységben történt, a Zr-a-titanitban termométer esetében az ennek megfelelő nyomást vettük figyelembe, ami átlagos kőzetsűrűség mellett körülbelül 0,66 GPa. Mivel a termométer nyomásfüggése rendkívül kicsi, ez a feltételezés érdemben nem befolyásolja a számítás eredményét, így a továbbiakban ezt a nyomásértéket tekintettük a minimum nyomásnak a titanit-termométer alkalmazásakor. Ezen adatok alapján a becsült titanit keletkezési hőmérsékletek az általunk vizsgált minta esetében 20 km mélységre számolva 775–985 $\pm$ 20 $^{\circ}C$ között változtak; Dawson et al. (1995) mintájának esetében pedig 901–1140 $\pm$ 20 $^{\circ}C$ között.

A kettőskoronás szöveti elemek csillámkoronájának esetében nem volt alkalmazható Henry et al. (2005) Ti-a-csillámban termométere, ugyanis az adatok a diagramon széles tartományban szóródnak (2. ábra A). Ez arra utal, hogy a szubsolidusz átkristályosodás során ez a szöveti elem nem érte el a kémiai egyensúlyt.



2. ábra – Az „A” ábra Henry et al. (2005) „Ti-a-csillámban termométere”, rajta jelölve a különböző ijolítból származó csillámadatok. Az x-tengely a magnéziumszámot mutatja, az y-tengely pedig a Ti kationszámát. A „B” ábra Carmichael et al. (1970) után módosított diagram, ahol az x-tengely a hőmérséklet °C-ban, az y-tengely a SiO_2 -aktivitás logaritmus. A piros vonal jelzi a titanit-perovszkit reakciógörbét, a zöld szakasz a titanit, a sárga szakasz a diopszid, míg a rózsaszín szakasz az egirinaugit kristályosodását

A koronában megjelenő szimplektitek, mint nem egyensúlyi mikroszövetek, elemzésével pontosíthatjuk a korona fejlődéstörténetét is. A kettőskoronás szöveti elemek közepén lévő olivin korrodált pereme jelzi, hogy ez a fázis nem volt egyensúlyban a körülötte lévő olvadékkal. Ennek oka, hogy nincs olyan p -, T - és SiO_2 -aktivitáslap, amin az olivin egyensúlyban tudna létezni az ijolít titanitjával (Carmichael et al., 1970). TWQ modellező rendszerben végzett termobarometriai számításaink alapján a két ásvány bármely p - T mellett nem koegzisztens, így a kőzet azon részein, ahol az olivin és titanit „elég közel” kerültek egymáshoz (tehát a kettőskoronás szöveti elemek közelében), reakcióba léptek egymással és létrehozták a stabil ilmenitből és diopszidból álló szerkezetet az alábbi reakció eredményeként: $(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$ (olivin) + CaTiOSiO_4 (titanit) = FeTiO_3 (ilmenit) + $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (diopszid).

A reakció további bizonyítéka a vizsgált szimplektitben minden esetben megjelenő cirkonolit, aminek forrása a titanit nagy Zr-tartalma lehetett. Ezen információk alapján felállítható egy általános fejlődési modell az ijolitokról, melynek szemléltetéséhez segítséget nyújt Carmichael et al. (1970) munkája (2. ábra B). Mivel a területről ismert mélységi kőzetek nagy részének alapanyagában előfordult titanit és perovszkit is, így stabilitási görbékük jól jellemzi a kristályosodás viszonyait. Tekintettel arra, hogy egyik mintában sem jelenik meg plagioklász-földpát, a kristályosodás maximumát a nefelinalbit perovszkittitanit reakciógörbék találkozási pontja jelöli ki, nagyjából 1050 °C-nál. A titanit kristályosodása mellett ráilleszthető a görbére a klinopiroxének feltételezett kristályosodási hőmérséklete is. Olvadékszárványok homogenizációs hőmérsékletei (Berkési et al., in press; Guzmics et al., 2012) azt sugallják, hogy az

előbbi ásványokkal koegzisztens diopszidos klinopiroxének 1000–1100 °C-os, míg az egirinaugit 750–850 °C-os hőmérsékleten képződnek. A diagram alapján a titanit végigkísérte az ijolít alapanyagának kristályosodását (2. ábra B).

Összességében valószínűsíthető, hogy a titanit az ijolít kristályosodása során folyamatosan keletkezett, párhuzamosan a többi alapanyag ásvánnyal. A titanit segítségével következtetni lehet az olivin kapcsolatára az alapanyaggal. Mivel a két ásvány nem lehet egyensúlyban, egyértelmű, hogy az olivin xenokristály. A két ásvány reakciója, mely a szimplektit létrehozta, segíthet megmagyarázni az olivin-csillámijolitokban megjelenő kettőskoronás szöveti elemek kialakulását. A csillámok szubsolidusz hőmérsékletei jól jelzik, hogy a csillám három megjelenési formája (flogopit-fenokristály, biotit továbbnövekedési zónája és flogopitkorona) eltérő folyamatok eredményeként jöhetett létre.

Irodalomjegyzék

- Berkési, M., Bali, E., Bodnar, R.J., Szabó, Á., Guzmics, T. (in press): Gondwana Research (<https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.03.013>).
- Carmichael, I.S.E., Nicholls, J., Smith, A.L. (1970): The American Mineralogist, 55, 246–263.
- Dawson, J.B., Smith, J.V., Steele, I.M. (1995): Journal of Petrology, 36, 797–826.
- Guzmics, T., Mitchell, R.H., Szabó, Cs., Berkési, M., Milke, R., Ratter, K. (2012): Contributions to Mineralogy and Petrology, 164, 101–122.
- Hayden, L.A., Watson, E.B., Wark, D.A. (2007): Contributions to Mineralogy and Petrology, 155, 529–540.
- Henry, D., Guidotti, C.V., Thomson, J. (2005): American Mineralogist, 90, 316–328.
- Nyblade, A.A. (1997): Geophysical Research Letters 24(16), 2083–2086.
- Sekisova, V.S., Sharygin, V.V., Zaitsev, A.N., Strekopytov, S. (2015): Russian Geology and Geophysics, 56, 1717–1737.

A CSOMÁDI DÁCIT ELSŐDLEGES MAFIKUS MAGMÁJA

Harangi Szabolcs^{1,2}, Olivier Bachmann³, Maurizio Petrelli⁴, Ioan Seghedi⁵, Lukács Réka¹

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

² ELTE Közettan–Geokémiai Tanszék

³ ETH Zürich, Svájc

⁴ Perugia egyetem, Perugia, Olaszország

⁵ Institute of Geodynamics, Romanian Academy, Bukarest, Románia

A székelyföldi Csomád a Kárpát–Pannon térség legfiatalabb vulkánja. A kitörések 1 millió évvel ezelőtt kezdődtek, az utolsó vulkáni működés 30 ezer évvel ezelőtt történt. A keletkezett kőzetek túlnyomóan viszonylag homogén káli jellegű dácitok (általában jelenlévő fenokristályok: plagioklász, amfibol és biotit), ami mellett két shoshonitos kriptodóm (Málnás és Bükszád) alakult ki a vulkanizmus kezdetén. A dácit egy soklépcsős magmagenetikai folyamat (kristályosodás, magmakeveredés) során alakult ki, ezért az elsődleges magma, illetve ezáltal a magmagenezis oka nehezen rekonstruálható. A dácitban lévő kristályok különböző eredetűek, köztük előfordulnak nagy Mg-tartalmúak is (amfibol, piroxén, olivin), amelyek egy kevésbé differenciált, mafikusabb magmából származnak. Továbbá, a dácitban ritkán megjelennek mafikus kőzetzárványok, amelyek szintén képviselhetnek egy dácitnál fejlettebb magmát.

A Csomád vulkáni komplexum 130–160 ezer éves lávadóm kőzeteiben gyakoriak a piroxén- és olivinkristályok, míg az amfibolok között általánosan jelennek meg nagy Mg-tartalmú pargazitok. Főelemösszetételüket mikroszondával, nyomelemösszetételüket lézerablációs ICP-MS módszerrel határoztuk meg. Az amfibolok esetében jellemzően eltérő nyomelemjelleggel adnak a kis Al-Mg-tartalmú hornblendék és a nagy Al-Mg-tartalmú pargazitok, ami különböző összetételű magmából való kristályosodást jelez. Kémiai összetételükből kiszámoltuk a velük egyensúlyban lévő olvadékok összetételét. A kapott főelemadatokat átfedést mutatnak a teljes kőzet trenddel, beleértve a mafikus kőzetzárványokat. A pargazitos amfibolok jellemzően dúsulnak Ba-ban és Sr-ban, valamint Zr-ban és Th-ban, míg szegényebbek nehéz ritkaföldfémekben a kis Al-Mg-tar-

talmú hornblendékhez képest. A klinopiroxének viszonylag homogén nyomelemeloszlást mutatnak. A pargazitos amfibolok és piroxének nyomelemösszetételéből kiszámoltuk az egyensúlyi olvadék összetételét és egymással átfedő, egyező adatokat kaptunk. Ez arra utal, hogy ezek a kristályok ugyanabból a mafikus, kevésbé differenciált magmából váltak ki. Továbbá, figyelemre méltó, hogy a nyomelemeloszlás hasonló a shoshonitok, és a Bracco Gartner et al. (2020) által frissen publikált, shoshonitok olivinjében elemzett olvadékszárvány-összetétellel.

A csomádi dácitok elsődleges magmája káliumban és LIL-nyomelemekben dúsult, HFS-elemekben szegény mafikus kőzetolvadék. A piroxének és a mafikus ásványokban lévő spinellzárványok Cr-ban gazdagok. Mindez összességében arra utal, hogy a magmaképződés egy erősen kimerült, de szubdukciós fluidumok által metasztatizált litoszféra-földköpenyben történt. A mafikus magmák a vastag földkéreg alatt halmozódnak fel, kristályosodásuk fejlettebb magmát eredményez, ami a földkéregben felnyomulva építi a felzikus magmatározót. Időszakonként mafikus magma is bekerül e magmatározóba, ami nagyon gyors, napok-hetek alatti reaktiválódást és vulkánkitörést okoz.

A kutatás az NKFIH K 116528 számú pályázat támogatásával valósult meg. A kutatás korábbi fázisában fontos eredményeket hoztak Vinkler A. P. és Kiss B. vizsgálatai.

Irodalomjegyzék

Bracco Gartner, A.J.J., Seghedi, I., Nikogosian, I.K., Mason, P.R.D. (2020). Contributions to Mineralogy and Petrology 175 (6), 54.

HASONLÓ VÍZTARTALOM A BÜKKALJA HULLOTT PIROKLASZTÜLEDÉKEIBŐL SZÁRMAZÓ KVARCFENOKRISTÁLYOKBAN

Hencz Mátyás¹, Biró Tamás¹, Kovács István János², Pálos Zsófia³, Kesjár Dóra⁴, Karátson Dávid¹

¹ ELTE, Természetföldrajzi Tanszék

² Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet

³ ELTE, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium

⁴ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geológiai és Geokémiai Intézet

e-mail: hemuabt@caesar.elte.hu

A Bükkalja vulkáni területen a miocén során több száz méter vastag piroklasztitösszet rakódott le. Ez döntően ignimbritekből áll, de alárendelten hullott piroklasztüledékek is előfordulnak. Ebben a munkában terepi vulkanológiai és paleomágneses módszerekkel korrelált, a Bükkalján három helyen kibukkanó, azonos kitörésből származó hullott piroklasztüledékekből szeparált kvarcfenokristályok szerkezeti hidroxiltartalmát (továbbiakban: víztartalmát) vizsgáltuk nem poláros FTIR-módszerrel. Feltételezzük, hogy a hullott piroklasztok és a kristályok gyorsabban hűltek ki, mint a piroklaszt-sűrűségárák üledékei (Biró et al., 2017), így jelentős diffúziós vízvesztés hiányában megőrizhették a kitörés előtti víztartalmukat.

A terepen gyűjtött piroklasztitból sajátalakú, lehetőleg ép, 0,5–2 mm közötti kvarcfenokristályokat szeparáltunk. Ezekből kétoldalt polírozott vastagszokat (~250 µm) készítettünk. Az előkészített fenokristályok (30 kristály/minta) víztartalmát ezután nem poláros, transzmissziós mikro-Fourier-transzformációs infravörös spektrometria segítségével határoztuk meg.

A kitörési egység hullott rétegének három feltárásából származó kvarcfenokristályok átlagos víztartalma megegyezett (5,9, 5,9, 6,0 wt. ppm). A kapott adatok szórása rendre 1,05, 1,01, 1,05 wt. ppm, míg az adatok terjedelme rendre 4,4–9,5, 4,1–8,1, 4,5–9,1 wt. ppm voltak. A mérések során nem tapasztaltunk jelentős (1 wt. ppm-nél nagyobb) eltérést a mag és a perem víztartalma között. Korábbi

munkában már bemutattuk (Hencz et al., 2019), hogy a Bükkalja másik területén, két egymással szintén korrelált feltárásból (Biró et al., 2020), hullott rétegből származó kvarcfenokristályok átlagos víztartalma szintén megegyezett (5,8 és 5,7 wt. ppm).

A kapott átlagértékek nagyon szűk határon belül mozognak. A legnagyobb, és legkisebb átlagos víztartalom között mindösszesen 0,3 wt. ppm volt a különbség. Az eddig vizsgált hullott rétegekből származó minták hasonló víztartalma alapján hasonló magmatározóbeli p , T , vízakaktivitás feltételezhető, illetve nagyon gyors feláramlási sebesség a kitörés során. A korábban és most vizsgált hullott rétegek a teljes bükkaljai rétegsor alsó és felső részéről származnak, így eltérő korúak. Az eredmények alapján megállapítható tehát, hogy a Bükkalja vulkáni terület hosszú idejű vulkanizmusa során olyan magmatározók léteztek, ahol a kőzetolvadék víztartalmát befolyásoló viszonyok közel azonosak voltak.

Irodalomjegyzék

- Biró, T., Kovács, I. J., Karátson, D., Stalder, R., Király, E., Falus, Gy., Fancsik, T., Kovács Sándorné, J. (2017a): *American Mineralogist*, 102, 1187–1201.
- Biró, T., Hencz, M., Németh, K., Karátson, D., Márton, E., Szakács, A., Bradák, B., Szalai, Z., Pécskay, Z., Kovács, I.J. (2020): *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (elfogadott)
- Hencz, M., Biró, T., Kovács, I.J., Pálos, Zs., Kesjár, D., Karátson, D. (2019): *Saxa Loquuntur – Kőbe zárt történetek*: 10. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, absztrakt, p. 48.

MINEK NEVEZZELEK? ARCHEOMETRIAI SZEMELVÉNY EGY SADANAGAIT-TARTALMÚ KŐBALTÁRÓL

Kereskényi Erika¹, Fehér Béla¹, Kristály Ferenc², Harsányi Ildikó³, Kasztovszky Zsolt³, Szakmány György⁴

¹ Herman Ottó Múzeum, Ásványtár

² Miskolci Egyetem, Ásvány- és Kőzettani Tanszék

³ Energiatudományi Kutatóközpont Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratórium

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzet-Geokémiai Tanszék

A Herman Ottó Múzeum régészeti gyűjteményébe tartozik az 53.119.1 leltári számú kőeszköz. Régészeti tipológiáját tekintve laposbalta, mely Meszes, Karola-tetőről került elő szórványleletként.

Durvaszemcsés kőzet, melyben az amfibol- és kvarckristályok szabad szemmel is felismerhetők. Mágneses szuszceptibilitás-értéke $2,67 \times 10^{-3}$ SI.

PGAA-val meghatározott kőzetkémiai vizsgálatok alapján a TAS-diagramban ábrázolva a dioritmezőbe esik, szubalkáli jelleggel.

Az EDS-/SEM-vizsgálatok során az eredeti durvakristályos szemcsés szövet még felismerhető. A legújabb amfibol nevezéktan alapján (Hawthorne et al., 2012) a kőeszközből egy ritka amfibolfaj, a ferroferrisadanagait került meghatározásra, mely a régi amfibol nevezéktan (Leake et al., 1997) szerint a hastingsit fajba sorolható. Az amfibolelemzésekben a FeO-ként mért összes vastartalom 27,77–30,24 m%; egy reprezentatív elemzésből számolva az amfibol képlete $(\text{Na}_{0,33}\text{K}_{0,21})_{\Sigma 0,54}(\text{Ca}_{1,98}\text{Na}_{0,01}\text{Mn}_{0,01})_{\Sigma 2}(\text{Fe}^{2+}_{1,99}\text{Fe}^{3+}_{1,54}\text{Mg}_{1,27}\text{Al}_{0,12}\text{Ti}_{0,06}\text{Mn}^{2+}_{0,01})_{\Sigma 5,00}(\text{Si}_{5,68}\text{Al}_{2,32})_{\Sigma 8}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

A szilíciumszegény amfibol mellett szembeötlő a kvarc kb. 20–25% modális mennyisége, mely az átalakulás során a felszabaduló SiO_2 -ből az amfibolok és a saussuritesedő andezines plagioklászok (albit+epidot) határán kristályosodott ki új kvarcként. A BSE-képen megfigyelhető a fengitek és az amfibolok kloritosodása. Járulékos elegyrészként ilmenit és annak átalakulási termékeként rutil figyelhető meg a kőeszközben.

A kőbaltáról röntgendiffrakciós vizsgálat is készült, amely az amfibol, plagioklász, kvarc, titanit és rutil jelenlétét megerősítette.

A Ca-amfibolokon alapuló termobarometriai modellezéshez Gerya et al. (1997) módszerét alkalmazva a T_{max} 700 °C, a hozzá tartozó $P_{(T_{\text{max}})}$ 5 kbar, ami amfibolit fáciesű metamorfózist jelez.

Az eddigi forrásterület-kutatás során a Kárpát-medence környékén hastingsittartalmú metamorfit a Považský Inovec-hegységben fordul elő, de ezekből a kőzetekből hedenbergitet, diopszidot, más amfibolokat és magnetitet is leírtak (Ozdín & Rojko-
vič, 2006), mely az általunk vizsgált mintából hiányzik.

A rendelkezésünkre álló ásvány- és kőzetkémiai adatokból, továbbá a termobarometriai becslés ellenére a kőeszköz forrásterületét nem tudjuk egyelőre körülhatárolni.

Irodalomjegyzék

- Gerya, T., V., Perchuk, L., L., Triboulet, C., Audren, C., Sezko, A., I. (1997): *Petrology*, 5 (6), 503–533.
- Hawthorne F. C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, V.W., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. (2012): *American Mineralogist*, 97, 2031–2048.
- Leake, B.E., Woolley, A., Arps, C.E.S., Birch, W., Gilbert, C.M., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Vladimir, K., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y., et al. (1997): *The Canadian Mineralogist*, 35, 219–246.
- Ozdín D., Rojko-
vič I. (2006): *Mineralia Slovaca*, 38., 109–123.

KÉKPALA-ZÖLDPALA ÁTMENETI FÁCIESŰ CSI-SZOLT KŐESZKÖZÖK A HERMAN OTTÓ MÚZEUMBÓL

Kereskényi Erika¹, Szakmány György², Fehér Béla¹, Harsányi Ildikó³, Kasztovszky Zsolt³

¹ Herman Ottó Múzeum, Ásványtár

² ELTE, Közéttan-Geokémiai Tanszék

³ Energiatudományi Kutatóközpont Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratórium

1. Bevezetés

A Herman Ottó Múzeum régészeti gyűjteményéből az eddigi vizsgálatok során négy neolitikus korú kékpala-zöldpala átmeneti kőzettípusba sorolható kőbaltát vizsgálatát végeztük el. Kékpala-zöldpala kőzettípusba soroltuk azokat a kőeszközöket, melyek a metamorf fejlődésük során elérték a kékpala fáciesét, ám a kőzetet ért zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis jegyei erőteljesen tükröződnek a szöveti képen és az ásványos összetevőkön.

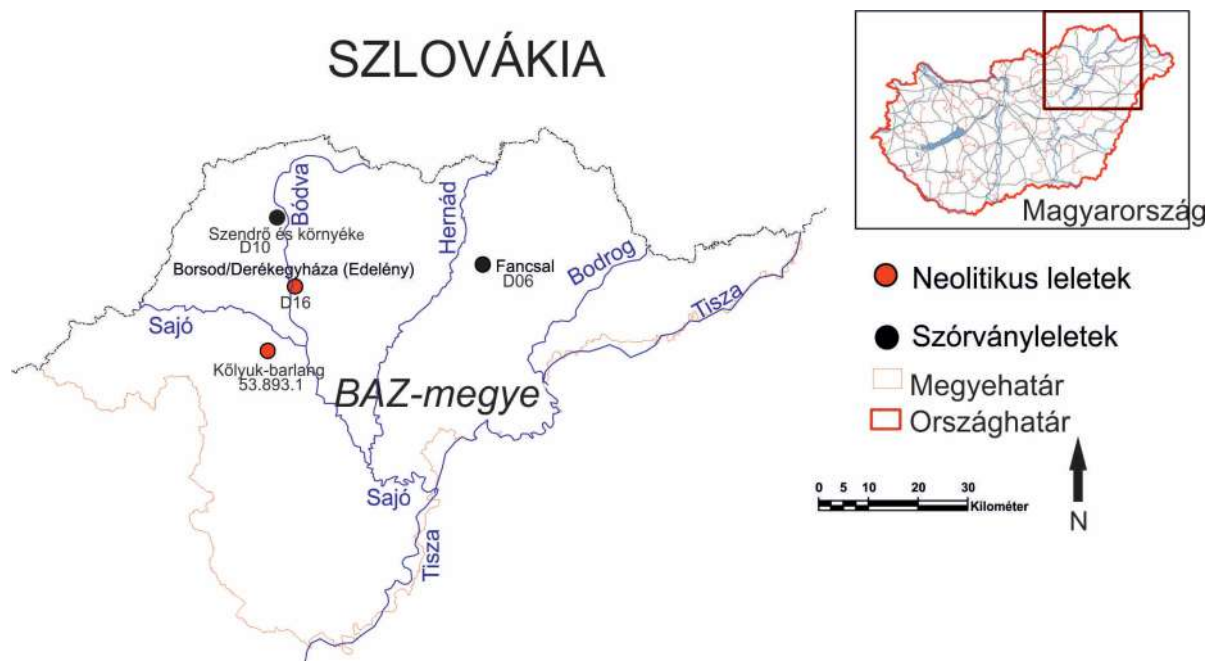
A leletek Borsod-Abaúj-Zemplén megye különböző lelőhelyeiről kerültek elő (1. ábra). A Szendrőről vagy környékéről és a Fancsal Tsz. kertjéből előkerült kőbalták szórványleletek; a Borsod-Derékegyháza

(Edelény) és Kőlyuk-barlang (Parasznya) lelőhelyekről napvilágot látott kőeszközök a középső neolitikus bükk kultúrához sorolhatók (Kalicz & Makkay, 1977).

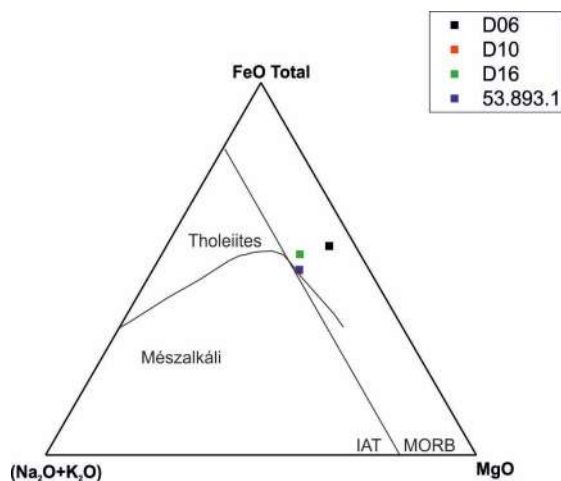
Kutatásunk célja a kőeszközök és a valószínűsített forrásterületek kőzet- és ásványkémiai vizsgálati eredményeinek összevetése és a proveniencia lehatárolása.

2. Eredmények

Makroszkóposan vizsgálva a kőeszközöket, színük zöld, mérettartományuk azonos (hossz: 8–12 cm, szélesség: 3,5–5,5 cm, vastagság: 1,5–3 cm); régészeti tipológiájukat tekintve vastag laposbalták. Mágneses szuszceptibilitásuk alacsony, szűk mérettartománnyal jellemezhetők: $0,39\text{--}0,57 \times 10^{-3}$ SI



1. ábra – Kékpala-zöldpala nyersanyagú kőeszközök régészeti lelőhelyei

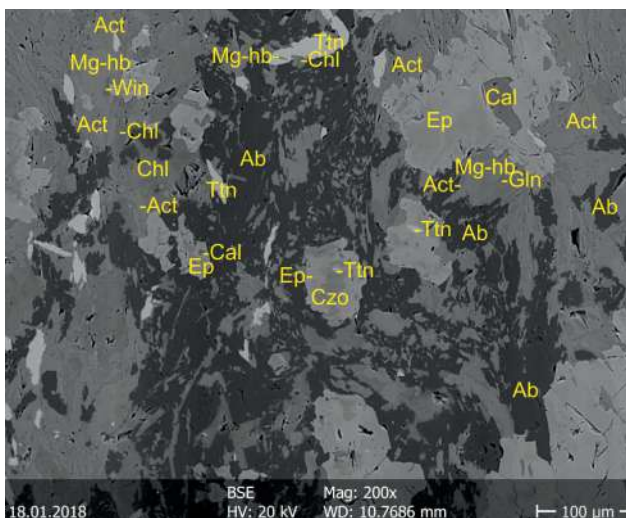


2. ábra – Kékpala–zöldpala kőeszközök kőzetkémiai ábrázolása az AFM-diagramon (Irvine & Baragar, 1971). A D10 és az 53.893.1 minták átfednek

A PGAA-módszerrel mért kőzetkémiai eredményeket TAS-diagramon ábrázolva bazaltos protolitot mutatnak, szubalkáli jelleggel. Ugyanezen adatok az AFM-diagramon ábrázolva tholeiites mezőbe esnek, a D10 és az 53.893.1-es minták egymást fedik a diagramon a három ábrázolt komponens azonos aránya miatt (2. ábra).

Az elvégzett EDS-/SEM-vizsgálatok alapján változatos amfibolfajok kerültek megismerésre a kőeszközökből. A D10 és D16 mintákban a kristályok magjában glaukofán, ennek a szegélyén winchit és aktinolit figyelhető meg. A D16 mintában a glaukofán szegélyén a winchittel azonos pozícióban magneziohornblende is kimutatásra került (3., 5. ábra).

A D06 mintában néhány szemcsénél a magban aktinolit vagy alumíniumszegény magneziohorn-



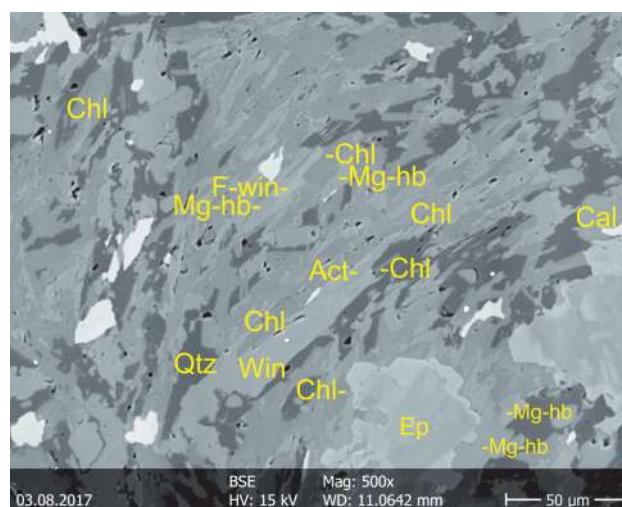
3. ábra – A D16 kőbaltá BSE képe

Ásványnév rövidítések: Gln: glaukofán; Win: winchit; F-win: ferriwinchit; Mg-hb: magneziohornblende; Act: aktinolit; Ab: albit; Ep: epidot; Czo: klinozoisit; Ttn: titanit; Chl: klorit; Qtz: kvarc; Ph: fengit; Cal: kalcit

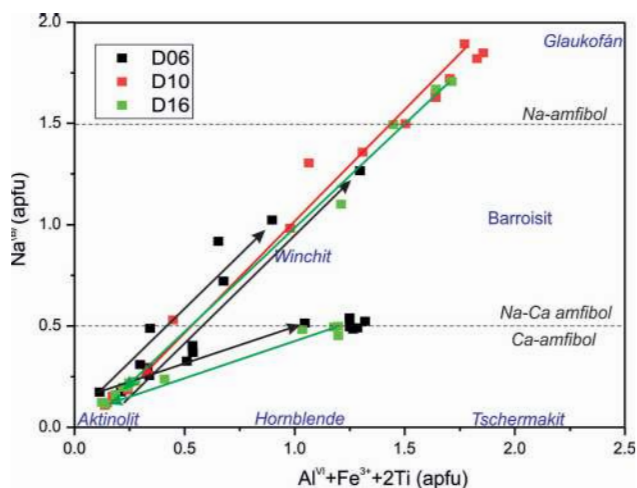
blende őrződött meg, szegélyükön alumíniumdús magneziohornblende vagy winchit, ferriwinchit kristályosodott ki (4., 5. ábra). Ugyanakkor egyes aktinolitszemcsék kloritosodása is megfigyelhető. Az 53.893.1 jelű kőbaltát épsége miatt „eredeti felszín” módszerrel (Bendő et al., 2013) vizsgáltuk, ennek korlátai miatt, a szöveti képből az amfibolok fejlődéstörténete nem rekonstruálható, de a kimutatott winchit, aktinolit és további ásványos összetevők alapján ugyanabba a kőzettípusba soroltuk ezt a kőbaltát is.

A plagioklász mind a négy mintában az albit.

Az epidotok zónásak, vastartalmuk a szegélytől a mag felé csökken. Jellemző az összes kőbaltára, hogy az epidot/klinozoisit mennyisége jelentős, kb. 20–30%. Az 53.893.1 kőeszközben ezen kívül julgoldit (pumpellyitcsoport) is kimutatásra került. Titanitot ugyancsak az összes kőeszköz tartalmaz,



4. ábra – A D06 minta BSE képe
Rövidítéseket lásd a 3. ábránál



5. ábra – Amfibolok kémiai összetétele a kékpala kőeszközökben az $Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti$ vs $Na^{(B)}$ (apfu: atoms per formula unit) diagramon ábrázolva, nyíllal jelezve a mag és szegély közötti fázisváltozásokat

Al₂O₃-tartalmuk jellemzően magas: 1,23–1,90 m%.

Klorit is az összes mintában jelen van, általában az aktinolit kloritosodik. Fengit csak a D10 mintában volt kimutatható.

Kalcit a D06 mintában a kvarc és az aktinolit mellett figyelhető meg, míg a D16 kőszközben az aktinolit és az epidotosodó aktinolitkristályok közötti teret tölti ki.

3. Összefoglalás

A kőszközök régészeti lelőhelyei változatosak, két kőszköz szórványlelet, ám a másik kettő alaposan feltárt régészeti lelőhelyről került elő és a bükk-i kultúrába tartoznak. Régészeti tipológiájuk, nagyságuk és színük azonos. Mágneses szuszceptibilitási értékeik szűk tartományt fednek le.

A kőszközök kőzetkémiai összetétele egyveretű, bazaltos eredetet és tholeiites jelleget takar a PGAA-vizsgálatok alapján.

A szöveti és az ásványi összetevőket vizsgálva mind a négy kőszközben felfedezhetők a kékpala fáciesű metamorfózis jegyeit őrző ásványok, illetve annak közvetlen átalakulási termékei (glaukofán, winchit, ferriwinchit). A D10 és D16 mintákban glaukofán őrződött meg az amfibol magjában, szegélyén winchit vagy alumíniumban gazdagabb magneziohornblende látható, míg azok szegélyén az aktinolit képződött. A D06 jelű kőbaltában néhány szemcsében az aktinolit maghelyzetben fordul elő, reliktumként, szegélyén winchit, ferriwinchit kristályosodott ki (5. ábra). Ugyanakkor a kloritosodó aktinolit szegélyként is megjelenik a D06 jelű mintában.

Az összes mintában a kloritosodó aktinolit, továbbá az epidot/klinozoisit nagy mennyisége és szöveti helyzete zöldpala fáciesű retrográd metamorfózisra utal. A vizsgált kőszközök szöveti képe és ásványos összetétele kékpala–zöldpala átmeneti állapotot tükröz, melyben még felfedezhetők a reliktkékpala fáciesű ásványok, de a kőzet túlnyomó része már zöldpala fáciesű

ásványos összetevőket tartalmaz, illetve két kőbaltában a glaukofánt már nem sikerült kimutatni.

A Kárpát-medence környékén kékpala kőzet-típusok Dél-Szlovákiából a Mellétei-egységből ismertek. Korábbi archeometriai kutatások a kékpala nyersanyagú kőszközöket innen származtatják (Kereskényi et al., 2018). Felszínen a Gömörikum-ban, a Borkai-takaróban, délnyugatra Kisszabos településtől egy kis kőfejtőben találhatók olyan metabázitok, melyekben megjelennek a zöldpala–kékpala átmenetet képviselő kőzetek. Ásványi összetevőik: klorit + epidot + albit + winchit, míg a későbbi metamorfózist aktinolit + klorit + epidot + albit + titanit ásványtársasága jelzi (Vozárová, 1999). Az Iňačovce–Kričovo-egységben, Kelet-Szlovákiában is található zöldpala–kékpala átmenetet képviselő kőzet, ahol a Na-Ca-amfibolok reliktek. Az ásványos összetevők: magnezioriebeckit + winchit + aktinolit + kvarc, a kőzetben jelen lehet még klorit, biotit, fengit, titanit, albit, hematit (Biroň et al., 1999).

A jó egyezést mutató ásványegyüttes, továbbá a nyersanyaglelőhely közelsége miatt a négy vizsgált kőszköz forrásterülete Kisszabos település környezete lehet vagy az Iňačovce–Kričovo-egységben található.

A kutatást az OTKA K 100385, K 131814 számú (témavezető: Kasztovszky Zsolt) projektjei támogatták.

Irodalomjegyzék

- Bendő Zs., Oláh I., Péterdi B., Szakmány Gy., Horváth E. (2013): Archeometriai Műhely X (1), 51–66.
- Biroň A., Kotulová J., Magyar J., Soták J., Spišiak J. (1999): Acta Montanistica Slovaca 4 (2), 182–183.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. (1971): Canadian Journal of Earth Sciences 8 (5), 523–548.
- Kalicz N., Makkai J. 1977: Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 386.
- Kereskényi E., Szakmány Gy., Fehér B., Kasztovszky Zs., Kristály F., Rózsa P. (2018): Journal of Archaeological Science: Reports 17., 581–596.
- Vozárová A. (1999): Acta Montanistica Slovaca 4 (2), 174–175.

ÁTHALMOZÓDOTT VAGY NEM? – PALEOTALAJOK NYOMÁBAN

Király Csilla¹, Striker Márton², Balatoni Szilárd⁴, Páles Mariann², Gresina Fruzsina^{1,2}, Varga György¹, Kónya Péter³, Novothny Ágnes², Jakab Gergely¹, Szeberényi József¹, Viczián István¹, Balogh János¹, Udvardi Beatrix⁴, Szalai Zoltán^{1,2}

¹ CSFK Földrajztudományi Intézet

² ELTE TTK

³ MBFSZ

⁴ KTI Közlekedéstudományi Intézet Nonprofit Kft., Budapest

A lösz–paleotalaj rétegsorok üledékeinek fizikai/kémiai tulajdonságait nem csak az egykori éghajlat alakította, hanem különféle áthalmozódási folyamatok, mint a lejtős tömegmozgások (omlás, csuszamlás, kúszás, folyás stb.) vagy éppen eróziós-szedimentációs mechanizmusok. Egy paleotalaj részletes vizsgálata előtt érdemes eldönteni, hogy a paleotalaj helyben képződött vagy áthalmozódott. Erre számos módszer létezik, mint például a paleotalaj mikro- és makroszerkezetének leírása, színváltozás megfigyelése, mágneses szuszceptibilitás mérése. Emellett olyan laboratóriumi elemzések is segíthetnek az áthalmozódás meghatározásában, mint a szemcseméret- és a szemcsealak-vizsgálat vagy a paleotalaj CaCO_3 -tartalmának meghatározása.

Munkánk során négy különböző területről származó paleotalajt vizsgáltunk. (1) Bátaapáti területén egy olyan feltárást választottunk ki, amely a makro- és mikromorfológia szerint nem halmozódott át. (2) A Kulcs területéről származó vörösayag minták áthalmozottak, a csúszófelületből és annak környezetéből származnak. (3) A Nagymaros és (4) Zebegény területéről vizsgált paleotalajok mikro- és makromorfológia szerint áthalmozott minták lehettek.

Az eredmények azt mutatják, hogy a geomorfológiai módszerek mellett a paleotalajok karbonát-tartalmának meghatározása és a szemcseméret-eloszlás vizsgálata segít leginkább eldönteni, hogy egy paleotalaj áthalmozódott-e, amelyet a kormeghatározás is alá tud támasztani. Lumineszcens kor-

meghatározást bátaapáti minták esetében alkalmaztunk.

A vizsgálatok eredményei alapján a makro- és mikroszkópos megfigyelésekkel ellentétben a Nagymarosról és a Bátaapátiból származó minták nem halmozódtak át. Önállóan a karbonáttartalom meghatározása nem elegendő, mert azt alapvetően a talaj alapanyagát képező löszréteg anyagi minősége, a talajképződés klímája, de a talajképződés is befolyásolja. Adott paleotalaj szemcseméret-eloszlása is az uralkodó éghajlattól, szedimentációs környezettől, valamint a lerakódott alapanyag eredetétől függ, ugyanakkor ez esetben a pedogén folyamatok sokkal intenzívebbek is lehetnek. Az eredményeink alapján, ha a paleotalaj nem halmozódott át (Bátaapáti, Nagymaros), a rétegek szemcsealak-tulajdonságaiban szignifikáns különbség nem figyelhető meg.

A csúszófelületi és annak környezetéből származó minták ellenben azt mutatják, hogy a szemcsealak tulajdonságok (legérzékenyebben a tömörség) szignifikánsan eltérhetnek a különböző rétegekben. A különbségek a különféle mállási indexekkel párhuzamosíthatók, azaz a szemcsealakban látható különbségek a málláshoz köthetők.

Tapasztalataink azt mutatják, hogy a fenti vizsgálatok együttese adhat teljes képet a végbement folyamatokról.

Az eredmények az NKFIH által támogatott FK128230 projekt keretében valósultak meg.

NYOMÁS- ÉS HŐMÉRSÉKLET-SZÁMÍTÁS A MÓRÁGYI GRÁNIT TITANITJÁBÓL

Király Edit¹, Török Kálmán¹, Koroknai Balázs²

¹ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 1143 Bp. Columbus u. 17–23.

² Geomega Kft., 1093 Bp. Zsil utca 1.

1. Bevezetés, földtani háttér

A Tiszai-főegység variszkuszi korú (340 M év, Gerdes 2006), magmakeveredéssel képződött Mórággyi Gránitjából 2 minta titanitszemcséinek nyomelemeloszlását vizsgáltuk. A petrográfiai megfigyeléseket követően elektron-mikroszondával és lézerablációs ICP-MS-sel mértük meg a fő- és nyomelem-összetételt, majd ezekből képződési nyomást és hőmérsékletet számoltunk. A két vizsgált minta („A” és „B”) az Üh-27 jelű fúrásból származnak, mafikus zárvány közé beszűrődött földpát-

2. Petrográfia és elektron-mikroszondás elemzések

A vizsgált titanitszemcsék idiomorfok, akár több milliméteresek, gyakran zónásak. A „B” mintában nagy mennyiségben táblás plagioklász van, de az üdék mindkettőben andezines összetételűek (38–44 An%). A „B” mintában erőteljesebb az albitosodás, a mikroklin peremén pedig Ba-dúsulás (4,9 m% BaO) jelentkezik (Király et al., 2010). A elektron-mikroszondás elemzéssel mért titanit zónás (2. ábra), magja ritkaföldfémekben (RFF-ben) szegényebb, benne apró



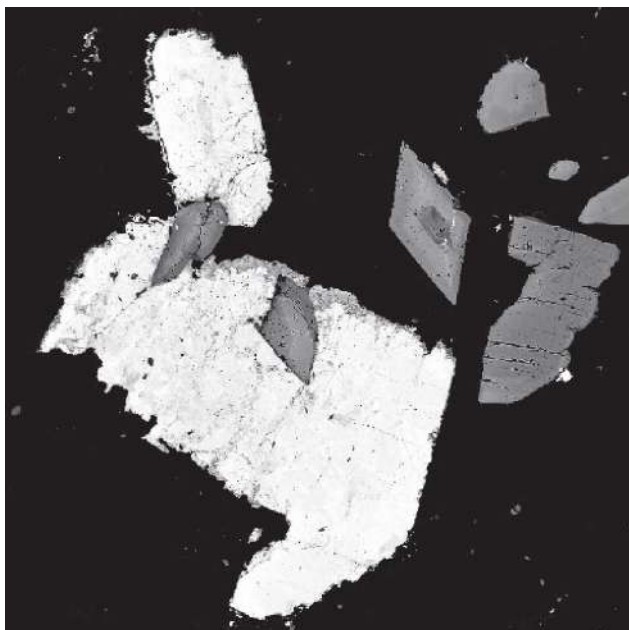
1. ábra – Leukokrata szegregáció érként szeli át a mafikus olvadékból kristályosodott dioritot. ImaGeo magszkennerrel készült felvétel (MBFSZ) egy 63 cm-es magdarabról, a „B” minta mintavételi helyével

szegregációból (1. ábra), melyek jellemzően magas akcesszóriatartalommal bírnak. A leukokrata szegregáció táblás plagioklászt és/vagy mikroklint, intersticiális mikroklint, hornblendét, biotitot, egy helyen piroxént, valamint az akcesszóriák közül allanitot, titanitot, apatitot és cirkont tartalmaz. Metamorf ásványként prehnit, klorit, aktinolit, epidot és albit jelenik meg, kis fokú, zöldpala fáciesű metamorfózis ásványtársaságaként.

allanitzárványokkal, mellette nagy méretű, sajátalakú allanit. A következő zóna RFF-ben gazdagabb, majd a peremén újból RFF-ben kimerültebb zóna következik.

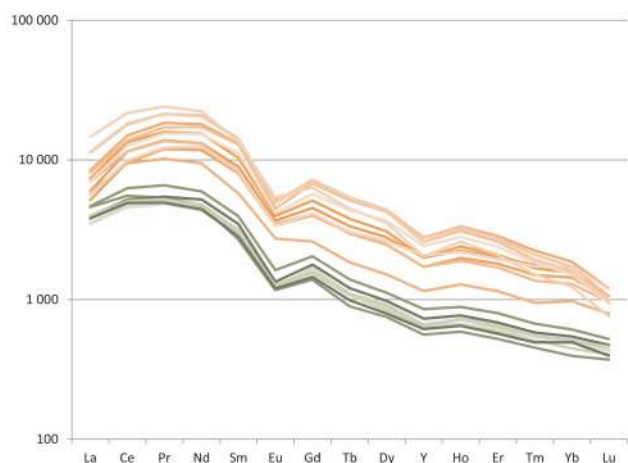
3. Lézerablációs ICP-MS-elemzések

Az „A” mintából két nagyobb, idiomorf titanitszemcsét, „B” mintából 5 változó méretű szemcsét mértünk meg LA-ICP-MS-sel. A legszembeszökőbb

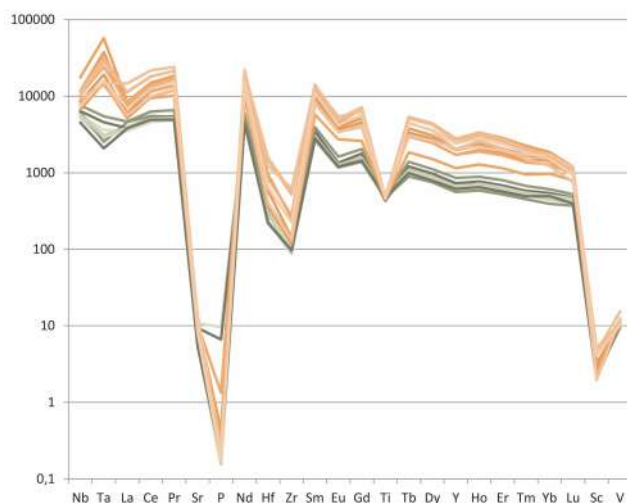


2. ábra – Elektron-mikroszkopálval mért zónás titanit, allanittal. Az önálló, zónás titanit 0,3 mm hosszú

különbség – a szemcséken belüli komplex zónák közötti nyomelemtartalmak változásán túl – a két minta nyomelemeloszlásában van. Az „A” minta titanitjainak nyomelemzéseiből a Zr-tartalom 333–442 mg/kg, a „B” minta 3 szemcséjében 454–965 mg/kg, míg a két másik titanitszemcse esetében 517–2338 mg/kg. A nagyobb Zr-koncentrációkkal párhuzamosan a Hf-, Sc-, Ta- Th- és RFF-tartalom is nő. Az „A” mintában a ritkaföldfém-koncentráció kisebb (7383–9997 mg/kg), míg a „B” mintában 14 895 mg/kg-tól eléri a 34 506 mg/kg-ot is; ami hasonló meredekségű RFF-lefutással, negatív Eu-anomáliával (3. ábra), de nagyobb tantáltartalommal („A” minta: 28–74; „B” minta: 190–778 mg/kg) társul (4. ábra). A Th/U-arány az „A” mintában 1,09



3. ábra – Kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) RFF-lefutások. „A” minta zöld, „B” minta narancs



4. ábra – Módosított Thompson-féle spider-diagram (Thompson 1992). „A” minta zöld, „B” minta narancs. Egyértelműen elkülönülnek, és más jelleget is mutat a két minta tantáltartalomban

és 1,36 között változik, míg „B” mintában 1,83 és 5,00 között.

4. Nyomás- és hőmérséklet-számítás

Erdmann et al. (2019) munkája alapján a titanit Al-tartalmából átlag 2,5 kbar nyomást számoltunk. Ezt felhasználva Hayden et al. (2009) képlete alapján számolt képződési hőmérséklet az „A” minta két szemcséjében 701–706, illetve 706–716 °C-nak, a „B” minta 5 szemcséjében nagyobb volt a változékonyság: 717–727, 720–760, 723, 765–808, 725–815 °C-nak adódott szemcsénként. Ezekből a titanit képződési hőmérséklete 701 és 815 °C közé esik, feltételezve, hogy a titanitképződés során az olvadék telített volt cirkóniumra, de nincs egyensúlyi rutilképződés (a_{TiO_2} : 0,69). A két minta között a hőmérséklet-különbség (701–716; 717–815 °C) mintegy 50 °C, de a maximum különbség 100 °C fölötti (114 °C).

5. Értelmezés

A titanit a Mórággyi Gránitot adó mafikus és felzikus olvadékból, esetleg későmagmás fázisban kristályosodhatott, de szöveti megfigyelések alapján (Horváth et al., 2003) prehnittel és klorittal együtt, azok peremén is képződik. A számított nyomás (2,5 kbar) és hőmérséklet (701–815 °C) alapján azonban a nagy méretű titanitszemcsék nem képződhetek a magmás komplexumot ért metamorfóziskor, mert annak hőmérséklete nem haladta meg az 550 °C-ot, vagyis a felső zöldpala – alsó amfibolit fácies (Király és Koroknai, 2004). Habár Gao et al. (2012) úgy tartották, hogy 1,5-nél kisebb Th/U-arányok

csak metamorf, annál magasabb arányok csak magmás titanitban jellemzőek; nagyobb számú mintát vizsgálva Scibiorski et al. (2019) kimutatták, hogy a magas Th/U-arányok metamorf titanitban is lehetnek. Az általunk az „A” mintában mért alacsony arányok azonban a metamorf titanit felé mutatnak. Ezt mind a Th alacsonyabb koncentrációértékei, mind az U nagyobb mennyisége okozza, de valószínűleg a Th és U mennyiségének változásában sokkal komplexebb okok is szerepet játszanak, mint a kizárólag magmás vagy metamorf eredet. A mi esetünkben két hasonló kőzetből is nagy mértékben eltérő Th/U-arányokat kaptunk.

A geokémiai és a képződési hőmérséklet közötti különbség a két minta között arra utal, hogy hiába van a két leukokrata szegregáció feltehetően ugyanabban a mafikus zárványban mindössze 35 m-re egymástól, elkülönült olvadékzsebekből képződhettek. A mafikus olvadékok is egymástól elkülönülve fejlődhetek tovább, amire éppen az akcesszóriákba beépülő titán és foszfor szórt eloszlása utal a teljeskőzet-elemzésekben. A mikroklin kristályosodása 650–663 °C között fejeződhetett be (Winkler és Schultes, 1982), amit a szöveti bélyegek is alátámasztanak, hogy a mikroklin magába foglalja a nagy méretű, idiomorf titanitot. A teljeskőzet-geokémia (Gyalog et al., 2006) alapján a mafikus zárványokban dúsul a főelemek közül a SiO_2 -ot, Al_2O_3 -t és Na_2O -t, a nyomelemek közül La-Ce-Th-U-Ta(-Zr-Hf)-t kivéve minden más elem. A ritkaföldfém-lefutások gyakran hasonlóak mind a mafikus zárványban, mind a monzogranitban, de nagy méretű mafikus zárvány környezetében mindig van ritkaföldfém-dúsulás. A monzogranitban néhol meredekebb lefutás, differenciáltabb jelleg; a mafikus kőzetekben pedig nehézritkaföldfém-dúsulás figyelhető meg. Negatív Eu-anomália a mafikus kőzetekben jellemzőbb. A megemelkedett RFF- és magasabb Ta-tartalom a mafikus olvadék környezetében, de a felzikus olvadékból való kiválást valószínűsíti a „B” minta esetében. Az enyhén negatívabb Eu-anomália az ebben a mintában jelenlévő plagioklásztablák korábbi kiválásával magyarázható. Az „A” minta titanitjai alacsonyabb hőfokon, homogénebb kristályosodási környezetet jeleznek, habár kis léptékű komplex zónásság itt is megfigyelhető.

A titanitzónák közötti, kisebb geokémiai változásokat elemezve bonyolítja az értelmezést a titanittal párhuzamosan kiváló akcesszóriák. Az allanit és apatit a könnyű ritkaföldfémeket, míg a cirkon a nehéz ritkaföldfémeket gyűjti magába (Papapavlou et al., 2017). Ebből a rendszerből gránát csak 700–675 °C alatt kristályosodott (Király és Török, 2003),

tehát annak képződése nem érinti a titanit nyomeloszlását (Scibiorski et al., 2019). Egyetlen olyan titanitszemcsénk van (az „A” mintában), amelyben a csökkenő hőmérséklettel nő a RFF-tartalom, ami olvadékbeszűremkedést, esetleg a többi akcesszória képződésének a végét jelentheti. A többi szemcsében a közbülső zóna (ha van) jelzi a magasabb hőmérsékletet és a legmagasabb ritkaföldfém-tartalmat is. Tehát a titanit nukleációját követően a leukokrata szegregációk olvadéka bekerül a mafikus olvadék közé, ~750–800 °C körül. A magmás fejlődésnek ebben a szakaszában, az I. felzikus reológiai küszöb (~900 °C) és a II. mafikus reológia küszöb (600 °C) között a mafikus és felzikus olvadék közötti homogenizáció már nem teljes. A mafikus olvadékból átszűremkedett olvadék előnyben részesíti a leukokrata szegregációban megindult titanit fejlődését a többi akcesszóriával szemben. A mafikus olvadék magasabb hőmérséklete pedig csökkenti a kristályosodás ütemét. Ezt követően az olvadék kimerültté válik a titanit komponenseire, a perem felé normál zónásság alakul ki, csökkenő nyomelem-tartalommal.

6. Összefoglalás

A Mórággyi Gránit magmakeveredésének komplex folyamatában még számos megválaszolatlan kérdés van. A titanit képződési körülményeinek pontosítása: a 2,5 kbar és 701–815 °C; a titanit képződését a mafikus olvadék közelébe, de a felzikus olvadékba helyezi a magmás fejlődésnek abba a szakaszába, ahol a mafikus és felzikus olvadék közötti homogenizáció már nem teljes, de az olvadék egy része még átszűremkedhet, és a két olvadék közötti hőmérséklet-különbség is hatással van a kőzetképződésre.

Irodalomjegyzék

- Erdmann, S., Wang, R., Huang, F., Scaillet, B., Zhao, K., Liu, H., Chen, Y., Faure, M. (2019): *Comptes rendus – Geoscience*, 351, 551–561.
- Gao, X.-Y., Zheng, Y.-F., Chen, Y.-X., Guo, J. (2012): *Lithos*, 136–139, 93–108.
- Gerdes, A. 2006: Kézirat, MÁFI Budapest, Tekt. 1304.
- Gyalog L., Balla Z., Császár G., Gulácsi Z., Kaiser M., Koloszar L., Koroknai B., Lantos Z., Magyar Á., Maros Gy., Marsi I., Peregi Zs. (2006): Kézirat, MÁFI Budapest, Tekt. 1339.
- Hayden, L.A., Watson, E.B., Wark, D.A. (2008): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155, 529–540.
- Horváth P., Nagy G., Demény A., Árkai P. (2003): Kézirat, MÁFI Budapest, Tekt. 961.
- Király E., & Török K. (2003): *Acta Geologica Hungarica* 46 (3), 239–254.
- Király E. & Koroknai B. (2004): A MÁFI Évi Jelentése 2003, 299–318.

- Király, E., Chenery, S., Bartha, A., Bertalan, É., Dobosi, G. (2010): Absztrakt IMA2010, Budapest, augusztus 21–27. 2010. 2NFO3.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. (1995): *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Papapavlou, K., Darling, J.R., Storey, C.D., Lightfoot, P.C., Moser, D.E., Lasalle, S. (2017): *Precambrian Research*, 291, 220–235.
- Scibiorski, E., Kirkland, C.L., Kemp, A.I.S., Tohver, E., Evans, N.J. (2019): *Chemical Geology*, 509, 1–19.
- Thompson, R.N. (1982): *Scottish Journal of Geology*, 18, 49–107.
- Winkler, H. G. F., Schultes, H. (1982): *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 12, 558–564.

FELÜLBÉLYEGZETT KONKORDÁNS CIRKON U–PB-KOROK ÉRTELMEZÉSE VARISZKUSZI GRANITOIDOKBAN

Kis Annamária¹, Dunkl István², Weiszbürg Tamás¹

¹ Ásványtani Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem

² Abteilung Sedimentologie und Umweltgeologie, Georg-August-Universität, Göttingen

e-mail: annamari.kis@gmail.com

Mórággyi és rastenbergi (Ausztia) karbon időszaki (Klötzli és Parrish, 1996, Klötzli et al., 2004, Koroknai et al., 2010) granitoidok cirkonjainak U–Pb-kormeghatározását végeztük el LA-ICP-MS vizsgálat segítségével (Kis et al., in press). A speciálisan előválogatott minták (Kis et al., 2019) és az ellenőrzött mérési eljárás ellenére a szűkített időfelbontású egyedi mérések adatai mintegy 25 millió évet átfogó (358–331 M év), a statisztikus értékelésekben két elkülönülő maximumú eloszlással voltak formálisan leírhatók (Kis et al., 2017).

A 227 konkordáns mérést a zónás cirkonkristályokon belüli szöveti helyzet szerint újraértékelve kitűnt, hogy a nagy számú elemzés által lehetővé tett statisztikus értékelés inkább elfedi, mintsem megmutatja a számok mögötti valós geológiai tartalmat. Hiába tekinthető mérés technikailag és matematikailag kifogástalannak például három, 1–3 M év bizonytalanságú konkordáns koradat egy zónás kristályról, mégsem fogadhatóak el geológiailag, mert értelmezhetetlen, ha közülük a legbelső és a legkülső zónák kora (hibahatáron belül) megegyező, míg a közöttük lévő zóna lényegesen, akár 10–15 millió évvel is fiatalabb.

Az ellentmondások feloldására fel kell tételeznünk, hogy adataink még (legalább) egy, a cirkonkristályok kristályosodása utáni felülbélyegző geológiai folyamat nyomát is rögzítik. Ez a folyamat megváltoztatta az eredeti magmás kristályosodáshoz kapcsolódó U–Pb-izotóprendszert, de nem tette érzékelhetően diszkordánssá az LA-ICP-MS módszerrel kapott koradatokat.

Ráadásul e folyamat akár egy kristályon belül is területileg szelektíven hatott.

A cirkonkristályok szerkezeti állapotáról zónánként rendelkezésre állnak Raman-spektroszkópiás adatok ($v_3(\text{SiO}_4)$ FWHM; Kis et al., 2019). Ezek összevetése a kristályok belső textúrájához rendelt koradatokkal megmutatta, hogy a rosszabb szerkezeti állapotú, cirkonrészek gyakran „fiatalabbak” voltak. Számításaink szerint, ha egy ilyen, az urán felezési idejéhez mérten fiatal (kb. 350 M év) képződményt ér az ólom egy részét mobilizáló utólagos folyamat, a korok csak fiatalodnak, de konkordanciájuk megmarad.

Az átértelmezett cirkonkorok alapján ötlépcsős modellt alkottunk a fizikailag keveredő (mingling) magmák hűléséről a cirkon záródási hőmérséklettől a megszilárdulásig (~650 °C).

Irodalomjegyzék

- Kis, A., Weiszbürg, T.G., Dunkl, I., Koller, F., Váczi, T., Buda, Gy. (2017): XLVIII. Ifjú Szakemberek Ankétja. 2017.03.31–04.01., Kaposvár, Absztraktkötet. MGE & MFT, Budapest, 69–70.
- Kis A., Weiszbürg T., Buda Gy. (2019): Földtani Közlöny, 149, 93–104.
- Kis, A., Weiszbürg, T.G., Dunkl, I., Koller, F., Váczi, T., Buda, Gy.: Mineralogy and Petrology (in press)
- Klötzli, U.S., Parrish, R.R. (1996): Mineralogy and Petrology, 58, 197–214.
- Klötzli, U., Buda, Gy., Skiöld, T. (2004): Mineralogy and Petrology, 81, 113–134.
- Koroknai, B., Gerdes, A., Király, E., Maros, Gy. (2010): IMA 20th General Meeting, 21–27 August, Budapest, Hungary, Abstracts, p. 506.

AZ ALGYÓI-HÁT METAMORF FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE ÉS ENNEK SZERKEZETI KÖVETKEZMÉNYEI

Kondor Henrietta¹, M. Tóth Tivadar¹

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

Az Alföld döntően metamorf képződményekből álló aljzata eltérő kőzettani és fejlődésű egységek mozaikjaként értelmezhető, melyek a bonyolult, tektonikai események eredményeként kerültek egymás mellé. A kréta kompresszió takarós–pikkelyes rendszerek kialakulásához vezetett a térségben. A Pannon-medence kinyílásához kötődő miocén extenzió a metamorf magkomplexumok kiemelkedését eredményezte normál vetős rendszerek mentén (Tari et al., 1992). Az ezt követő termális süllýedés után a jelenleg is tartó posztrift inverzió a medence további süllýedéséhez, míg az egykor kiemelt helyzetű háta újabb emelkedéséhez vezetett (Tari et al., 1999).

Jelen munkánk célja az Alföld DK-i aljzatát képező, metamorf kőzetekből álló Algyói-hát kőzettani fejlődéstörténetének rekonstruálása a környező területek korrelációs lehetőségeinek figyelembevételével.

Az átfogó petrográfiai elemzések alapján a terület fő litológiai egységei azonosíthatók. A mikroszövetek és az egyensúlyi ásványparagenezisek értelmezése alapján felvázolható a kőzetek metamorf fejlődése, és becsülhetők a metamorf folyamatok p – T viszonyai. A petrológiai értelmezést alapul véve a kőzettípusok térbeli megjelenítésének eredményeként a terület szerkezeti felépítéséről kapunk információt.

A petrográfiai vizsgálatok alapján az Algyói-hátat öt fő kőzettípus jellemzi. Az ÉNy-i és DK-i területeken jellemző gránátos–kianitos gneiszek első regionális metamorf eseményét a gránát₁+biotit+rutil paragenezis képviseli, amely gránáton mért Sm–Nd kora perm (273 ± 2 M év) (Lelkes-Felvári et al., 2003). Ezt egy kontakt metamorfózis (metaszomatózis) írta felül gránát₂+kianit+biotit, néhol turmalin keletkezésével. A finomszemcsés kianitaggregátumok rendszerint az S2 palássággal párhuzamosan, vagy korai gránátok körül, azok után pszeudomorfózát alkotva jelennek meg. A második metamorf esemény feltételezhetően a késő-kréta banatit intrúzióhoz köthető, mely a

régióban több helyen pneumatolitos felülbélyegzést eredményezett (Szederkényi, 1984). Hasonló pneumatolitos felülbélyegzés jelenik meg a szomszédos Dorozsmai-hát kianitos gneisz egységében is (M. Tóth és Varga, 2020). A petrográfiai hasonlóságok alapján felmerül, hogy a Dorozsmai-hát és az Algyói-hát ÉNy-i és DK-i része analóg fejlődésű. Így feltételezzük, hogy a Dorozsmai-háthoz hasonlóan, a kianitos gneiszek alatt kisebb metamorf fokú amfibolit domináns blokk is megjelenik, s a két egység kis fokú dolomit–márvány–kataklaizit zóna mentén, a kréta takaróképződés eredményeként került egymás fölé. A petrográfiai hasonlóságok alapján az ÉNy-i és a DK-i terület ugyanazon kőzettest feldarabolt blokkjaként értelmezhető. A központi területeken zöldpala fáciesű, retrográd epidotos ortogneisz, és progresszív kloritpala jelenik meg. A kloritpalákban hidrotermás aktivitáshoz köthető propilites ércesedés jellemző, melynek nyomai az epidotos ortogneiszben hiányoznak. Az ércesedés szintén a késő-kréta banatitintrúziókhöz köthető. Eltérő metamorf és posztmetamorf fejlődésük alapján az epidotos ortogneisz és a kloritpala eltérő blokkokat képviselnek, melyek a késő-kréta után, feltehetően a miocén extenziós folyamatok során kerülhettek egymás mellé.

Irodalomjegyzék

- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. (2003): *Geologica Carpathica*, 54, 267–280.
- M. Tóth, T., Vargáné Tóth, I. (2020): *Journal of Petroleum science and Engineering*.
- Szederkényi, T. (1984): Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem.
- Tari, G., Horváth, F., Rumpler, J. (1992): *Tectonophysics*, 208, 203–219.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafian, P., Tóth, T. (1999) In: Durand, B., L. Jolivet, F. Horváth, M. Seranne (eds): *Geological Society, London, Special Publication*, 156, 215–250.

A „KAPOS-VONAL” KÖZÉPSŐ SZAKASZÁNAK 3D FÖLDTANI-TEKTONIKAI MODELLJE ÉS NEOTEKTONIKAI JELLEGEI

Koroknai Balázs¹, Wórum Géza¹, Tóth Tamás¹, †Horváth Ferenc¹, Konrád Gyula²

¹ Geomega Kft., 1095 Budapest Mester u. 4.,

² Geológus Kft., 7675 Kővágótöttös, Dózsa György utca 12.

e-mail: koroknai@geomega.hu

A paksi kutatási területen elérhető korábbi és újonnan mért 2D/3D reflexiós szeizmikus és fúrási adatok integrációjával komplex adatbázist alakítottunk ki, amelynek értelmezésével földtanilag és geometriailag egyaránt konzisztens, új 3D földtani-tektonikai modellt hoztunk létre. A modell öt meghatározó jelentőségű földtani horizont (prekainozoos aljzattető, alsó-miocén tető, középső-miocén tető, Endrődi F. tető, Algyői F. tető) és az értelmezett vetők téradatrendszerét tartalmazza. A kialakított 3D-modell alapján elvégeztük a korábbi vizsgálatokkal nyert földtani-szerkezeti kép felülvizsgálatát, és azt szükség szerint pontosítottuk, kiegészítettük.

A kutatás mélyföldtani szempontból legfontosabb eredményei közé tartozik a kristályos és mezozoos aljzatképződmények szerkezeti és kifejlődési viszonyainak reambulációja a lemélyült új szerkezetkutató fúrások és a szeizmikus adatrendszer integrált értelmezése alapján. Ugyancsak alapvető jelentőségű a markáns kora-miocén riftesedés kimutatása, amely során intenzív, többfázisú mészkáli vulkáni működés, illetve egyidejű kontinentális üledékképződés zajlott a létrejött, helyenként akár 2 km mélységű süllyedékekben. Mindez tágabb kontextusban a Pannon-medence korábban kevésbé ismert (és hangsúlyozott) kora-miocén kialakulási szakaszának jelentőségére hívja fel a figyelmet.

A kutatási terület meghatározó vetőzónái a KÉK-NyDNy-i csapású „Kapos-vonal”, továbbá az ÉK-DNy-i csapású Dunaszentgyörgy-Harta- és a Bonyhádi-vetőzóna, amelyeket meredek dőlés ($\geq 60\text{--}70^\circ$) jellemez. A Bonyhádi-vetőzóna délnyugati irányban a

Mecsek északi pikkelyzónájához csatlakozik. A terület szerkezeti képét összességében a fentiekkel többnyire (közel) párhuzamos törések uralják, míg az előbbiekre kb. merőleges ÉÉNy-DDK-i csapású, szerkezetiileg kevésbé jelentős törések főként a Kapos-vonaltól délre jelentkeznek. Eredményeink alapján geometriai-szerkezeti értelemben egységes Kapos-vonal nem létezik: e vetőzóna egy nyugati („Kapos-Ny”) és egy keleti szegmensre („Kapos-K”) bontható, amelyek mind dőlésirányban, mind az észlelt neotektonikus aktivitásban markánsan különböznek.

A vizsgált területen jól detektálható neotektonikus aktivitást mutató Kapos-K, Dunaszentgyörgy-Harta- és Bonyhádi-vetőrendszerek regionális léptékben egy ÉK-DNy-i és KÉK-NyDNy-i csapású elemekből felépülő, széles nyírási övet körvonalaznak, amely a neotektonikus fázisban balos eltolódásként működött. A kialakított 3D modell eredményeinek figyelembevételével telepített nagy felbontású 2D és pseudo-3D sekély-geofizikai vizsgálatok, valamint az ezek eredményei alapján kijelölt árkolás és sekélyfúrások adatai bizonyították a Dunaszentgyörgy-Harta-vetőzóna negyedidőszaki, sőt az árkolás eredményei szerint késő-negyedidőszaki aktivitását. Mindezen eredmények a szakirodalomban a Kapos-vonal keleti szakaszáról (Duna-Tisza köze és Tiszántúl) közölt tektonikai adatokkal és értelmezéssel teljes összhangban állnak. Az ismertetett eredmények a Paks II földtani kutatási programjának (FKP) keretében 2015–2016 során elvégzett földtani-geofizikai kutatásokhoz kapcsolódnak.

A SZARVASKŐ KÖRNYÉKI MAGMATIZMUS REGIÓ- NÁLIS KONTEXTUSBAN

Kovács Zoltán^{1,2}, Kövér Szilvia^{3,4}, Fodor László^{3,4}

¹ ELTE, Közettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor

² Georg-August Egyetem, Szedimentológiai és Környezetgeológiai Tanszék, Göttingen

³ MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport

⁴ ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Habár a Szarvaskő környéki magmatitok petrográfiai leírása és geokémiai vizsgálata évtizedekkel ezelőtt megtörtént, keletkezésük okairól és egykori geodinamikai környezetükről részletes rekonstrukciók nem készültek. Onuoha (1977), aki felismerte a képződmények tholeiites jellegét, óceánközépi hátságokra helyezte az összletet, míg a kilencvenes években született publikációk, amelyekhez már a magmás petrogenézis körülményeiről információt adó nyomelemeket is tudták elemezni, ívmögötti medencét (back-arc basin) feltételeztek, ez a mai napig elfogadott értelmezés (pl. Harangi et al., 1996).

A korábbi munkák a magmás összletet önmagában vizsgálták, jelen munkánk célja egy regionális keretbe történő beillesztés, amely a képződmény geotektonikai pozicionálásán keresztül az Alp–Kárpáti–Dinári régió fejlődéstörténetébe való beépítését is lehetővé teszi. Ehhez a dinári és melleti melanzsokban klasztoikként megjelenő mafikus magmatitokkal hasonlítottuk össze a szarvaskői kőzeteket és kisebb részben a darnói melanzsot. Ezek közül a dinári melanzs bizonyult kifejezetten alkalmasnak, amelynek magmatitjai alapján Damir Slovenec és munkatársai az elmúlt évtizedben az általuk Repno-óceánágnak nevezett egység középső-triászról középső-krétaig tartó magmás fejlődéstörténetét tudták részletesen és az időbeliséget is lehatárolva rekonstruálni (Slovenec et al., 2011, 2018). A Zágráb környéki hegyek közül háromban (Ivanščica, Kalnik és Samoborska Gora) is megjelentek a szarvaskőihez nagyon hasonló összetételű és korú (~165 M év) magmatitok, amelyek Slovenec

et al. (2011) szerint egy szubdukálódó, de még magmát produkáló óceánközépi hátság fölött jöhettek létre szupraszubdukciós helyzetben. Ennek az értelmezésnek megfelelne a szarvaskői magmatitok N-MORB-hoz hasonló geokémiája a negatív Nb-Ta-anomáliákkal együtt. A Repno-óceánhoz való hasonlóságot erősítik a riftesedéshez köthető triász magmatitok is, amelyek a darnói melanzsban is gyakoriak (Kiss et al., 2011). Ugyanakkor a teljes óceáni litoszféra hiánya és a 8–10 km befedtség is nehezíti a felsőlemez-helyzetbeli értelmezést. Mindezek alapján indokoltnak tartjuk a terület fejlődéstörténetének újraértelmezését, amelyhez a továbbiakban az olyan kis térfogatú magmás testek geokémiai- és korvizsgálata is hozzájárulhat, mint a Reszél-tetőn, Egerbaktán, vagy az Almár-völgyben találhatóak.

A kutatást a 113013 számú OTKA-pályázat támogatta.

Irodalomjegyzék

- Harangi Sz., Szabó Cs., Józsa S., Szoldán Zs., Árváné Sós E., Balla M., Kubovics I. (1996): *International Geology Review*, 38, 336–360.
- Kiss G., Molnár F., Koller F., Péntek A. (2011): *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 157, 43–69.
- Onuoha K.M. (1977): *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 21 (1–3), 133–141.
- Slovenec, D., Lugović, B., Meyer, H-P, Šiftar, G.G. (2011): *Ofioliti* 36 (1), 77–100
- Slovenec, D., Šegvić, B. (2018): *Mineralogy and Petrology*: doi.org/10.1007/s00710-018-0637-0

A KISALFÖLDI BENTONITOK ÁSVÁNYTANI ÉS GEOKÉMIAI KUTATÁSI EREDMÉNYEI

Kónya Péter^{1*}, Kovács-Pálffy Péter, Török Kálmán¹, Udvardi Beatrix², Földvári Mária

¹ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest

² Közlekedéstudományi Intézet, Budapest

*e-mail: konya.peter@mbfsz.gov.hu

A kisalföldi bentonitok, bentonitos rétegek az 1973–1976 közötti részletes kutatások nyomán váltak ismertté (pl. Jámbor et al., 1976a, Bence et al., 1979). A vizsgálatok elsősorban az egyházaskeszői és a várkeszői kráterben található nyersanyagra irányultak, amelyeken kívül több kisebb (pl. Gérce, Magyargencs, Malomsok, Rábaszentandrás) előfordulást is kimutattak.

Az 1970-es évek végén és a '80-as évek elején több módszerre (fázisanalitika, kémia és technológia) kiterjedő vizsgálatok csak az Ekt–5 és az Ekt–22 jelű fúrásokból készültek. A várkeszői kráterben lemélyített Ekb–20 fúrásból az MFGI-ben csak fázisanalitikai, a Vkt–1 fúrás négy átlagmintájáról pedig a Veszprémi Egyetemen röntgendiffrakciós és technológiai elemzéseket végeztek (Juhász, 1989). Az elemzések során figyeltek fel arra, hogy a területen megjelenő bentonitok uralkodó agyagásványa a szmektit, amelynek szerkezete és elemösszetétele eltér az ország többi részén ismertektől. A vizsgált bentonitok többségében az agyagásványt Fe-beidellitként azonosították.

A gércei kráterben lemélyült fúrások szintén tartalmaznak bentonitos rétegeket az alginit fedőjében, ezek vastagsága azonban kicsi (0,6–7,8 m), ezért a részletes vizsgálatok az alginitlepet érintették.

Munkánk célja, hogy a korábbi, nagyrészt publikálatlan elemzéseket új eredményekkel egészítsük ki, valamint, hogy az eddig nem kutatott fúrásokat korszerű eszközökkel és módszerekkel ele-

mezzük meg. Ezáltal pontosabb képet kaphatunk egyrészt a Kisalföld bentonitos nyersanyagáról, másrészt a bentonitokban található agyagásványokról.

Az egyházaskeszői kráterben a vizsgált Ekt jelzésű fúrások alapján 15,0 m-nél az ásványos összetételben, illetve a szmektit szerkezetében változás következik be. A 0,4–15,0 m-es szakaszban nontronithoz, míg 15,0 m alatti szakaszban Fe-beidellithez közel álló szmektitek jelennek meg.

A Vkt–1 jelű fúrás vizsgálatai alapján a várkeszői kráterben 20,0 m-nél figyelhető meg változás az ásványtani és kémiai összetételben. A Vkt–4 és Vkt–5 fúrásokban ez a határ nem annyira kifejezett, a d060 reflexió kétosztatúsága, ill. aszimmetriája az uralkodó szmektit mellett további szmektit vagy vermikulit agyagásványok jelenlétére utalhat.

A nyomelemek koncentrációja a minták többsége esetében a felső földkéreg átlaga közelében mozog. Ritkán fordulnak elő egy-egy vékony szintben jelentősebb (a felső földkéreg átlagának 5-szörösét meghaladó; Rudnick és Gao, 2003) dúsulások.

Irodalomjegyzék

- Bence, G., Jámbor, Á., Partényi, Z. (1979): MÁFI Évi Jelentése 1977, 257–267.
Jámbor Á., Partényi Z., Fehérvári A., Keszthelyi S. (1976): Kézirat, MBFSZ Adattár.
Juhász A.Z. (1989): Földtani Kutatás, 32 (4), 65–70.
Rudnick, R.L., Gao S. (2003): Treatise on Geochemistry, 3, 1–64.

VETŐK KINEMATIKÁJÁNAK MEGHATÁROZÁSA VETŐKÖZETEK MÁGNESES ANIZOTRÓPIÁJÁNAK VIZSGÁLATÁVAL

Kövér Szilvia^{1,2}, Hannah Pomella³, Győri Orsolya⁴, Szalay Eszter², Fodor László^{1,2}

¹ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

² ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

³ Innsbrucki Egyetem, Innsbruck, Austria

⁴ TDE ITS Kft., Budapest

A mágneses szuszceptibilitás anizotrópiája (AMS) a kőzet szöveti irányítottságának egy nagyon érzékeny indikátora, melyet széles körben alkalmaznak a szerkezeti földtan és kőzettan számos területén. Munkánk során egy új alkalmazási lehetőséget szeretnénk volna tesztelni, mégpedig a makroszkópos vagy mikroszkópos léptékben orientálatlan vetőkőzetek mágneses anizotrópiáját. Ezen kőzetek a töréses deformációs tartományban jönnek létre, és klasszikusan finomszem-csés mátrixban lévő klasztokból épülnek fel, de általában orientált szövet hiányában nem alkalmasak az elmozdulás irányának jelzésére. A rövidüléssel szerkezeti rezsim tesztterülete a Belső-Nyugati-Kárpátok Murányi-takarójának talpi kontaktzónája volt, ahol a felső egység főleg karbonátos kőzeteket tartalmazó rétegsora érintkezik a Vepor-takaró zöldpala fáciesű metaüledékeivel vagy mezometamorf gneiszével. Az egységek kontaktusa több fázisú szerkezetalakulás eredménye, melyek közül a legfontosabbak maga a takarós áttolódás, melynek irányát nem ismerjük, valamint az ezt követő extenzió, amelynek során a mezometamorf kőzetek exhumálódtak a Murányi-takaró talpára. Ennek szerkezeti irányítottsága jól ismert, K-Ny-i irányú extenzió, amely jól látható megnyúlási lineációval jelentkezik az exhumált metamorf egységekben. A metamorf és nem metamorf egységek kontaktzónája mentén egy akár több 100 m vastag kataklázos zóna alakult ki, amely részben a kontaktus menti kőzetek különböző méretűre őrölt szemcséiből, részben pedig az áttolódás során migráló fluidumokból kivált ásványokból áll. A vizsgált irányított mintáink ennek a kataklázitnak az ultrakataklázos részeiből származnak.

A kapott AMS adatok 3 csoportot képeznek:

1) és 2) ÉK-DNy-i, illetve K-Ny-i mágneses lineáció, főként rendeződött mágneses foliáció pólusai.

A mágneses anizotrópiát paramágneses ásványok adják, esetünkben nagy valószínűséggel csillámok, így a lineációt metszési lineációként értelmeztük, és a metamorf egységek deformáció történetében megjelenő azonos orientációjú cusplate-lobate redőződéssel párhuzamosítottuk. A redőződés részben megelőzi, részben pedig egyidős a mezometamorf kőzetek exhumációjával, ahol a redőződést ÉK-DNy-i valamint K-Ny-i megnyúlás + megnyúlási lineáció kialakulása kíséri. Mivel a kataklázitban a mikroszkópi tartományban ilyen redőződés nem látható, a kapott AMS-adat az egyetlen bizonyíték arra, hogy a kataklázitban is jelen lehet ez a deformációs esemény.

3) É-D-i mágneses lineáció, lapos mágneses foliáció.

A mágneses anizotrópiát ebben az esetben ferromágneses ásványok adták, így az előzővel ellentétben nem metszési lineációként, hanem a mágneses ásványok csomóinak/doménjeinek orientált elrendeződéseként értelmeztük. Amennyiben az értelmezésünk helyes, akkor a lapos foliáció – megnyúlási lineáció párost É-D-i takarós áttolódásnak gondolhatjuk. Az aljzati takarók mozgása északias irányú volt, míg az általunk vizsgált Murányi-takaró áttolódási iránya kinematikai indikátor hiányában eddig ismeretlen volt.

Összefoglalásként elmondhatjuk, hogy a módszer megfelelő minta megtalálása esetén jól működik, és a mikroszkóposan irányítatlan szövetű vetőkőzetek is rendelkezhetnek AMS segítségével kimutatható szöveti irányítottsággal, amiből következtethetünk a tektonikus szállítás irányára, a deformáció jellegére.

POSZTERUPCIÓS HATÁSOK AZ AVAS–GUTIN MÉSZALKÁLI VULKÁNI KÖZETEIBŐL SZÁRMAZÓ FENOKRISTÁLYOK SZERKEZETI HIDROXILTARTALMÁBAN

Kővágó Ákos¹, Kovacs Marinel², Kesjár Dóra³, Szabó Csaba¹, Kovács István János⁴

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

² Kolozsvári Műszaki Egyetem, Északi Egyetemi Centruma, Nagybánya

³ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

Kutatásunk során az Avas–Gutin hegység (Erdély) területéről származó mészkalkáli-vulkáni kőzeteket vizsgáltunk. Fő célunk a névlegesen vízmentes ásványok (például klinopiroxén, plagioklász, kvarc) szerkezeti hidroxiltartalmának vizsgálata, aminek segítségével következtetni lehet a magmás illótartalomra.

A közelmúltban a mészkalkáli vulkáni kőzetekben található vízmentes ásványok fenokristályainak szerkezeti hidroxil-vizsgálata (FTIR) során kiderült, hogy a szerkezeti hidroxiltartalom a kitörés során és után is nagy mértékben megváltozhat (Bíró et al., 2017; Lloyd et al., 2016). Azonban a klinopiroxén vizsgálata lehetőséget biztosít ennek kiszűrésére, mivel a hidroxil diffúziós sebessége ebben az ásványban az egyik legkisebb a vízmentes ásványok közül (Farver, 2010). Továbbá a klinopiroxén spektrumok részletes vizsgálatával következtetni lehet – az egyes helyettesítések relatív intenzitása alapján – a szerkezeti hidroxiltartalom utólagos csökkenésére (Patkó et al., 2019).

A vizsgált kőzetek változatos összetételűek (dácit, bazalt, andezit és riolit), és változatos fáciesekbe sorolhatók, (lávakőzet, piroklasztit, és vulkáni törmeléklavinából származó kőzetblokk). A kőzetek

változatossága azért fontos a munkánk szempontjából, mert így megfigyelhető, hogy különböző képződményekben milyen módon őrződik meg, vagy módosul a szerkezeti hidroxiltartalom. Ezáltal a későbbi vizsgálatokhoz könnyebben kiválaszthatók lesznek a legjobb megőrződési potenciállal rendelkező kőzettípusok és ásványaik. Ilyen eset többek között a vizsgált Firiza-bazalt (Kovacs et al., 2017) teléreiből származó klinopiroxén-fenokristályok, amelyek gyors lehűlésüknek köszönhetően minden bizonnyal megőrizték egyensúlyi hidroxiltartalmukat.

Irodalomjegyzék

- Bíró, T., Kovács, I., Karátson, D., Stalder, R., Király, E., Falus, G., Fancsik, T., Sándorné Kovács, J. (2017): *American Mineralogist*, 102 (6), 1187–1201.
- Farver, J.R. (2010): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 72 (1), 447–507.
- Lloyd, A.S., Ferriss, E., Ruprecht, P., Hauri, E.H., Jicha, B.R. & Plank, T. (2016): *Journal of Petrology*, 57, 1865–1886.
- Patkó, L., Liptai, N., Kovács, I., Aradi, L., Xia, Q.K., Ingrin, J., Mihály, J., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Wessertgom, V., Szabó, C. (2019): *Chemical Geology*, 507, 23–41.
- Kovacs, M., Seghedi, I., Yamamoto, M., Fülöp, A., Pécskay, Z., & Jurje, M. (2017): *Lithos*, 294–295, 304–318.

NANOLÉPTÉKŰ AMFIBOLKÉPZŐDÉS A PERSÁNYI-HEGYSÉG ALATTI FÖLDKÖPENYBEN

Lange Thomas Pieter^{1,2,3}, **Pálos** Zsófia^{1,4}, **Patkó** Levente^{1,3}, **Liptai** Nóra^{3,4}, **Aradi** László Előd¹, **Szabó** Ábel¹, **Molnár** Gábor⁴, **Berkési** Márta^{1,3}, **Szabó** Csaba^{1,4}, **Kovács** István János^{3,4}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Budapest

² Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

³ MTA CSFK Lendület Pannon LithOscope Kutatócsoport, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

⁴ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

Az amfibol a földköpeny leggyakoribb sztöchiometrikusán hidroxilt hordozó ásványa, ami lamellaként, vagy intersticiálisan fordulhat elő. Képződése fluidumokból (szilikátolvadék vagy CO₂-H₂O-tartalmú fluidum) közvetlen kristályosodáshoz, fluidum–kőzet-kölcsönhatás vagy piroxénből történő szételegyedéshez kötődhet. Habár az amfibol képződési körülményei, stabilitása és reológiai hatása jól ismert (pl. Green, 2015), az ásvány nanoléptékű képződési körülményei még javarészt tisztázatlanok.

A Persányi-hegység vulkáni terület alkáli bazaltjai számos erősen deformált és amfibolgazdag földköpeny xenolitot hoztak a felszínre (Falus et al., 2008; Faccini et al., 2020). Munkánk során fluidumzárványokban gazdag, kis mértékben deformált lherzolitokat vizsgáltunk, fókuszálva azon zárványokra, amelyek esetében közvetlenül megfigyelhető a fluidumzárvány–amfibollamella érintkezése. Petrográfiai és geokémiai vizsgálat alapján az amfibollamellák fluidum és klinopiroxén reakciója során jöttek létre. Az amfibol nukleációjának jobb megértéséhez elkészítettünk egy elképzelhető preamfibol fluidum – szilárd fázis határmodellt. A fázishatáron fellépő fizikai-kémiai állapotok becslése alapján

gyanítható, hogy az amfibolosodás az idő előrehaladtával egyre nagyobb valószínűséggel következik be. Az amfibollamellákat tartalmazó klinopiroxénben és amfibollamella-mentes ortopiroxénben előforduló, azonos fluidumgenerációhoz tartozó fluidumzárványok H₂O-tartalomban jelentős eltérést mutattak (ortopiroxénben minimum 0,11–0,44 mol%, klinopiroxénben döntően hiányzik), ami a klinopiroxén amfibolosodásával magyarázható. Azaz az amfibollamellák képződése nagy vízaktivitás mellett történhetett. Munkánk során kitérünk az amfibol nukleációját követő, amfibolnövekedést befolyásoló folyamatokra is, mint például a szem-csehatár menti diffúzióra vagy az amfibol–fluidumzárvány határfelület fejlődésére.

Irodalomjegyzék

- Faccini, B., Rizzo, A. L., Bonadiman, C., Ntaflós, T., Seghedi, I., Grégoire, M., Giacomo Ferretti & Coltorti, M. (2020): *Lithos*, 105516.
- Falus, G., Tommasi, A., Ingrin, J. & Szabó, Cs. (2008): *Earth and Planetary Science Letters*, 272 (1–2), 50–64.
- Green, D.H. (2015): *Physics and Chemistry of Minerals*, 42 (2), 95–122.

A CSAPADÉK TRÍCIUMKONCENTRÁCIÓJÁNAK SZEZONÁLIS ELTÉRÉSEI AZ ÉSZAKI FÉLTEKÉN

László Elemér¹, Palcsu László¹, Leelőssy Ádám²

¹ Atommagkutató Intézet (Atomki), Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (IKER), H-4026, Debrecen, Bem tér 18/c

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék

e-mail: laszlo.elemer@atomki.hu

A vízkörforgás vizsgálatának fontos eszköze a trícium, a hidrogén hármas tömegszámú izotópja. A tríciumnak antropogén és természetes forrásai vannak. Az antropogén trícium jelentős része a hidrogénbomba-robbantások nyomán keletkezett, valamint nukleáris létesítmények kibocsátásából jut a környezetbe. Természetes trícium a felső légkörben keletkezik oxigénből és nitrogénből. A triciált víz a sztratoszféra és a troposzféra között zajló keveredéssel, azaz a tropopauza évszakos magasságának a változása során jut a troposzférába, majd csapadék formájában hullik a felszínre. A trícium a földi szférákban radioaktív egyensúlyi koncentrációban van. Jelenlegi csapadékvizek tríciumkoncentrációja a közepes földrajzi szélességen szezonálisan 7–16 TU között változik ($1 \text{ TU} = 3\text{H}/1\text{H} \times 10^{-18}$; $1 \text{ TU} = 0,119 \text{ Bq/kg}$ aktivitás koncentrációnak felel meg).

A tríciumkoncentráció földrajzi eloszlását három fontos tényező határozza meg: a földrajzi szélesség, szezonális hatás, kontinentális effektus.

A jelen kutatás fő célja, hogy feltárjuk a csapadék tríciumkoncentrációjának szezonális változékonyságát az északi féltekén. Ehhez felhasználjuk Debrecen, Bécs, Wasserkuppe Rhoen, Cuxhaven és Zágráb 2001–2018 közötti időszak idősorait.

A nyári évszakban lehulló csapadék magasabb tríciumkoncentrációval jellemezhető, mint a téli időszakban. A trícium több mint kétharmada az alsó sztratoszférában képződik, melynek bizonyos része átkeveredéssel lejut a troposzférába. A nyári időszakban jelentős a konvektív felhőképződés, így a keletkező tornyosuló felhők „áttörhetik” a tropo-

pauzát, aminek következtében intenzívebbé válik a sztratoszféra és a troposzféra közötti átkeveredés, ezért a nyári időszakban több trícium jut le a felszínre, mint télen. Debrecen környezetében a konvektív csapadék jelentős része nyáron hullik, így magasabb tríciumkoncentrációval rendelkezik, mint a téli időszakban. Míg azokon az állomásokon, ahol az advektív jellegű csapadék gyakoribb nyáron, a tríciumkoncentráció alacsonyabb. Debrecenben és Bécsben a tríciumkoncentráció maximális értéke júliusban figyelhető meg, míg a tengerekhez közelebb elhelyezkedő állomásokon korábban, májusban (Cuxhaven, Wasserkuppe Rhoen) vagy júniusban (Zágráb) tapasztalható.

A debreceni és bécsi idősor kereszt-wavelet-analízise jelzi az egyéves szezonális periodicitást, azonban a két idősor között megfigyelhető fáziskülönbség ($10\text{--}15^\circ$) az idősor egyes szakaszaiban. Az említett különbségek szintén megfigyelhetők Wasserkuppe Rhoen esetében is, melyek a földrajzi és a meteorológiai tényezőknek tudhatók be. Jelentős 30° -os fáziskülönbség tapasztalható a debreceni és cuxhaveni idősor között, amit valószínűleg az óceántól való távolság eltérése okozhat. A zágrábi és a debreceni idősor szezonális változékonysága között nem mutatható ki a fáziskülönbség.

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatja az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2.-15-2016-0009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban és az NKFIH K128805 számú pályázatban.

A KÁRPÁT–PANNON RÉGIÓ KÖPENYLITOSZFÉRÁJÁNAK FIZIKAI TULAJDONSÁGAI FELSŐKÖPENY XENOLITOK GEOKÉMIÁJA ÉS VÍZTARTALMA ALAPJÁN

Liptai Nóra^{1,2}, Lange Thomas Pieter^{1,3,4}, Patkó Levente^{1,3}, Pintér Zsanett^{3,5}, Berkesi Márta^{1,3}, Aradi László Előd³, Szabó Csaba^{2,3}, Kovács István János^{1,2}

¹ MTA CSFK Lendület Pannon LithOscope Kutatócsoport, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

² Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

³ ELTE, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG)

⁴ ATOMKI, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁵ School of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University, Melbourne, Australia

A földköpenyben a „víz” jelen lehet molekuláris formában (pl. fluidum- vagy olvadékszárványokban), illótartalmú ásványokban OH⁻ formájában, valamint névlegesen vízmentes ásványok (nominally anhydrous minerals – NAMs) kation vakanciáiba beépülő H⁺-ként. A NAMs (olivin, piroxének) víztartalma jelentős hatással van az ásványok deformációs hatásokkal szembeni ellenállására (hydrolitic weakening), így a magasabb víztartalom csökkenti az effektív viszkozitást, valamint az elektromos ellenállást. Az elmúlt években jó néhány tanulmány foglalkozott azzal, hogyan lehet köpenyközetek geokémiai és víztartalomadataiból megbecsülni ezeket a fizikai paramétereket.

A Kárpát–Pannon régióban öt területen fordulnak elő késő miocén–pleisztocén alkáli bazaltok által felszínre hozott felsőköpeny-xenolitok, amelyből három területről állnak rendelkezésre korábbi víztartalomadatok. Jelen tanulmányban a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület legidősebb (Tihany) és legfiatalabb (Füzes-tó) lelőhelyéről származó xenolitok víztartalmát mutatjuk be. A tihanyi xenolitok jelentősen magasabb víztartalommal rendelkeznek, mint a füzes-tói minták, ami korábbi felszínre kerülésükkel, valamint nagyobb származási mélységükkel magyarázható. Ezek alapján a tihanyi xenolitok egy mélyebb, eredetileg asztenoszférikus köpenyrégiót képviselnek, amely a termális relaxáció alatt vált a litoszféra részévé (Kovács et al., 2012). A füzes-tói xenolitok azonban egy szárazabb, kisebb mélységű köpenyrészből származnak, amelyet jelentősen érin-

tett az extenzió alatti nyomás-csökkenés által előidézett vízakaktivitás-csökkenés és vízvesztés (Patkó et al., 2019).

A Kárpát–Pannon régió xenolittelelőhelyeit összehasonlítva elmondható, hogy a peremi területek (Stájer-medence és Persányi-hegység), amelyek a közelmúltban aktív szubdukciós zónák közelében helyezkednek el, jelentősen vízgazdagabbak, mint a Pannon-medence belső (Bakony–Balaton-felvidék) illetve átmeneti (Nógrád–Gömör) területei, amelyekre az extenzió és litoszféra-kivékonyodás volt jelentős hatással. Az előbbieket felsőköpenyére ennek következtében kisebb effektív viszkozitás és elektromos ellenállás jellemző az utóbbiakéhoz képest. Az eredmények alapján feltételezhető, hogy a szubdukciós zónákkal határolt extenziós medencékben világszerte hasonló reológiai különbségek állhatnak fenn a peremi és a központi régiók között, hiszen a szubdukciós köpenyék jellemzően vízgazdag, míg az extenziós medence belseje vízszegény környezetet képvisel. A lokális reológiára a víztartalom mellett további tényezők is hatással lehetnek, úgymint olvadék jelenléte, illetve eltérő deformációs alakváltozás sebessége (strain rate).

Irodalomjegyzék

- Kovács, I., Falus, G., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, C., Flower, M. F. J., Hegedűs, E., Posgay, K. & Zilahi-Sebess, L. (2012): Tectonophysics, 514, 168–179.
- Patkó, L., Liptai, N., Kovács, I. J., Aradi, L. E., Xia, Q. K., Ingrin, J., Mihály, J., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., Wessztergom, V. & Szabó, C. (2019): Chemical Geology, 507, 23–41.

A BÜKKALJA VULKÁNI TERÜLET FŐBB EGYSÉGEINEK TELJESKÖZET-, ÜVEG-, ÉS CIRKONKÉMIAI UJJLENYOMATA

Lukács Réka¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Fodor László³, Gál Péter², Marcel Guillong⁴, Olivier Bachmann⁴, Jakub Sliwinski⁴

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

² ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék

³ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport

⁴ ETH Zürich, Svájc

e-mail: reka.harangi@gmail.com

A Bükkalja vulkáni terület (BVT) kitöréstörténetét nagy pontosságú cirkon U–Pb-geokronológiai vizsgálatokkal rekonstruáltuk, és legalább 8 kitörési egységet különítettünk el 14,4 és 18,2 millió évvel ezelőtti időszakban (Lukács et al., 2018). Az LA-ICP-MS pontmérések lehetővé tették, hogy az izotópmérések mellett meghatározzuk a cirkonkristályok nyomelem-összetételét is. Ezeket a kémiai adatokat a legtöbb esetben ugyanabból a térfogatból nyertük, mint az U–Pb-izotópadatokat. A cirkonba beépülő helyettesítő elemek (RFF-ek, Y, Hf, Nb, Ta, P, Ti, Th, U) koncentrációja jellemző lehet egy-egy kitörési egységre és a cirkonkristályokkal egyensúlyban lévő magma összetételére. Munkánk során elemeztük azt is, hogy az U–Pb-koradatok alapján elkülönített vulkáni egységek mennyire különíthetők el a cirkon nyomelem-összetétele alapján, és ezt kiegészítettük korábban mért kőzetüveg és teljes kőzet geokémiai adataival (Harangi et al., 2005; Lukács et al., 2015; 2018). A kitörési egységek többségében a cirkon sajátos nyomelem-összetétellel jellemezhető, és ez összhangban van a kőzetüveg és teljeskőzetadatokkal is. Ez egyfajta geokémiai ujjlenyomatot ad, ami segít az egymástól elszakított vulkáni kitörési egységek korrelációjában és ezzel a kitörések nagyságának becslésében.

Ennek a felismerésnek a jelentősége abban rejlik, hogy számos olyan miocén piroklasztit-előfordulás létezik Magyarországon belül és azon túl, amelyek eredetét és korát nem ismerjük pontosan

és lerakódásukkal egyidejű vagy későbbi átalakulást szenvedtek. A cirkonkristályok jó ellenálló képességük miatt azonban kiváló lehetőséget adhatnak ezeknek a képződményeknek ismert kitörési egységgel való párhuzamosítására és rétegtani besorolására. A koradatok melletti kémiai információk pontosabb besorolást tesznek lehetővé különösen abban az esetben, amikor a kormeghatározás bizonytalansága miatt akár több egységbe is sorolhatnánk a képződményeket.

Magyarországi vulkáni előfordulásokkal (Északkelet-Magyarország, Mecsek, valamint fúrásokból) mutatunk be néhány példát arra, amikor a cirkon geokémiai ujjlenyomata vagy a kőzetüveg-/teljeskőzet-összetétel segít a korrelációban. Ezt kiegészítjük cirkon U–Pb-koradatokkal és értékeljük az eredmények földtani jelentőségét.

A kutatás 2019. decembertől az NKFIH FK 131869 számú kutatási pályázat támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukács, R. (2005): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 143, 237–257.
- Lukács R., Harangi, Sz., Bachmann, O., Guillong, M., Danisik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015): Contribution to Mineralogy and Petrology, 170 (5-6), 1–26.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva I. and Zimmerer, M. 2018: Earth-Science Reviews 179, 1–19

TERMOBAROMETRIA: REMÉNYEK ÉS ESÉLYEK AZ ALFÖLD METAMORF ALJZATÁNAK MEGISMERÉSÉBEN

M. Tóth Tivadar¹

¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék

Az Alföld metamorf aljzatának fejlődéstörténetét, térbeli kapcsolatait fűrómagok részletes közettani elemzésével ismerhetjük meg. Az erre a célra rendelkezésre álló kőzetanyag mennyisége és minősége véges, nyilvánvalóan a jövőben sem lehet begyűjteni több, jobb megtartású, reprezentatívabb stb. példányokat. A megismerés, s így a petrográfiai, petrológiai feldolgozás első évtizedeiben a kutatás előfeltevése a *lényegében* egységes fejlődésű aljzat volt, ezért néhány minta feldolgozásának eredményeit nagy területeken érvényesnek tekinthettük. Az utóbbi évtizedek szisztematikus vizsgálatai ugyanakkor megmutatták, hogy kis, akár néhány 10 km²-es területen is alapvetően eltérő metamorf fejlődésű blokkok találhatók egymás mellett (alatt, fölött), köszönhetően elsősorban az intenzív posztmetamorf szerkezeti mozgásoknak. Mások mellett ilyen bonyolult, inkompatibilis egységekből álló mozaikos felépítést igazoltunk a Kiskunhalas, Szank, Szeghalom, Mezősas, Dorozsma, Algyő szénhidrogén-kutatási területeken mélyült fúrások anyagának teljeskörű feldolgozásával.

Ahhoz, hogy metamorf kőzetek fejlődésének fizikai körülményeit rekonstruálni lehessen, a legfontosabb feladat az általuk elért, majd a későbbi folyamatok során megőrzött egyensúlyi állapotok felismerése. Ez, a termobarometriai számítások céljára kiaknázható egyensúly lehet szöveti, vonatkozhat teljesen (vagy részben) megőrzött ásványparagenezisre, ásványok szerkezetére, ásványpárok főelem-összetételére, esetleg nyomelemeloszlására. Minthogy a különböző jellegű egyensúlyok egymásból nem következnek, fontos, hogy számításaink során a megfelelőt ismerjük fel és használjuk ki. A

szöveti egyensúly elsősorban geometriai paraméterekkel jellemezhető, hiszen a szemcsék határvonalára, méretére vonatkozik. Ezek termobarometriai alkalmazhatóságának hátterében a statikus rekristallizáció, a hőtágulás és a kompresszibilitás p - T -függése állnak. Minthogy a legtöbb regionális metamorf folyamatot az alapvető komponensekre nézve általában izokémikusnak feltételezzük, a kőzet (vagy annak valamely szövetiileg jól definiált tartománya) kémiai összetételének, valamint a felépítő ásványok termodinamikai állandóinak ismeretében számítható a kőzetet alkotó ásványparagenezis stabilitási p - T -mezeje. Egyes esetekben a kőzet ásványai egymással ioncsere-kapcsolatban állnak, ami kalibrált termométerek, barométerek használatát is lehetővé teszi. Ilyenkor is igazolni kell, hogy az adott ionok vonatkozásában fennáll az egyensúlyi állapot. Számos ásvány (pl. kvarc, grafit) a p - T -viszonyok megváltozására szerkezetmódosulással reagál, s így kristályszerkezeti paramétereik felhasználhatók az egyensúlyi p - T becslésére.

Az Alföld aljzatában nagyon ritka az „izgalmas” kőzettípus, mint pl. az eklogitok, a granulitok stb. A leggyakoribb kőzetek a rendkívül egyveretű ásványos összetétellel jellemezhető orto- és paragneiszek, de a csillámpalák és amfibolitok sem mutatnak számottevő változékonyságot. A fenti módszertant alkalmazó, megfelelően részletes termobarometriai jellemzésük eredményeként mindazonáltal ezek a kőzetek igazolhatják azt a mozaikos felépítést, mely végül elvezethet az aljzat metamorf és posztmetamorf fejlődésének pontosabb megismeréséhez.

A GORZSAI KÉSŐ NEOLIT VÖRÖS HOMOKKŐ ANYAGÚ SZERSZÁMKÖVEK PETROGRÁFIAI ALAPÚ RENDSZERE

Miklós Dóra Georgina^{1,*}, Szakmány György¹, Józsa Sándor¹, Horváth Ferenc²

¹ ELTE-TTK, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Móra Ferenc Múzeum, Szeged

*e-mail: miklosdoragina94@gmail.com

1. Bevezetés

A homokkővek vizsgálatának nem csupán tudományos és ipari, hanem archeometriai vonatkozása is jelentős. Az emberiség szinte a kezdetektől használja ezt a kőzetet. Eleinte főként szerszámköveket és öntőformákat készítettek belőlük, a későbbiekben építőköként is használták. A Kárpát-Pannon régióban számos korból ismerünk felszíni homokkő előfordulást, ezért vizsgálatuk különösen fontos a nyersanyagok származási területének pontos lehatárolása szempontjából. Petrográfiai azonosításuk azonban nem könnyű, mivel fő összetevőik hasonlóak egymáshoz, kevés a forrásterületre jellemző elegyrész. Részletes közettani és geokémiai vizsgálatuk az elmúlt évtizedekben indult meg, a homokkő anyagú régészeti leletek archeometriai szempontú vizsgálata pedig mintegy 20 éve kezdődött el (Szakmány, 1996; Péterdi, 2011; Couplin et al., 2015; Lorint és Barbat 2015).

A homokkő anyagú szerszámkövek jelentős mennyisége és csekély kiállítási értéke jó lehetőséget teremt roncsolásos vizsgálatukra, ugyanis a bennük meglévő, forrásterületre jellemző, kis mennyiségű nehézasvány vizsgálatához nagyobb anyagmennyiség szükséges.

2. Földrajzi helyzet és leletanyag

Hódmezővásárhely–Gorzsa Szegedtől ÉK-re, ~25 km-re található. A tell rétegsora 2,6–3,0 méter vastag. Régészeti feldolgozása 1952-óta folyik. A kutatásunk tárgyát képező minták a legutóbbi Horváth Ferenc által 1978–1996 között vezetett (Horváth, 2005) ásatásból származnak.

A terület az újkőkortól (neolitikum) a középkor végéig folyamatosan lakott volt. Több mint 1000 csiszolt kőeszköz és szerszámkő, 1900 darab patintott kőeszköz (Starnini et al., 2015) és több mint 1

millió kerámiatöredék (Szakmány et al., 2019) került elő. A szerszámkövek a csiszolt kőeszközökhöz képest négyszeres mennyiségben fordulnak elő. Nyersanyagaik változatosak, de több mint a fele homokkőből készült.

A homokkő anyagú szerszámkövekkel korábban Szakmány et al. (2008, 2010) és Piros (2010) foglalkoztak, makroszkópos és mikroszkópos vizsgálataik során hat csoportot különítettek el. Közöttük nagy mennyiséget képviselnek a vörös változatok, amelyekből Piros (2010) két (vörös–1 és –2) típust írt le. A kutatás során egységes szempontrendszerrel feldolgoztuk és revideáltuk a korábbi munkák eredményeit és két további típust (vörös–3 és –4) különítettünk el. Munkánkban a gorzsa vörös homokkővek petrográfiai alapokon nyugvó típusait és legfontosabb elkülönítő bélyegeit mutatjuk be.

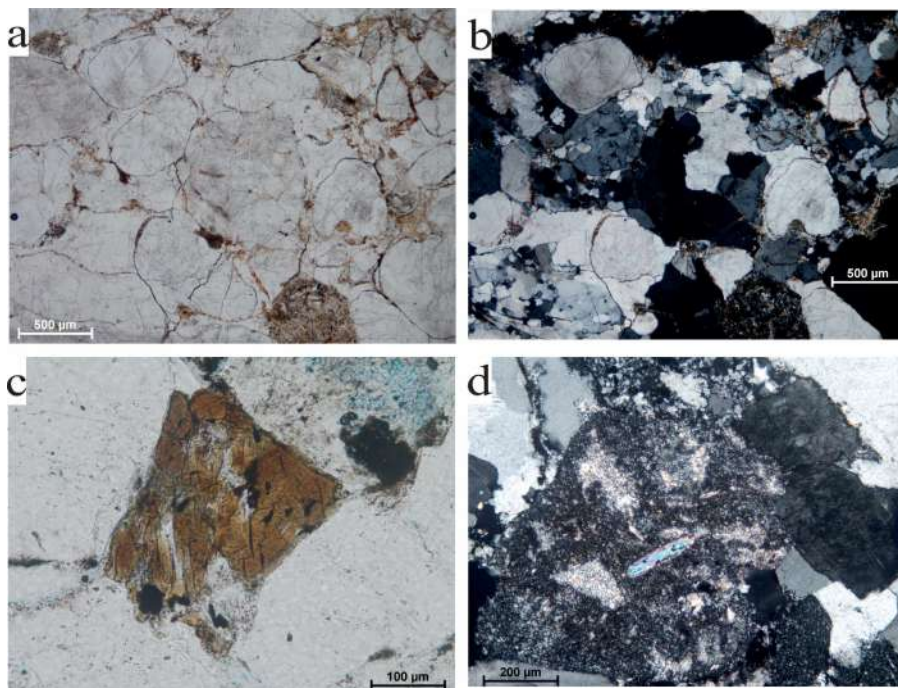
3. Vörös–1

Szürkéslila–szürkésvörös színű, közepesen–gyengén osztályozott nagy–durvaszemcsés homokkő.

Az eredeti szemcsék jól koptatottak, érintkezésük pontszerű. A szemcseösszenövések és vonalmenti érintkezések az utólagos szintaxiális kovás továbbnövekedés eredményei, melyet a zárvány-sorok megszakadása, opak ásványok és elvétele szericit-nontronit jelez. Utólagos deformációra utaló bélyegek: repedezett szemcsék, a kisebb ellenálló képességű vulkanittörmelékek elnyesődése, szétkenődése. Szericites pszeudomátrix és némi pórus-tér is előfordul.

A kvarc elsősorban polikristályos, szemcséi hullámos kioltásúak, szutúrás szemcsehatárokkal érintkeznek (1. ábra). Zárványként opak ásványt, biotitot, cirkont, apatitot és zöldesbarna turmalint tartalmaz.

A csoport legfontosabb bélyege a nagy mennyiségű vulkáni eredetű kőzettörmelék, amelynek



1. ábra – A vörös-1 típus polarizációs mikroszkópi képe. a) szöveti kép (1N); b) ld. mint a) (+N); c) barna turmalin (1N); d) vulkanitszemcse (+N)

szemcséi nagy méretű (100–200 µm), szögletes fenokristályokból és a köztük lévő finomszemcsés vulkáni alapanyagból állnak. Az egykori horzsakövek, üveg-szilánkok, szferolitok és axiolitok piroklasztit eredetet jeleznek. Ritkán felzites szövetű, valamint bázisos összetételű változatai is előfordulnak. A vulkanitszemcsék mellett kisebb mennyiségben mélységi magmás és metamorf eredetű kvarcit, homokkő-metahomokkő, fillit, ritkán granitoid és gneisz törmelékei is láthatóak.

A földpát (káli-földpát >> plagioklász) általában üde, félig sajátalakú ortoklász, ritkán keresztikerrácsos mikroklin és szericitesedő plagioklász. Gyűrt muszkovit és kevés biotit is előfordul.

Az akcesszóriák nagyon kis mennyiségűek: nem sajátalakú titanit és rutil, félig sajátalakú cirkon és barna-zöldesbarna, ritkán sárgásbarna turmalin. Előfordulnak opak ásványból és limonitből álló halmazok is.

4. Vörös-2

Vörös, jól osztályozott, finom-középszemcsés, erősen porózus homokkő (2. ábra),

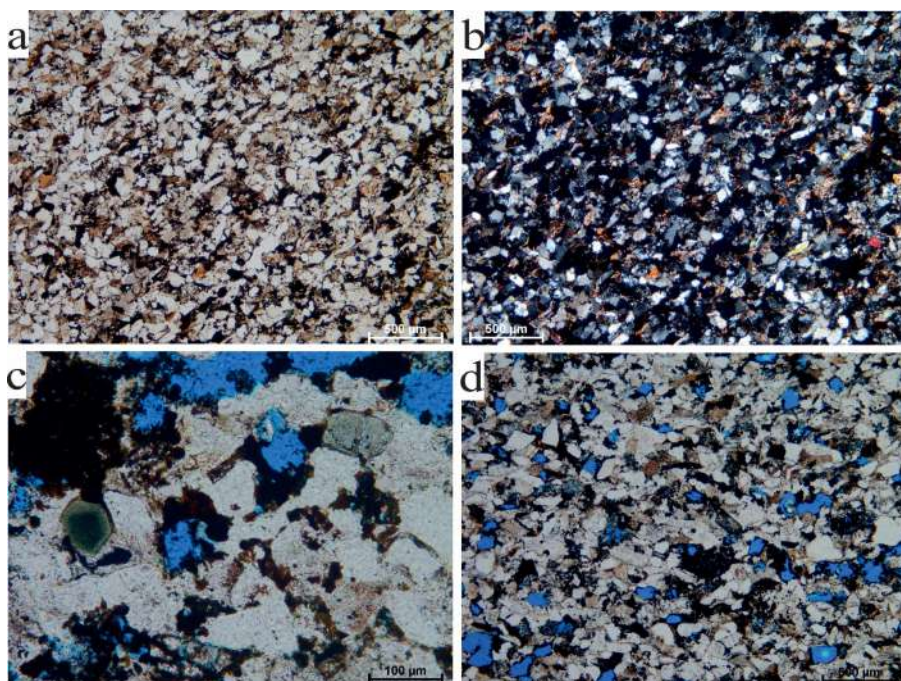
amelyben eltérő szemcseméretű és/vagy kötőanyagú rétegek figyelhetők meg.

Az eredeti szemcsék gyengén koptatottak, érintkezésük pontszerű. A szemcseösszenövés és vonal menti érintkezések az utólagos szintaxiális kovás továbbnövekedés eredményei. Emellett szericites, limonitos és karbonátos cement is előfordul. Kompakcióra utal a rideg viselkedésű, repedezett kvarcsemmén meghajló csillám és a töredezett kovatörmelékek. A szemcsék szegélyén vékony szericitfilm látható.

A kvarc főként monokristályos, enyhén hullámos kioltású. A polikristályos kvarc szutúrás szemcsehatárokkal rendelkezik. Zárványként szericit-muszkovit, biotit, ritkán cirkon, apatit és zöld turmalin látható.

A csoport egyik sajátossága a csillámok dúsulása. Hullámos megjelenésűek, irányítottak, elsősorban muszkovit, kevesebb üde biotit jellemzi. A karbonát egyedi szemcsék formájában, valamint egykori földpát és vulkanit átalakulási termékeként is előfordul.

A földpát (plagioklász >> káli-földpát) erősen át-



2. ábra – A vörös-2 típus polarizációs mikroszkópi képe. a) szöveti kép (1N); b) ld. mint a) (+N); c) színzónás, zöld turmalin (1N); d) jelentős porozitás (1N)

lakult, szericitesedett, karbonátosodott. Ritkán üde, poliszintetikus ikerlemezes, illetve keresztikerrácsos. A kőzettörmelék finomszemcsés metamorfitek (fililit, kvarcit, metaaleurolit, metahomokkő) és vulkanitok képviselik, utóbbi mikrokristályos kvarc alapanyagú, ritkán felzites szövetű.

A nehézasványok mennyisége nagy. Leggyakoribb a félig sajátalakú, olajzöld-világoszöld, ritkán sárgásbarna turmalin, cirkon és apatit, valamint a nem sajátalakú rutil és titanit. Sok négyzet alakú opak ásvány (pirit vagy magnetit) látható.

5. Vörös-3

Vörös-lilászöld, közepesen-jól osztályozott, közep-durvaszemcsés, tömött homokkő.

Az eredeti szemcsék jól koptatottak, pontszerűen érintkeznek. A szemcseösszenövés és vonal menti érintkezések az utólagos szintaxiális kovás továbbnövekedés eredményei, amelyeket zárványsor és szericit-nontronit rajzol ki. Utóbbi ásványok a szemcseközi térben finomszemcsés halmazok, pszeudomátrix formájában is megjelennek. Nagyon kevés a porüstér. A szemcsék körül szericitfilm látható. A maradéktérben limonit és szétnyomódott vulkanitszemcsék fordulnak elő. A kvarc szemcsékben futó repedések, deformációs lamellák, alszemcsék, valamint a plagioklász szemcsék elnyírt poliszintetikus ikerlemezei kompkcióra utalnak.

A kvarc általában monokristályos, kissé hullámos kioltású. A polikristályos kvarcban a szemcse-

határok szutúrásak. Zárványként sajátalakú cirkon és apatit, szericit-muszkovit, zöldesbarna biotit, limonitosodó opak ásvány figyelhető meg.

A földpát (káli-földpát >> plagioklász) általában üde, pertitesedő ortoklász, ritkán keresztikerrácsos mikroklin. A kőzettörmelék elsősorban kvarcit és vulkáni eredetű, ritkán metaüledék. A vulkanitok jól koptatott, illetve a maradéktérben kilapult formában jelennek meg. Porfíros holokristályos és felzites szövetűek, nincsenek szferolitos, axiolitos és átkristályosodott horzsaköveket tartalmazó típusok. Mellettük muszkovit és kifakult, illetve kloritosodó biotit jelenik meg.

A nehézasványok mennyisége a vörös-1 és -2 típus közötti. Gyakori a félig sajátalakú, zöld, ritkán sárgásbarna turmalin (3. ábra), a cirkon és a rutil, valamint a nem sajátalakú titanit. Limonitosodó, négyzet alakú opak ásvány (pirit vagy magnetit) is látható.

6. Vörös-4

Piros (2010) a vörös-1 típusba sorolta, azonban attól és a többi típustól, a mikroszkópban megfigyelt bélyegei alapján jelentős eltéréseket mutat.

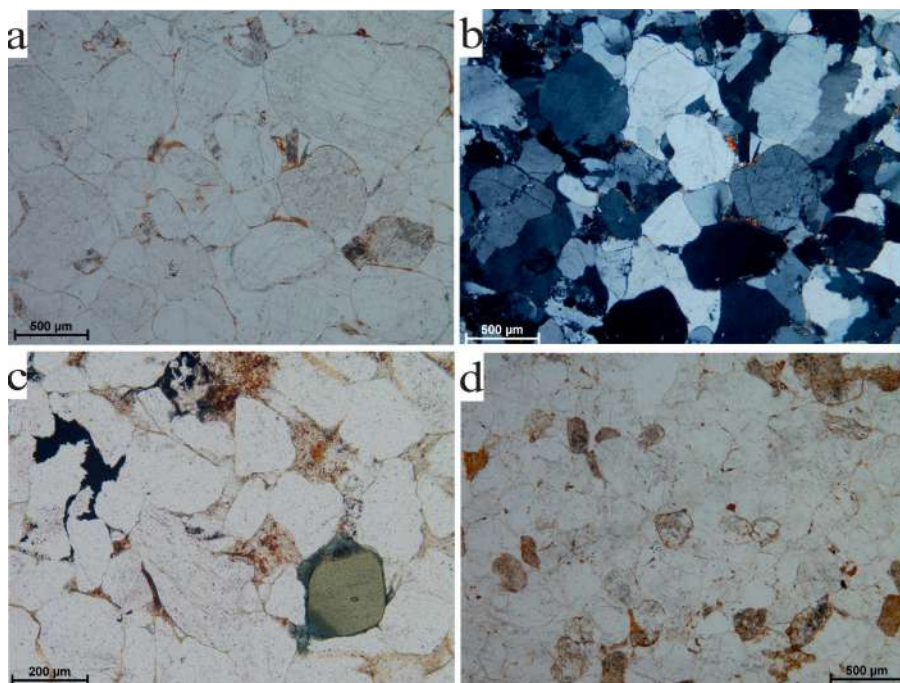
Vörössesszürke, közepesen osztályozott, nagy-durva, helyenként középszemcsés homokkő.

Az eredeti szemcsék közepesen koptatottak, eredetileg pontszerűen érintkeznek. Körülöttük kovás és albitos, ritkán karbonátcement jelenik meg. A szintaxiális kovás továbbnövekedést nontronit, opak ásvány és folyadékzárványok rajzolják ki. A maradéktérben

szericit-nontronit pszeudomátrix és limonit látható. Kevésbé porózus, kis mértékű kompkció érte a kőzetet a szétesett földpát és vulkanitszemcsék, valamint a földpát hajlott, nyírt ikerlemezei jelzik. A szemcsék körül szericitfilm is megjelenhet, de nem ritka átalakulási termékként sem.

A kvarc általában monokristályos, hullámos kioltású, gyakran deformációs lamellákat tartalmaz. A polikristályos szutúrás szemcsehatárokkal rendelkezik. Zárványként muszkovit, biotit, félig sajátalakú-sajátalakú cirkon és apatit látható.

A földpát, (plagioklász >> káli-földpát) jelentős mennyiségű, sűrűn ikerlemezes és változó mértékben szericitesedik. A káli-földpát helyen-

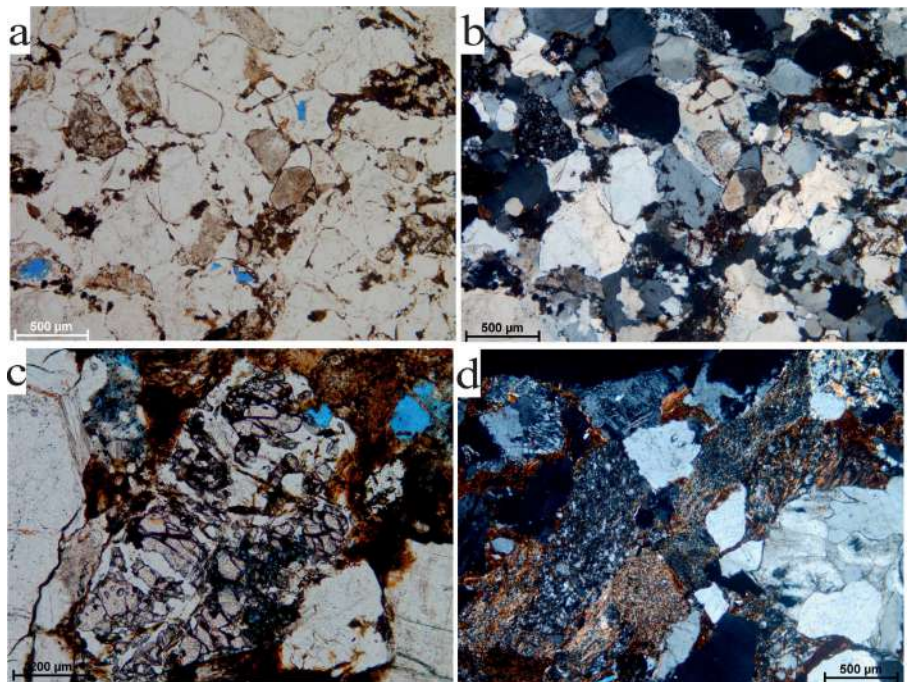


3. ábra – A vörös-3 típus polarizációs mikroszkópi képe. a) szöveti kép (1N); b) ld. mint a) (+N); c) színzónás, zöld peremű, zöldesbarna magú turmalin (1N); d) jelentős földpáttartalom (érdekesebb fel-szín)(1N)

ként karbonátosodik. A kőzettörmelékek üledékes–metaüledékes, kis és közepes fokú metamorfit és granitoid eredetűek (4. ábra). Ritkán savanyú és neutrális–bázisos vulkanit, feltépett agyag–aleurolit- és homokkő lencsék, illetve rombusz alakú dolomit egykristályból felépülő karbonát-klasztok is előfordulnak.

A csillámok kis mennyiségűek, muszkovit, ritkán biotit.

Nehézasványokban szégyenebb, nem sajátalakú titanit és rutil, ritkán félig sajátalakú, barna–sárgásbarna, zöld turmalin, szabálytalan megjelenésű opak ásvány (ilmenit) is előfordul. Kis mennyiségben kvarccal és muszkovittal társuló töredezett gránát-szemcse is látható.



4. ábra – A vörös–4 típus polarizációs mikroszkópi képe. a) szöveti kép (1N); b) ld. mint a) (+N); c) gránát-töredék (1N); d) Metaüledékes, valamint fillitszemcsék dúsulása (+N)

7. Következtetések

A gorzsai vörös homokkővek revíziója során a korábbi kettő helyett négy csoportot különítettünk el. Fontos jellemző bélyegeik:

- 1-es típus: durva szemcseméret, polikristályos kvarc-szemcsék és a vulkáni eredetű szemcsék feldúsulása. A földpáton belül a káliföldpát dominál.

- 2-es típus: finomabb szemcseméret, monokristályos kvarc- és csillámdúsulás. Kevesebb vulkanit és egyéb kőzettörmelék, a plagioklász uralkodik a földpáton belül.

- 3-as típus: durva szemcseméret, tömött szövet, érett. Monokristályos kvarc dominál, a földpáton belül a káliföldpát dúsul, kevés vulkanit és egyéb kőzettörmelék.

- 4-es típus: monokristályos kvarc, földpát (plagioklász) és üledékes, metamorf, granitoid kőzettörmelék dúsulása.

A típusok azonosításához és a nyersanyag eredetének meghatározásához nagy segítséget nyújtanak a kis mennyiségben jelen lévő akcesszórius elemek (nehézasványok):

- 1-es típus: legszegényebb, félig sajátalakú barna–zöldesbarna turmalin, ritkán titanit, rutil és cirkon.

- 2-es típus: leggazdagabb, félig sajátalakú, olajzöld–világoszöld, ritkán sárgásbarna turmalin, cirkon és apatit, nem sajátalakú rutil és titanit.

- 3-as típus: közepes mennyiség, félig sajátalakú, zöld, ritkán sárgásbarna turmalin, cirkon és rutil, nem sajátalakú titanit

- 4-es típus: közepes mennyiség, nem sajátalakú titanit és rutil, félig sajátalakú barna–sárgásbarna, ritkán zöld turmalin, kvarccal és muszkovittal társuló, töredezett gránát.

Kutatásunkat az OTKA K-131814 számú pályázat (témavezető Kasztovszky Zsolt) támogatta.

Irodalomjegyzék

- Couplin, S., Marsaglia, K., Delaney, C. (2015): Poster, Pacific Section AAPG, SEG, SEPM Joint Technical Conference, Oxnard, California, May 3–5, 2015.
- Horváth, F. (2005): Hétköznapi Vénuszai, 51–83.
- Lorint, R. Cs. és Barbat, I. A. (2015): Conference paper, 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015, 8.
- Péterdi, B. (2011): Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Köztan-Geokémiai Tanszék, 159.
- Piros, L. (2010): Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Köztan-Geokémiai Tanszék, 89.
- Starnini, E., Szakmány, Gy., Józsa, S., Kasztovszky, Zs., Szilágyi, V., Maróti, B., Voytek, B., Horváth, F. (2015): Neolithic and Copper Age between the Carpathians and the Aegean Sea, 105–128.
- Szakmány, Gy. (1996): Quaderno, Trieste, 6, 224–241.
- Szakmány, Gy., Starnini, E., Horváth, F., Szilágyi, V., Kasztovszky, Zs. (2008): Archeometriai Műhely, V (3), 13–26.
- Szakmány, Gy., Starnini, E., Horváth, F., Bradák, B. (2010): Proceedings of the 37th International Symposium on Archaeometry, 311–319.
- Szakmány, Gy., Vanicsek, K., Bendő, Zs., Kreiter, A., Pető, Á., Lisztes-Szabó, Zs., Horváth, F. (2019): In: Tracing Pottery-Making recipes in the Prehistoric Balkans 6th-4th Millennia BC, Archaeopress Archaeology, 156–171.

ŠUMOVIT GREBEN, EGY RIOLITOS LÁVADÓM TÖRTÉNETE

Molnár Kata¹, Temovski Marjan¹, Stéphane Dibacto², Pierre Lahitte², Arató Róbert¹, Benkó Zsolt¹, Szepesi János^{1,3}, Samuele Agostini⁴, Artur Ionescu^{5,6}, Ivica Milevski⁷, Palcsu László¹

¹ IKER Központ, Atommagkutató Intézet

² GEOPS, University of Paris-Sud

³ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

⁴ Institute of Geosciences and Earth Resources, National Research Council of Italy

⁵ Department of Physics and Geology, University of Perugia

⁶ Faculty of Environmental Science and Engineering, Babeş-Bolyai University

⁷ Institute of Geography, Faculty of Natural Sciences and Mathematics, Ss. Cyril and Methodius University

A Vardar-zóna területén, a Skutari–Pec-vetőtől délre változatos összetételű és megjelenésű, késő-miocén–pleisztocén vulkáni központok találhatóak, amelyek képződése szorosan kötődik a dél-balkáni extenziós terület fejlődéstörténetéhez (Dumurdzanov et al., 2005; Yanev et al., 2008). A kis kiterjedésű, mafikus összetétellel jellemezhető központok mellett mind méretében, mind összetételében kiemelkedik a macedón–görög határon elhelyezkedő, ~680 km² kiterjedésű Kožuf–Kozjak–Voras vulkáni terület. Számos, elsősorban trachandezites–trachidácitos összetételű lávadóm felépülése, és legalább három nagy robbanásos kitörés kapcsolódik a vulkáni terület 6,5–1,8 millió évvel ezelőtti működéséhez (Kolios et al., 1980; Boev, 1988; Yanev et al., 2008). Ennek a vulkáni területnek tagja a 0,5 km³ térfogatú Šumovit Greben vulkáni központ is, amely a Vardar-zóna nyugati peremén, kréta flis és serpentinitegységek határára települ. A riolitos összetételű Šumovit Greben központ eltér a vulkáni terület lávadómjainak uralkodó közettípusától, így vizsgálata fontos információkat nyújthat a vulkáni terület egészének fejlődése szempontjából is.

A Šumovit Greben legalább öt, a terepi és ásványos összetételbeli bélyegek alapján elkülöníthető egységből áll: (1) sötét, üveges, perlitesedett riolit; amely elsősorban a peremi területeken fordul elő; (2) sötétszürke, titanitgazdag, folyásos szövetű riolit, amely a központ legnagyobb tömegét alkotja; (3) világosszürke riolit; (4) sötétszürke, folyásos szövetű riolit (5) sötét, üveges, klinopiroxénben gazdag riolit. Egy kürtő maradványai is feltáruznak a központ egy területén, amelynek megjelenése a (2)-es egységgel mutat hasonlóságot.

A vizsgált egységek teljesközet-összetételét negatív Eu-anómália, illetve kicsi Sr- (<500 ppm) és Mg-tartalom (<0,5 m/m% MgO) jellemzi, amely jelezhet nagyobb mélységben történő plagioklász-, illetve piroxénfrakcionációt a rendszerben. A legfiatalabb, (5)-ös egységben megjelenő, döntően plagioklász- és klinopiroxén tartalmú aggregátumok ebből a mélyebb zónából származhatnak, amelyet alátámaszt az egységre jellemző kicsit primitívebb Nd-izotóparány is a többi vizsgált egységhez viszonyítva.

A (3)-as, (4)-es és (5)-ös egységen Cassinol-Gillot K–Ar módszerrel meghatározott kitörési korok 3,0 és 2,7 millió év közé esnek, ami alapján a Šumovit Greben a vulkáni terület működésének fiatalabb szakaszában, viszonylag rövid idő alatt épült fel.

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban; valamint a francia–magyar TÉT-FR-2018-00018 pályázat és a HORIZON 2020 N 676564 számú pályázata.

Irodalomjegyzék

- Boev, B (1988): PhD Thesis, Rudarsko-Geol. Fac., Štip, 195 p.
Dumurdzanov, N., Serafimovski, T., Burchfield, B.C. (2005): *Geosphere*, 1 (1), 1–22.
Kolios, N., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Giuliani, O. (1980): *Bulletin of Volcanology*, 43 (3), 553–568.
Yanev, Y., Boev, V., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Pécskay, Z., Tonarini, S., D'Orazio, M. (2008): *Mineralogy and Petrology*, 94 (1–2), 45–60.

AJKAI VÖRÖSISZAPMINTÁK ÁSVÁNYTANI ÉS GEOKÉMIAI ELEMZÉSE

Móricz Ferenc¹, Máдай Ferenc¹, Leskó Máté¹, Lidbert Alarcon Laime¹, Szakáll Sándor¹, Kristály Ferenc¹, Tóth Márton¹

¹ Miskolci Egyetem

Az EIT RM REEBAX projekt keretében Európa ESEE régiójának – mely magában foglalja Magyarországot, Horvátországot, Montenegrót és Szlovéniát – bauxitban, illetve a feldolgozás utáni hulladékában, a vörösiszapban rejlő RFF-potenciálját vizsgáltuk. A magyarországi területről a nagyharányi, iharkúti, csabrendeki, dudari és óbaroki bauxit-előfordulás került mintavételezésre és elemzésre, mind fő- mind nyomelem tekintetében, beleértve a RFF-eket is. Ezek az adatok egy átfogó képet mutatnak a hazánkban előforduló bauxitok ritkaföldfém potenciáljáról.

Geokémiából ismert tény, hogy a bauxit Bayer-eljárásos feldolgozásával a ritkaföldfémek a reziduálban – vagyis a vörösiszapban – visszamaradnak, így kézenfekvő volt vörösiszap tározókat is bevonni az vizsgálatba, remélve ezen elemek dúsulását. Ennek keretében három ajkai vörösiszap-tároló kazettája került megfúrásra, mely során a függőleges profil mentén méterközönként a VII. tárolóból 11 db, a VIII-ból 16 db, míg a IX. kazettából 15 db minta került begyűjtésre. A 42 mintának, meghatároztuk a kémiai, és az ásványtani összetételét. A főelemek XRF- míg a nyomelemek ICP-MS-módszerrel mértük meg. Az ásványtani összetételt röntgen-pordiffrakciós eljárással határoztuk meg.

A részbeni rekultiváció miatt egyik mintacsoport esetében sem került felszíni minta begyűjtésre és elemzésre. A vertikális profilozással a 30–50 év alatt lerakott vörösiszapmeddő esetében az volt a célunk, hogy detektáljuk a minták által reprezentált

meddő anyag vertikális kémiai és ásványtani inhomogenitásának mértékét, melyből vissza lehet következtetni az eredeti kiindulási anyag, mint kitermelt és feldolgozott bauxit homogenitására vagy éppen inhomogenitására. Szándékunkban állt feltérképezni a deponált, extrém magas pH-értékű meddőben az ez idő alatt lejátszódott ásványi átalakulásokat és az esetleges elemmobilitásra utaló nyomokat is. Ezeknek a kérdéseknek a megválaszolására a VIII. kazetta legfelső 5 mintáját – mely a felszíntől számítva 1, 2, 3, 4, illetve 5 m-re helyezkedett el – további részletesebb elemzésnek vetettük alá, illetve kioldási teszteket végeztünk rajta.

Az elemzések első fázisa statisztikai vizsgálatokhoz köthető, miként keresztkorrelációs mátrixokat hoztunk létre az adatokból. Ezek a mátrixok három csoportba sorolhatók, elsőként a RFF–RFF párokat, majd a RFF–főelemek, végül a RFF–ásványtani összetétel korrelációit vizsgáltuk. A vizsgálat képet adott arra, hogy melyik főelemmel vagy ásvánnyal mozognak együtt a ritkaföldfémek a vizsgált mintákban.

Az elemzés fontos fázisa volt, hogy a VII. kazettából kiválasztott 5 mintát Tessier-féle kioldási tesztnek vetettük alá, mely során egyre erősebb és agresszívabb fluidumokkal oldottuk a mintát. Az egyes lépések ásványi csoportokhoz rendelhetők, így az eredményekből, hogy melyik lépésben oldódnak ki az RFF-ek, meghatározható, hogy ezen elemek mely ásványi csoportba épülnek be vagy mely ásványi csoportokhoz kapcsolódnak.

A BÜKKI „TAKARÓK” METAMORF HŐMÉRSÉKLETI ADATAINAK PONTOSÍTÁSA RAMAN-SPEKTROSZKÓPIÁVAL

Obbágy Gabriella^{1,2}, **Kövér Szilvia**^{3,4}, **Raucsik Béla**⁵, **Molnár Kata**¹, **Fodor László**^{3,4}, **Szarka Máté**⁶, **Kertész Zsófia**^{1,6}, **Benkó Zsolt**¹

¹ Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Atommagkutató Intézet, Debrecen

² Debreceni Egyetem, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

³ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

⁴ ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

⁵ Szegedi Tudományegyetem, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

⁶ Örökségtudományi Laboratórium, Atommagkutató Intézet, Debrecen

A Bükk vizsgált kőzetei a középső-triász–középső-jura során a Neotethys-óceán passzív peremén rakódtak le. A középső-jurában kezdődő szubdukció és azt követő ofiolitobdukció során a terület nagy része alsólemez-helyzetbe került, és kis fokú metamorfózison ment keresztül (Csontos, 1999). A különböző deformációs stílussal jellemezhető „takarós szerkezet” kialakulásának ideje, mikéntje és az elért maximum hőmérséklet azonban mindezidáig nem ismert kellő pontossággal.

A deformáció hőmérsékletének pontosítására a szerves anyag Raman-spektrometriás (Lünsdorf et al., 2017), röntgendiffrakciós és elektronmikroszkopos vizsgálatokat hívtunk segítségül. Vizsgálataink során a Bükk nyugati felében, a Szarvaskői-, és Mónosbéli-takarók valamint a parautochton feltételezett határaitra merőleges szelvényekből, a takarók belsejéből, takaróhatárok nyírózónáiból, valamint antiklinális és szinklinális helyzetben lévő egységekből vettünk mintákat.

A takarók belsejéből származó kőzetek maximum hőmérséklete viszonylag kis tartományon belül mozog (200–260 °C). Ez alapján két lehetséges scenárió merült fel: (1) egy, a takaróképződést követő hőmérsékleti felülbélyegzés okozza a hasonló hőmérsékleteket, (2) a „takarók” különböző deformációs stílusa (tengelysík vs. rétegpárhuzamos palásság) ellenére az egész terület lényegében együtt mozgott.

Az eddigi eredményeink alapján folyamatos hűlés és csökkenő metamorf fok figyelhető meg a

rétegsor(ok)ban felfelé haladva, és az egyes „takaróhatárok” mentén nem érzékelhető jelentős hőmérsékleti ugrás. A nyírózónák a terepi szerkezeti megfigyelések alapján a palásság kialakulása után keletkeztek és kisebb hőmérsékletet mutatnak (~210–240 °C), mint a mellette lévő mellékkőzet, de vetőanyagukban megjelennek átöröklött, idősebb, nagyobb metamorf hőmérsékletű klasztok is (~260 °C). Az üledékes kőzetekbe benyomuló kisebb magmás testek (bazalt, mikrogabbro) hőhatása is kimutatható, de csak a kontaktus közvetlen közelében (<0,5 m).

Az eredmények alapján tehát újra felmerül az a korábban már felvetett scenárió (Pelikán et al., 2005) is, hogy minden kétséget kizáró őslénytani (kor) és metamorf hőmérsékleti különbség hiányában ne minden korábban definiált takaróhatárt értelmezzünk tektonikus határként.

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban.

Irodalomjegyzék

Csontos, L. (1999): Földtani Közlöny, 129 (4), 611–651.

Lünsdorf, N. K., Dunkl, I., Schmidt, B. C., Rantitsch, G. & von Eynatten, H. (2017): Geostandards and Geoanalytical Research 41 (4), 593–612.

Pelikán, P. (szerk.) Less, Gy., Kovács, S., Pentelényi, L., Sásdi, L. (2005): MÁFI, Budapest, 249 p.

HAFNIUM, ÓLOM, RÉZ, STRONCIUM, TÓRIUM, URÁN ÉS VAS IZOTÓPARÁNYAINAK MÉRÉSTECHNIKÁJA

Palcsu László¹, **Kiss** Gabriella¹, **Horváth** Anikó¹, **Újvári** Gábor², **Surányi** Gergely³, **Györkös** Dorottya¹, **Somlyay** Anna⁴, **Vetlányi** Enikő⁵, **Szabó** Csaba⁶, **Sipos** Péter², **Pálfy** József⁴

¹ Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

² Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Budapest

³ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

⁴ ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

⁵ Semmelweis Egyetem, I.sz. Patológiai és Kísérleti Rákkutató Intézet, Budapest

⁶ ELTE, Közettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

A periódusos rendszer elemeinek izotóparányai számtalan hasznos információval bírnak a geokémiában. Gázállapotba nehezen hozható elemek izotóparányának mérése manapság többnyire multikollektoros ICP-MS-sel történik (ICP-MS: indukzív csatolású plazma ionforrású tömegspektrométer). Akár a vizsgálandó anyag nyomeleméről, akár egy fő összetevőjéről van szó, a mintaelőkészítés mindig a mérendő elem kémiai elválasztásával kezdődik (1.



1. ábra – Ioncserélő gyantás kémiai elválasztás (bal kép), valamint a savas bepárlás (jobb kép) felszín alatti vizek stronciumizotóp-arányának méréséhez

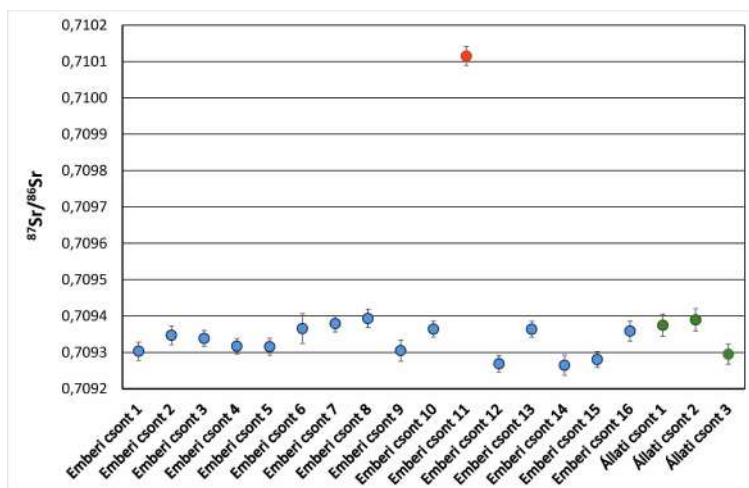
ábra). Így egy olyan monoelemes oldatot kapunk, amiben elimináltuk az adott elem izotópjával azonos tömegszámú egyéb izotópokat. Az oldatot ezután a tömegspektrométerbe eresztjük. Ahány elem, ahány alkalmazás, annyiféle módszer létezik, és annyiféle különböző zavaró tényezőt kell kiküszöbölni, hogy a kellő mérési pontosságot elérjük. Itt a pontosságot tized, sőt, század ezrelékben mérik! Az előadás bemutatja, mit sikerült eddig elérnünk, mióta 2019 elején üzembe helyeztük a Neptune Plus típusú multikollektoros ICP-MS-t. Szó esik a minta bejuttatásáról nedves-, illetve szárazplazma-üzemmódban, a tömegdiszkriminációról, a kalibrációról és a normalizációról, a különböző detektorok érzékenységről és linearitásáról, valamint a felbontról és a bizonytalanságról.

Noha a címben ábecé sorrendben szerepelnek az elemek, először a stroncium izotóparányának a mérését honosítottuk meg a laboratóriumunkban, mivel a ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotóparányának (2. ábra) elemzését több tudományterületen is alkalmazzák. A hidrológiában különböző víztestek keveredésének kimutatására, a geológiában kőzetek eredetének azono-

L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
(⁸² Kr)*	(⁸³ Kr)*	(⁸⁴ Sr) (⁸⁴ Kr)	(⁸⁵ Rb)*	(⁸⁶ Sr) (⁸⁶ Kr)	(⁸⁷ Sr) (⁸⁷ Rb)	(⁸⁸ Sr)	(⁸⁸ Sr ¹ H)	

L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
(¹⁷² Yb)*	(¹⁷⁴ Yb) (¹⁷⁴ Hf)	(¹⁷⁵ Lu)*	(¹⁷⁶ Lu) (¹⁷⁶ Yb)	(¹⁷⁷ Hf)	(¹⁷⁸ Hf)	(¹⁷⁹ Hf)	(¹⁸⁰ Hf)	

2. ábra – A Neptune Plus MC-ICP-MS detektorkiosztása stroncium- és hafnium-izotóparányok mérése esetén. A sárga C jelű detektor a rögzített centrális pozíciójú detektort jelöli. Az L- és H-jelű detektorok a alacsony (low) és a magas tömegszámú (high) pozíciókban elhelyezkedő detektorokat jelölik. A centrális detektorokon kívül minden detektor pozíciója mechanikusan változtatható. A csillaggal jelölt tömegszámú ionokat 10¹³ Ohmos erősítésű Faraday-kollektorok detektálják, míg a többi 10¹¹ Ohmos erősítésűek. Az aláhúzott vegyjelű izotópok alapján történik a tömegdiszkriminációra vonatkozó korrekció. A zárójelben lévő ionokat (tömegszámokat) az oldatban jelenlévő esetleges szennyező hatás vagy hidridképződés korrekciója miatt fontos detektálni



3. ábra – Egy régészeti feltárás során talált emberi csontok, valamint a környéken talált állati csontok $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányai. Látható, hogy az állati csontok és a legtöbb emberi csont izotóparánya nagyon hasonló, míg egyetlen érték teljesen elkülönül (Emberi csont 11.). Ez utóbbi csont tulajdonosa valószínűleg nem az ott élő néppel együtt született és nőtt fel, hanem más vidékről származott, ahol más izotóp-összetételű stroncium épült be a szervezetébe

sítására, a régészetben pedig migrációkutatásra használják (3. ábra). A stronciumizotóp-arány mérésének a hibája 10–30 ppm között van. A stronciumhoz hasonlóan a hafnium $^{176}/^{177}$ izotóparánya használható az ásványok eredetének kiderítésére (pontosság: 5–20 ppm). A két elem méréstechnikája annyiban hasonló, hogy mindkettőnek elegendően sok stabil izotópja van ahhoz, hogy a tömegspektrométerben fellépő tömegdiszkrimináció korrekciójára a saját izotópjait fel lehet használni: stroncium esetén a $^{86}/^{88}$, hafnium esetén pedig a $^{179}/^{177}$ arányt. Mivel a tömegspektrométer egyszerre akár kilenc ionnyaláb intenzitását is méri, ezért lehetőség van a tömegdiszkrimináción túl az azonos tömegszámmal rendelkező „szennyező” elemek által okozott járulék figyelembevételére. Az

alábbi ábra mutatja a stroncium és a hafnium detektorkiosztását (2. ábra).

A tömegdiszkriminációra vonatkozó korrekció nem minden esetben lehetséges, szerencsére nem is feltétlenül szükséges. A tömegdiszkrimináció figyelembevételét nemzetközi, ismert izotópösszetételű standard anyagok gyakori mérésével át lehet hidalni. Ha nagyon pontos mérési eredményt szeretnénk kapni, akkor a tömegdiszkriminációra mindenképpen korrigálni kell. Egy elemnek azonban nem minden esetben van elegendően sok stabil izotópja, hogy a korrekciót elvégezzük. Ilyenkor az adott elemhez kémiaiilag hasonlóan viselkedő, tömegszámában közel helyezkedő, ismert izotóp-összetételű, úgynevezett doppeló anyagot használunk. Az első ilyen alkalmazás a rézizotóparány vizsgálata során jött elő, ahol daganat-, normálszövetek és vér rézizotóparányát

mérjük. Arra vagyunk kíváncsiak, hogyan változik a szövetekben, valamint a vérben lévő réz izotóparánya a daganat növekedése során. Ehhez 0,05% mérési pontosság szükséges. A réz $^{65}/^{63}$ arányának mérésekor azon túl, hogy a nemzetközi referencia rézhez viszonyítunk, először nikkel használtunk, majd pedig áttértünk a sokkal alkalmasabb galliumra, mint doppelásra (4. ábra). Ilyenkor a végső oldathoz adjuk a doppeló anyagot, és mind a vizsgálandó elem, mind a doppeló elem izotópjait mérjük. Ólomizotópok ($^{204},^{206},^{207},^{208}\text{Pb}$) méréséhez tallium ($^{203},^{205}\text{Tl}$)-doppelót alkalmazunk (4. ábra). Jelenleg kerámiamázas ólomizotóp-arányait vizsgáljuk.

Uránizotóp-arányok mérésénél urán a doppeló is. Ebben az esetben mesterséges uránizotópokat

L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
^{63}Cu		^{65}Cu		$(^{67}\text{Zn})^*$	$(^{67}\text{Zn}^1\text{H})^*$	^{69}Ga		^{71}Ga

L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
		^{233}U	$^{234}\text{U}^*$	^{235}U	^{236}U		$^{238}\text{U}^{**}$	

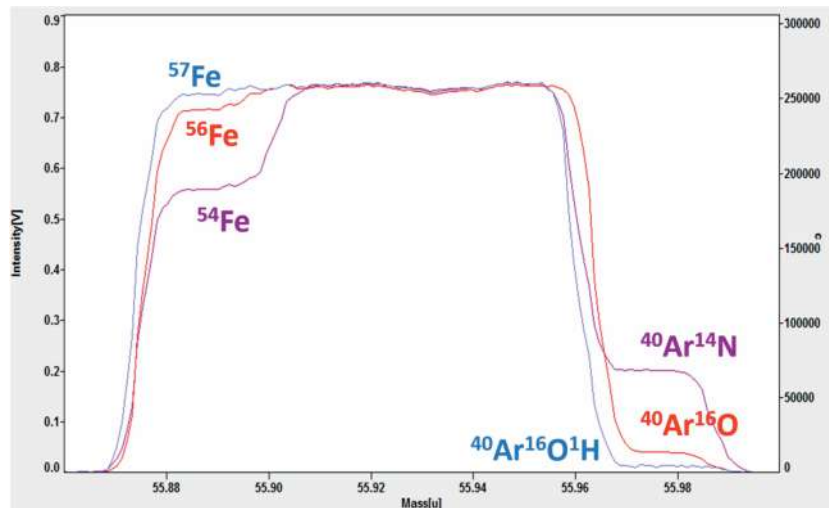
L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
$(^{201}\text{Hg})^*$	$(^{202}\text{Hg})^*$	^{203}Tl	^{204}Pb	^{205}Tl	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$(^{208}\text{Pb}^1\text{H})$

4. ábra – A Neptune Plus MC-ICP-MS detektorkiosztása $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$, nagy pontosságú $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ illetve ólomizotóp-arányok mérésére. A réz doppelásához galliumot, az uránhoz mesterséges kettős spike-ot (^{233}U és ^{236}U), míg az ólomhoz talliumot használunk. A két csillaggal jelölt ^{238}U izotópot 10^{10} Ohmos erősítésű Faraday-kollektorral detektáljuk

használunk. A mesterséges ^{233}U és ^{236}U keverék sztenderd izotóparánya pontosan ismert, így amikor ezt az oldatot összekeverjük a természetes uránizotópokat (^{238}U , ^{235}U , ^{234}U) tartalmazó oldatunkkal, akkor meg tudjuk állapítani a tömegdiszkrimináció mértékét. Sőt, ha a pontosan ismert mennyiségű és izotóparányú mesterséges uránt már a kémiai előkészületek kezdetén hozzáadjuk a mintához, akkor az izotóparányok mérésével pontosan meg tudjuk állapítani nem csak a minta uránizotópjainak arányát, hanem mennyiségét is. Ezáltal elérhető az, hogy két különböző elem két különböző izotópjának arányát meg tudjuk pontosan határozni még akkor is, ha a kémiai

elválasztás során nem ismert veszteségeink vannak. Ez az úgynevezett izotóphígításos elemzés, ahol az ismert mennyiségű és ismert izotóp-összetételű hozzáadott anyag elnevezése a spike. Ez az alapja az urán-tórium-korolásnak is, ahol a $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ arány meghatározásával az adott anyag abszolút kora megadható. Ebben az esetben a tórium spike-ja szintén egy mesterséges izotóp, a ^{229}Th . Tórium-mérésnél a tömegdiszkrimináció mértékére az urán spike méréséből következtetünk. A $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ arány mérésében elérhető bizonytalanság ezrelékes nagyságrendű. Ennél, az elsősorban cseppkövek korolására használt módszernél lényeges a $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ arányának, mint anya- és leányelem arányának pontos meghatározása. Méréstechnikailag azonban célszerű a $^{235}\text{U}/^{234}\text{U}$ arányt meghatározni, feltételezve, hogy a $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ismert és állandó.

Ez utóbbi azonban nem feltétlenül igaz minden esetben: egy piciny, néhány ezrelékes változás létezik. Kainozoos mészköveket vizsgálunk, ahol az urán két fő izotópjának aránya 1%-os változékonyságot mutat,



5. ábra – A vas ionnyalábai (^{54}Fe , ^{56}Fe , ^{57}Fe) és az interferáló molekulaionok által rajzolt tömegspektrum három különböző detektoron nagy felbontás esetén. A mérés a kettős csúcsok bal (alacsony tömegű) platóján történik, ahol már csak a vasionnyalábok jutnak be a detektorba, az argonmolekula-ionok pedig nem

mely tisztán a kémiai folyamatokban fellépő izotópfrakcionáció eredménye. Itt a szükséges analitikai pontosság 0,05‰, melyet a szigorúan betartott kémiai és mérési protokoll, valamint ismert izotóp-összetételű spike (4. ábra) és nemzetközi sztenderd anyag alkalmazásával érünk el (NIST: CRM-112A).

Míg a fentebb említett legtöbb elem mérése alacsony felbontásban is működik (néha a réznél kell magasabb felbontást alkalmazni a nátrium-argid molekulaionok miatt), addig a vas esetén nagy felbontást célszerű használni, ugyanis a vas izotópjainak tömegszáma olyan, hogy mindegyikre esik egy-egy, az ICP ionforrásban képződő molekulaion. A ^{54}Fe az $^{40}\text{Ar}^{14}\text{N}$ -nel, a ^{56}Fe az $^{40}\text{Ar}^{16}\text{O}$ -val, a ^{57}Fe pedig az $^{40}\text{Ar}^{16}\text{O}^1\text{H}$ -val interferál (5. ábra). Ezt az ionnyaláb szűkítésével, azaz nagy felbontással tudjuk elérni, ahol a hasonló tömegű ionokat már meg tudjuk különböztetni egymástól. Így sikerül megvalósítani a talajban képződő vasgöbecsek vasizotóparányainak meghatározását, mellyel a képződési folyamatok mélyére láthatunk.

METASZOMATÓZIS HATÁSA A FELSŐKÖPENY ELEKTROMOS VEZETŐKÉPESSÉGÉRE – ESETTANULMÁNY A NÓGRÁD–GÖMÖRI VULKÁNI TERÜLETEN

Patkó Levente^{1,2}, **Novák Attila**^{2,3}, **Klébesz Rita**^{1,3}, **Liptai Nóra**², **Lange Thomas Pieter**^{1,2,4}, **Molnár Gábor**⁵, **Csontos László**⁶, **Wesztergom Viktor**³, **Kovács István János**^{2,3}, **Szabó Csaba**^{1,3}

¹ ELTE, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Budapest

² MTA CSFK Lendület Pannon Lith₂Oscope Kutatócsoport, CSFK, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

³ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

⁴ Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁵ MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

⁶ MOL Csoport, Kutatás-Termelés Divízió, Budapest

A megfelelően tervezett és kivitelezett mélygeofizikai mérések (pl. magnetotellurikus szondázás) alkalmasság a földköpenyben található geofizikai anomáliák feltérképezésére. Azonban sok esetben a geofizikai anomáliához nem kapcsolódik földtani magyarázat. Annak érdekében, hogy a geofizikai paramétereket megfeleltethessük kőzettani és geokémiai tulajdonságokkal, azonos területről kell rendelkezünk mind a két típusú ismeretről.

A Nógrád–Gömöri vulkáni terület (NGVT) a Kárpát–Pannon régió legészakabbi helyzetű alkáli bazaltos területe, ahol a késő-miocén–pleisztocén korú olvadékok felsőköpeny-xenolitokat szállítottak a felszínre. Az utóbbi évtizedek intenzív xenolitkutatásainak köszönhetően az NGVT felsőköpenyének fejlődéstörténete jól ismert (pl. Szabó és Taylor, 1994; Liptai et al., 2017; Patkó et al., 2020). A jelen kutatás során hosszú periódusidejű magnetotellurikus (MT) szondázást végeztünk Nógrád–Gömör térségében, azzal a céllal, hogy meghatározzuk a felsőköpeny elektromos vezetőképesség-eloszlását. A 14 mérési állomás helyét egy ~50 km-es ÉÉNy–DDK csapású szelvény mentén úgy jelöltük ki, hogy azok a xenolittelelőhelyekhez a lehető legközelebb helyezkedjenek el.

Az adatok kiértékelését követően egy kis elektromos ellenállású (<10 Ωm) anomáliát fedeztünk fel az NGVT központi területén közvetlenül a Moho alatt, 30–60 km mélységben. Ez ugyanaz a terület, ahol 6

lelőhelyről nagy arányban (~20%) gyűjtöttünk wehrlit-xenolitokat. A wehrlitek mafikus olvadék és peridotitos falkőzet kölcsönhatásával keletkezett kőzetek (Patkó et al., 2020). A kőzettani és geokémiai átalakulás és a geofizikai anomália térbeli egybeesése azok kapcsolatát sugallja. Annak érdekében, hogy ellenőrizzük ezt a feltételezést, megbecsültük a wehrlitxenolitok elektromos ellenállását. Az eredmények alapján a wehrliteknek kisebb az elektromos ellenállása (~132 Ωm), a metasztatizálásban nem érintett xenolitokhoz képest (~273 Ωm). A wehrlitxenolitok elektromos ellenállása azonban még mindig nagyobb, mint az MT mérések során kapott érték, így további modellezést végeztünk, hogy az esetlegesen előforduló olvadék hatását megvizsgáljuk. A modellezés feltárta, hogy mindössze ~2–3 térfogat% összefüggő olvadék elégséges ahhoz, hogy az elektromos ellenállás 1 Ωm alá csökkenjen. Ez azt jelzi, hogy a központi NGVT felsőköpenyében még mindig jelen lehet kis mennyiségű olvadék.

Irodalomjegyzék

- Szabó, Cs., Taylor, L. A. (1994): *International Geology Review*, 36 (4), 328–358.
- Liptai, N., Patkó, L., Kovács, I.J., Hidas, K., Pintér, Z., Jeffries, T., Zajacz, Z., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Pearson, N.J., Szabó C. (2017): *Journal of Petrology*, 58 (6), 1107–1144.
- 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): *Geoscience Frontiers*, 11 (3), 943–964.

HOSSZAN SZUNNYADÓ VULKÁNOK REAKTIVÁLÓDÁSÁNAK LEHETSÉGES OKAI – A 157 EZER ÉVES KIS-HARAM LÁVADÓM, CSOMÁD

Pánczél Emese¹, Maurizio Petrelli², Lukács Réka³, Harangi Szabolcs^{1,3}

¹ ELTE, TTK, FFI, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Dipartimento di Fisica e Geologia, Università degli Studi di Perugia, Perugia, Olaszország

³ MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

A hosszan, több 10–100 ezer évig szunnyadó vulkánok különösen nagy veszélyt jelentenek, mert látványlag inaktívak, azonban sokuk alatt olvadéktartalmú magmatározó helyezkedik el, megadva ezzel a lehetőséget arra, hogy a jövőben újra kitörjenek. A székhelyföldi Csomád vulkáni komplexum egyik első, körülbelül 200 ezer év szunnyadási idő után történt kitörése során képződött dácitos lávadóm közétének (Kis-Haram) vizsgálatával hozzá kívánunk járulni a vulkánkitörést előidéző folyamatok jobb megértéséhez.

A vizsgált kristálygazdag dácit 35–40 térfogatszázalékban plagioklász-, amfibol- és biotit-fenokristályokból áll, akcesszóriaként cirkont, apatitot, titanitot és Fe-Ti-oxidokat tartalmaz. Az alapanyag hólyagüreges, perlites kőzetűveg, kevés mikrolittal. A homogén dácitban K-gazdag, főként biotitból, plagioklászból, és hólyagüreges kőzetűvegből felépülő „mafikus” kőzetzárványok, illetve plagioklászból, amfibolból, kevés biotitból és intersticiális kőzetűvegből álló felzikus kristálycsomók különíthetők el. Amfibol-plagioklász termobarometriai számítások (Holland és Blundy, 1994, Mutch et al., 2016) alapján a kristályosodás 2–4 kbar nyomáson és alacsony, 680–750 °C-on történt. A vizsgált kis-harami minták és ásványfázisainak főelem- és nyomelemösszetételei szembetűnő hasonlóságokat mutatnak a hatalmas térfogatú Fish Canyon Tufa (Bachmann et al., 2005) kőzeteivel. Az óriási térfogatkülönb-

séggel szemben a közös vonás a nedves, oxidált mészsalkáli magma.

A csomádi kitörések esetében eddig magas hőmérsékletű, mafikus magma által okozott reaktiválást mutattak ki (Kiss et al., 2014), a Kis-Haram esetében azonban nem fedezhetők fel ennek nyomai. Az alacsony hőmérsékletű, granodioritos összetételű, viszkózus kristálykása rejuvenációjának oka valószínűleg a mafikus magma alárétegződése miatt bekövetkező illók felszabadulásában keresendő, a létrejövő magma ezután gyorsan tört a felszínre.

A kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal a K116528 számú project keretében, és az Innovációs és Technológiai Minisztérium Új Nemzeti Kiválóság Programja (ÚNKP-19-1) támogatja.

Irodalomjegyzék

- Bachmann, O., Dungan, MA., Bussy, F. (2005): Contributions to Mineralogy and Petrology, 149, 338–349.
- Holland, T., Blundy, J. (1994): Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 433–447.
- Kiss, B., Harangi, Sz., Ntaflós, T., Mason, P.R.D., Pál-Molnár, E. (2014): Contributions to Mineralogy and Petrology, 167, p. 986.
- Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tatti, B.C., Cooper, F.J., Brooker, R.A. (2016): Contributions to Mineralogy and Petrology, 171, p. 85.

AZ MBFSZ MIKROMINERALÓGIAI GYŰJTEMÉNYE ÉS FELHASZNÁLÁSI LEHETŐSÉGEI A KERÁMIA-ARCHEOMETRIÁBAN

Péterdi Bálint¹, Szilágyi Veronika², Miklós Dóra Georgina³, Szakmány György³, Józsa Sándor³, Gyuricza György¹

¹ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 1145 Budapest, Columbus utca 17–23.

² Energiatudományi Kutatóközpont

³ ELTE, Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzettan-Geokémiai Tanszék

e-mail: peterdi.balint@mbfsz.gov.hu; peterdi.balint@gmail.com

1. Történeti áttekintés

A Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat mikromineralógiai gyűjteményébe tartozó minták zömét a „Magyarország recens és fosszilis torlatainak kutatása” című program keretében gyűjtötték be 1986 és 1990 között. A minták szeparálása, vizsgálatra előkészítése és közel felének átnézetes vizsgálata már megvalósult a program 1992-es hirtelen leállításáig.

Az ambiciózus kutatási program célul tűzte ki a Kárpát-medence feltöltődéstörténetének megértését. Fontos célként határozták meg egy – Magyarország területére reprezentatív – mikromineralógiai gyűjtemény felállítását, amelyet a katalógus mellett határozási módszertani kézikönyvvel szándékoztak kiegészíteni.

Az előzetes kutatási terv Andrew E. Grosz (USGS) szakmai támogatásával az alábbi vizsgálati területekre összpontosított: Magyarország recens vízfolyásainak és laza üledék feltárásainak anyagvizsgálata (folyózatonyok; építőipari kavics- és homokbányák anyaga a paleogéntől a pleisztocénig); a Duna és a Maros hordalékkúpjainak sekélyfúrásokkal történő feltárása; a rendelkezésre álló mélyfúrások anyagának vizsgálata (Kuti és Sikhegyi, 1985).

A program hat éve alatt a folyók és homokbányák mintázása gyakorlatilag teljes mértékben megtörtént, a hordalékkúpok sekélyfúrásos kutatása 1992-ben előrehaladott állapotban szakadt félbe, azonban a mélyfúrások anyagának vizsgálata még el sem kezdődött (1. ábra). A begyűjtött minták döntő többségének vizsgálatra való előkészítése megtörtént és a vizsgálatok jelentős részét (szedimentológia, a 0,063 mm alatti szemcseméretű frakció nyomelem spektroszkópiai vizsgálata) elvégezték. A mikromineralógiai vizsgálatra előkészített minták közel felének (426 minta) kombinált vizsgálatosor

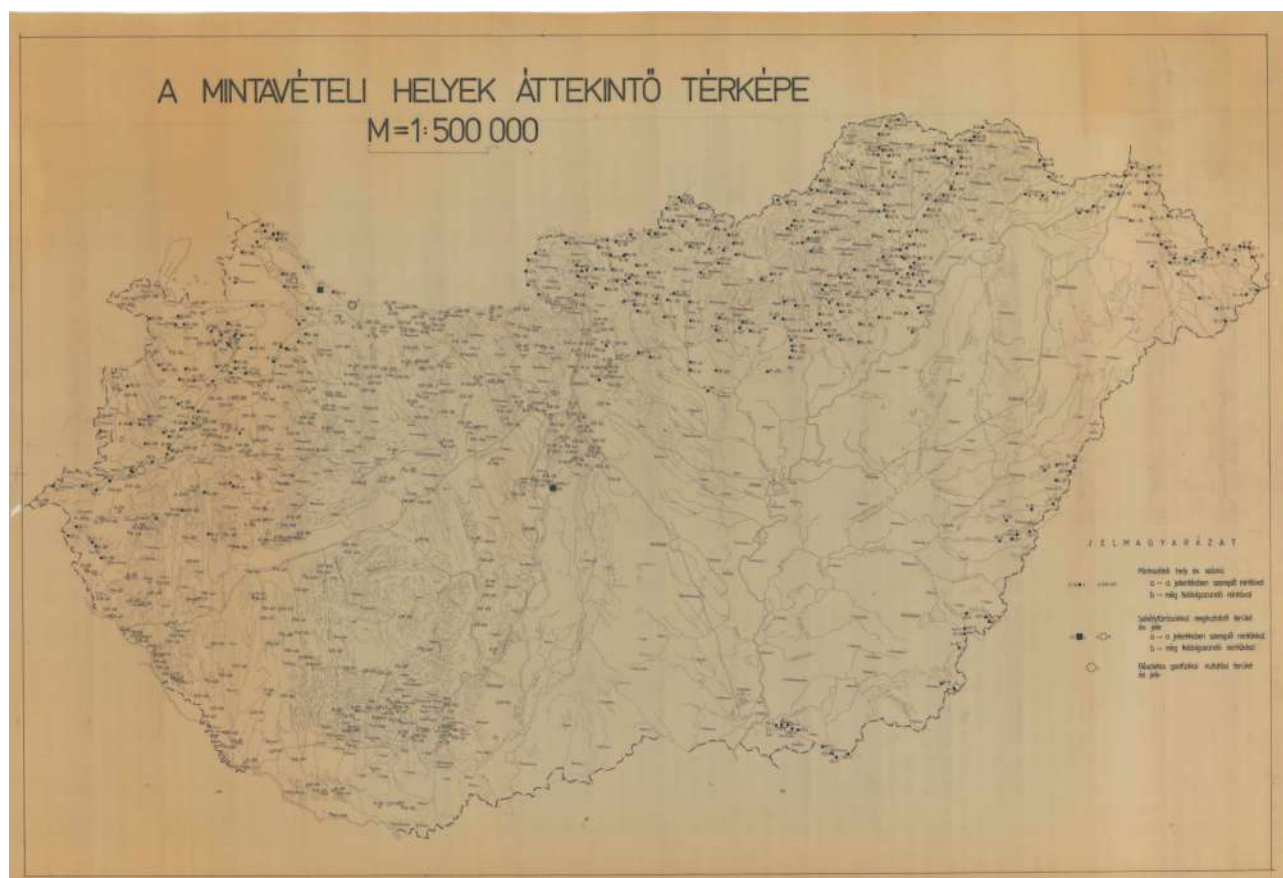
elemzése (a mágneses frakciók összetételének területbecslésen alapuló meghatározása, egyes kiválasztott együttesek polarizációs mikroszkópos, illetve elektronmikroszkopos vizsgálata) történt meg.

A program hirtelen leállítása miatt az eredmények összegyűjtése elmaradt, a különböző kutatócsoportoknál elkészült kézíratos anyagok jelentős része (0,063 mm alatti szemcsetartomány spektroszkópiai vizsgálatának eredményei, szedimentológiai vizsgálatok eredményei, terepi jegyzőkönyvek nagy része) elveszett. A mikromineralógiai gyűjtemény mintái együtt maradtak ugyan, de a hozzájuk tartozó dokumentáció nélkül a gyűjtemény értékelhetetlenné vált. Egyedül a mintavételi helyeket feltüntető 1:500 000-es méretarányú térkép egyetlen példánya maradt meg (1. ábra).

2016-ban egy szerencsés véletlen folytán megkerültek a program terepi jegyzőkönyvei az összes felszíni mintavételi hely és minta leírásával, valamint a mintavételi helyeket ábrázoló terepi vázlatrajzok nagy része. Az információ birtokában – és az MBFSZ jelentős anyagi és munkaidő ráfordításával – lehetővé vált a rendkívül sérülékeny formában (főként vékony „cukorkás” papírzacskókban) tárolt mintaállomány megmentése: a további állapotromlást megakadályozó és gyors visszakereshetőséget biztosító szakszerű tárolás és nyilvántartás.

2. A Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat mikromineralógiai gyűjteménye

Az MBFSZ mikromineralógiai gyűjteményének mintavételi területe egész Magyarországot lefedi: jelenleg 863 mintavételi pontról származó felszíni és felszínközeli laza üledék nehézasvány-szeparátu-



1. ábra – Mintavételi helyek térképe (1:500 000)

mait tartalmazza. A mintavételi pontok 754 lelőhely között oszlanak meg: 510 bányá (homok- és kavicsbányák, a bányászott nyersanyag földtani kora miocéntől holocénig terjed); 145 recens folyózatony; 99 sekélyfúrás (folyóvízi hordalékkúpok pleisztocén üledékei). Egyes lelőhelyeken több mintavétel is történt: pl. homokbányák által feltárt különböző rétegekből, vagy egy-egy zátony különböző pontjairól. A későbbi minta-előkészítés során azonban általában lelőhelyenként csak egy-egy mintát dolgoztak fel, csak néhány lelőhely esetében vizsgáltak több mintát. A mintavétel során egy-egy ponton 10–100 kg közötti üledéket gyűjtöttek be (a terepi minta mennyisége arányos a minta szemcseméretével), kivételt képeznek természetesen a sekélyfúrások. A hatalmas mintamennyiség kezeléséhez speciális minta-előkészítő folyamatsort – szitálás, mágneses szeparálás és nehézásvány-leválasztás – alkalmaztak. Végeredményül a minták 0,063–0,5 mm közötti szemcseméretű frakciójából 5 vagy 6 frakciót alakítottak ki, amelyeket betűkkel jelöltek. A különböző frakciókban jellemzően más és más ásványok dúsultak. Ferromágneses frakció („A”): gyakorlatilag magnetit. Paramágneses frakciók: („B”): ilmenit, hipersztén stb.; („C”): gránátok, a piroxének nagy része, magmás eredetű amfibolok stb.; („D”): meta-

morf eredetű amfibolok, epidotcsoporthoz, sztauroilit stb. A diamágneses frakciót (cirkon, kianit, termésásvány stb.) a reziduális könnyű ásványoktól (kvarc, földpátok stb.) bromoformos leválasztással tisztították meg. Az így kapott utolsó frakció az „E” (Központi Bányászati Fejlesztési Intézetben előkészített minták) vagy „F” (Miskolci Egyetemen előkészített minták) jelölést kapta. Egyes ásványfajok változó vastartalmuktól függően több paramágneses frakcióban is jelen lehetnek (Molnár, 1986; Gyuricza, 1987).

A jelenlegi mikromineralógiai gyűjtemény – amely a Szolgálat Ásványtan–Teleptani gyűjteményének részét képezi – 4326 egyedileg leltározott tételből (mintát tartalmazó, jól záródó csavaros műanyag kupakkal ellátott üvegcsőből, illetve nagyobb anyagmennyiség esetén befőttesüvegből) áll (2. ábra).

A leltárkönyv (amely digitális adatbázis formájában is elérhető, kereshető) nemcsak a lelőhelyre vonatkozó szokásos adatokat – településnév, pontosabb helymeghatározás (pl. homokbánya elhelyezkedése, feltárás helyzete a bányán belül, mintázott réteg elhelyezkedése, sekélyfúrás mintázott méterköze stb.) tartalmazza. Az adatbázisba bekerültek az eredeti lelőhelyjelek, mintajelek, a



2. ábra – Egy minta 5 frakciója a jelenlegi gyűjteményben.

mintázott üledék jellege (pl. aprókavicsos homok, finomhomokos kőzetliszt stb.) és a minta-előkészítés során előállított frakciók eredetileg bemért tömege is.

3. A gyűjtemény kerámiaarcheometriai szempontú felhasználásának lehetőségei

Bár a gyűjtemény felállításának, illetve az egykori kutatási programnak hivatalosan nyersanyagkutatás, e mellett elsősorban földtani (szedimentológiai, fejlődéstörténeti) ismeretek megszerzése volt a célja, az újraindult feldolgozásnak köszönhetően a folyamatosan bővülő mikromineralógiai vizsgálati eredmények jól hasznosíthatók lehetnek a kerámiaarcheometriai kutatásokban is.

A kerámia-archeometria egyik fontos kérdése ugyanis az úgynevezett nem plasztikus elegyrészek nyersanyagának forrása. Ezek az agyagnál nagyobb szemcseméretű elegyrészek egyrészt a kerámiaakészítés során felhasznált agyagos üledékben természetesen jelen lévő szemcsék, másrészt a tudatosan a nyersanyaghoz adagolt soványítóanyag szemcséi is lehetnek. Soványítóanyagként gyakran használtak különböző szemcseméretű homokot-kőzetlisztet, amelyet beszerezhettek recens folyóvízi üledékből, de akár idősebb földtani korú homokos-kőzetlisztes üledékekből, természetes feltárásokból is.

A nehézasványok ellenállók a kerámiaakészítés során fellépő fizikai változásokkal (pl. égetéssel) szemben, ezért őrzik a készítéshez használt nyersanyagok nehézasványspektrumát. A régészeti leletként előkerült kerámiák anyagának nehéz-

ásvány-tartalma származhat a soványítóanyagból, de utalhat a készítéshez használt plasztikus nyersagyagra is, sőt bizonyítékkal szolgálhat a különböző agyagos nyersanyagok tudatos keverésére is.

A régészeti kerámiák nehézasvány-tartalmának ismerete ezért fontos eszköz lehet a felhasznált nyersanyagok azonosításában – amennyiben megismerjük a potenciális nyersanyagok, illetve nyersanyagot szolgáltató területek jellemző nehézasványspektrumát, amivel összevethető a kerámia nehézasványösszetétele. Ez általában egy adott területre reprezentatív mintagyűjtést, nehézasvány-szeperálást és több tucat, vagy akár még több nehézasvány-preparátum gondos vizsgálatát jelenti (Obbágy et al., 2014; Józsa et al., 2016a, 2016b). Ezt a rendkívül munka-, idő- és erőforrás-igényes feladatot jelentősen leegyszerűsíti, meggyorsítja és nem utolsósorban olcsóbbá teszi egy jól dokumentált nehézasvány-gyűjtemény, és a hozzá kapcsolódó, már elvégzett nehézasvány-vizsgálatok eredményeinek felhasználása.

A Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat mikromineralógiai gyűjteménye ezért jelentős segítséget tud nyújtani a magyarországi – sőt talán a kárpát-medencei – régészeti ásatásokon előkerült kerámialeletek nyersanyagának származását kutató szakembereknek is, elsősorban egy-egy jól körülhatárolható terület (pl. egy kisebb folyó vízgyűjtőterülete) jellemző nehézasvány-társulásainak megismerése révén.

Köszönettel tartozunk az NKFIH (OTKA) K 131814 sz. pályázatának.

Irodalomjegyzék

- Gyuricza, Gy. (1987): Kézirat. Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, T 14105, 11 p.
- Józsa, S., Szakmány, Gy., Obbágy, G., Bendő, Zs., Taubald, H. (2016a): Archeometriai Műhely / Archaeometry Workshop, XIII (2), 95–130.
- Józsa, S., Szakmány, Gy., Obbágy, G., Kürthy, D. (2016b): Archeometriai Műhely / Archaeometry Workshop, XIII (3), 173–190.
- Kuti, L., Síkhegyi, F. 1985: Kézirat. Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, T 19599, 6 p.
- Molnár, P. 1986: Kézirat. Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, T 14090, 16 p.
- Obbágy, G., Józsa, S., Szakmány, Gy., Bendő, Zs., Bezecsky, T. 2014: Gesta, XIII, 39–58.

CONDITIONING OF BORIC ACID ENRICHED IN BORON-10 BY CEMENTITIOUS MATRIX

Rostamiparsa, Mojtaba¹, Szabó-Krausz, Zsuzsanna^{1,2}, Fábián, Margit³, Falus, György⁴, Tolnai, István³, Völgyesi, Péter³

¹ Lithosphere Fluid Research Lab, Department of Petrology and Geochemistry, ELTE

² MTA Premium Postdoctorate Research Program

³ Center for Energy Research

⁴ Mining and Geological Survey of Hungary

After decades in applying boric acid with natural isotopic abundance (natural boric acid, NBA) as a suitable neutron absorber, some nuclear power plants have started to use boric acid enriched in B-10 (enriched boric acid, EBA) to increase the control ability of the reactor and also to decrease the amount of liquid waste production. There are long years of research behind for solidifying NBA by cement for radioactive waste storage purposes (Davraz, 2010). However, the effect of EBA in the cementitious matrix or the durability of the waste have not been studied or at least have not been published so far.

Nevertheless, the high relative mass difference between the two boron stable isotopes (B-10 and B-11) can cause the formation of different form of boron species in the liquid phase and subsequently different solid phases during the interaction with cement (Tomascak et al., 2016). This may lead to a different durability of the cementitious matrix which contain EBA vs. NBA, while the durability of the waste-forms is the most significant index to ensure the safe disposal of radioactive wastes (Sun et al., 2010).

In this ongoing study, firstly, the formation of different boron species in imaginary industrial conditions is assessed and then the fixation of these species in different hydrated phases of Ordinary Portland Cement (OPC) is studied; secondly, the leachability (ASTM C1308-08) of boron isotopes

from cementitious matrix was selected as an index for the durability of waste-forms and its geochemical background will be examined using ICP-OES, XRD, SEM-EDX and Raman-spectroscopy. Geochemical modelling of the experiments will be done via PHREEQC code, which should support our understanding of the different geochemical behaviour of NBA and EBA.

Based on the theoretical study and preliminary experimental results, two products of OPC, ettringite and inyoite are the main phases which are the hosts for boron isotopes. On other hand, a significant difference in leachability of boron from the cementitious matrix is expected when EBA is used instead of NBA.

References

- ASTM C1308-08 (2017), Standard Test Method for Accelerated Leach Test for Diffusive Releases from Solidified Waste and a Computer Program to Model Diffusive, Fractional Leaching from Cylindrical Waste Forms, ASTM International, West Conshohocken, PA, 2017, www.astm.org
- Davraz, M. (2010): Science and Engineering of Composite Materials, 17 (1), 1–17. <https://doi.org/10.1515/secm.2010.17.1.1>
- Sun, Q., & Wang, J. (2010): Nuclear Engineering and Design, 240 (10), 3660–3664. <https://doi.org/10.1016/j.nucengdes.2010.07.018>
- Tomascak, P. B., Magna, T., Dohmen, R. (2016): Advances in Isotope Geochemistry. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-01430-2>

EGY BIMODÁLIS LÁVADÓMKOMPLEXUM LITOFÁ- CIESEI ÉS ÖSFÖLDRAJZI KAPCSOLATAI A SOM- HEGYEN (PÁLHÁZA, TOKAJI-HEGYSÉG)

Sipos Péter¹, Szepesi János^{2,3}, Szemerédi Máté^{1,2}, Soós Ildikó², Németh Bianka¹, Harangi Szabolcs^{2,4},
Lukács Réka², Pál-Molnár Elemér^{1,2}

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai
Kutatócsoport, Szeged

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁴ ELTE, Kőzet-Geokémiai Tanszék, Budapest

1. Bevezetés

A magyarországi perlitbányászat és -feldolgozás szempontjából a pálházi Som-hegy a Tokaji-hegység egyik legrészletesebben tanulmányozott objektuma. A Som-hegy É-i lábánál a Gyöngykő-hegyi kibúvás 6–8 m magas, öt- és hatszögű oszlopos perlitjeit részletesen először Liffa Aurél (1953) írta le. A kutatás sikere nyomán 1958-ban nyílt meg az ország első perlitbányája, amelyet jelenleg is termelnek. A művelést több fázisban mélyfúrásos teleptani kutatások kísérték (Sántha, 1966; Mátyás és Sántha, 1975; Zelenka, Földessy 2006). Több mint 100 kutatófúrást mélyítettek, amelyek a fekvő változó mélységben elérve rajzolták meg a koherens és breccsás perlitváltozatok térbeli kiterjedését. A kutatások anyagának vulkanológiai szempontú értelmezése Zelenka Tibor nevéhez fűződik, akinek több évtizedes kutatásai fontos megállapításokkal járultak hozzá a perlitestek kifejlődésének megismeréséhez (Zelenka 2001, 2013). Az üledékes összetételbe nyomult láva kontakt jelenségeinek leírása és értelmezése Németh Károly (Németh et al., 2008) nevéhez fűződik. Ezek mellett a Som-hegy rétegsorának egyéb képződményei kevesebb figyelmet kaptak. Így a fekvő andezitbánya melletti feltárásait, valamint a fedőösszlet piroklasztit- és lávaképződményeinek kifejlődési sajátosságait nem értelmezték. 2019–2020 folyamán írtuk le újra a mélyfúrás dokumentáció és a környező feltárások rétegsorait (Sipos, 2020). Ebben a leírásban a perlit fekvő és fedő képződményeinek vázlatos értelmezésére koncentrálnunk, így a faunás agyagmárga és a korábban értelmezett hialoklasztit képződményi és peperites kontakt jelenségeit (Németh et al., 2008) részletesen nem vizsgáltuk.

2. Fekü képződmények

A miocén ($13,64 \pm 0,46$ millió éves; Németh et al., 2008) szubmarin perlites lávadómkomplexum fekvő képződményei a bánya területén a keleti fal vető-

zónáját és néhány nagyobb blokkot leszámítva csak fúrásban dokumentáltak. A vulkanotektonikai sajátosságoknak köszönhetően azonban a Som-hegy északkeleti oldalán húzódó szurdokvölgyben nagy vastagságban (130 m) tanulmányozhatók.

2.1. Riolittufa

Leírás: A szurdokvölgy, és így a teljes komplexum legmélyebb helyzetű litofáciése a horzsaköves lapillitufa (HLT1, 1. ábra). A képződmény 225–230 m tszf. magasságban tárol fel, amelyet monolitikus andezitbreccsa (MAB) lecsúszott blokkjai szakítanak meg a völgy oldalában. A szint mintegy 250 méteres tszf. magasságig követhető (1. ábra). Mivel a fúrások nem érték el a fekvőjét, a feltárások alapján becsült vastagsága mintegy 20–25 m. A lapillitufa finom (üveg- és kristálytörmelék) frakcióban gazdag, gyakran rétegzett (2. ábra), a rétegekben dúsuló horzsakövek mérete 2–5 mm. Többnyire pados megjelenésű (<40 cm), de fölfelé a padok mérete csökken (15–20 cm). Keresztrétegzés nem jellemző, de a lerakódással közel egyidejű deformációra utaló szalagok/sávok is megfigyelhetők.



1. ábra – A perlit fekvő képződményei: lapillitufa és rátelepülő monolitikus andezitbreccsa a szurdokvölgyben



2. ábra – A feküben megjelenő horzsaköves lapillitufa a perlitbánya melletti szurdokvölgyben

Értelmezés: Az uralkodó szemcseméret és rétegzettség hullott piroklasztitra utal. A meglehetősen nagy mennyiségű hamufrakció, az összesülés hiánya disztális, kürtőtől távolabbi kihullási zónát jelez. A rétegzésben észlelt zavarok és a horzsakő dúsulási szintek vízben történő szedimentációt valószínűsítene.

2.2. Andezit

Leírás: Az andezites összlet domináns litofáciése a monolitikus szürke, zöldesszürke andezitbreccsa (MAB, 1. ábra) és koherens andezit (3. ábra). Észlelési pontjai között jelentős magasságkülönbség dokumentálható. A völgyben a lapillitufa fölött 240–280 m közötti magasságban jelenik meg. A bánya keleti oldalán lévő vetőzónában magassága 220–230 m közötti A Pálháza–2 fúrás (272 m tszf.) 144 és 200 méter mélységközben harántolta és abban is állt meg. Ezek alapján vastagsága meghaladhatja az 50 métert. A breccsa jellemzően szemcsevázú, a kötőanyag aránya mintegy 15–20%. A magasabb szinteken (és a bányában) a mátrixtartalom erősen növekszik, a kisebb szögletes blokkok



3. ábra – A perlit feküjében megjelenő koherens, oszlopos elválású részlet az andezit hialoklasztitban (szurdokvölgy)

átmérője 25–40 cm, a nagyobbaké meghaladja az 1 m-t. A tömeges megjelenésű breccsában koherens andezitlávapadok jelennek meg, vastagságuk általában néhány dm. Látványosabbak a néhány méter vastagságú, fokozatosan breccsába átmenő oszlopos (átmérője 20–30 cm) elválású részletek (3. ábra). A fúrásdokumentáció tanulsága szerint a MAB-ot egy kevert tufitos szint fedi, azonban ezt terepen nem azonosítottuk. Az andezitklasztok és -láva alapanyaga gyakran hólyagos. Jellegzetessége, hogy a nagy mennyiségű plagioklász mellett (20%) azonos arányban piroxén és amfibol is megjelenik.

Értelmezés: A mélység- és vastagságadatok egy tektonikusan szétdarabolt képződményt mutatnak, amely esetében a bánya tengelye és a felszíni előfordulások között mért elvetés a 100 métert is meghaladhatja. Az összleten belül a koherens és breccsás részletek ilyen léptékű váltakozása intenzív hűtőhatásra bekövetkezett fragmentációs folyamatokra utal. A mátrixtartalom növekedése az összlet felső részében már áthalmozást jelez. Az értelmezéshez jó analógiát nyújt a spanyolországi Cabo de Gata rétegsora (Soriano et al., 2012). Hialoklasztizálódott andezittesteket korábban a Füzérkajata–2 fúrásban dokumentáltak (533,0–550,2 m, illetve 570,0–683,0 m; Gyarmati és Szepesi 2007), de felszíni kifejlődés nem volt ismert.

2.3. Perlitek

Leírás: A bányaműveléssel feltárt központi perlitösszlet döntően szintén koherens és breccsás litofációk tagolható. A koherens, oszlopos testek átmérője 20–50 méter között változik. Az oszlopok gyakran hajlottak, ívesek, átmérőjük 0,2–1 m közötti. A breccsák a koherens testek környezetében monolitikusak, ettől távolodva egyre több idegen klaszt (agyag, andezit, dácit, riolit) keveredhet hozzá. Az agyagmárgába nyomult zónák esetében szediment-láva keveredési kontakt jelenségek dokumentálhatók.

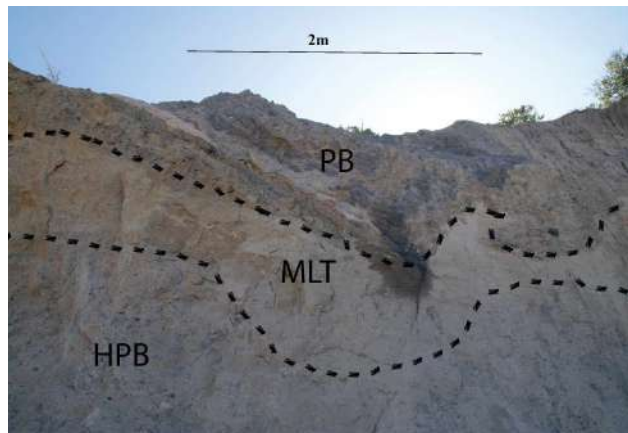
Értelmezés: A műrevaló perlitek egy szubmarin lávadómkomplexum változó mértékben fragmentálódott egységeit képviselik (Németh et al., 2008; Zelenka, 2013), ahol típusos autobreccsák mellett, hialoklasztitok (elsődleges és áthalmozott), valamint peperitjellegű kontakt jelenségek dokumentálhatók.

3. Fedőképződmények

3.1. Horzsaköves lapillitufa

Leírás: A perlitbreccsa összlet (elsődleges és áthalmozott) egyenetlen felszínére kb. 260 m tszf. magasságban 5–6 méter vastag, osztályozatlan, mátrix-

gazdag horzsaköves lapillitufa települ (MLT). A keleti oldalon még 3–4 m vastagságú képződmény jelentősen elvékonyodhat (15–20 cm, 4. ábra). Mát- rixa (kőzet-, üveg- és kristálytörmelék) teljesen réteg- zetlen. A szögletes – változó mértékben lekerekített – litikus alkotórészek (perlit, riolit) átlagos szem- csemérete 1–7 cm.

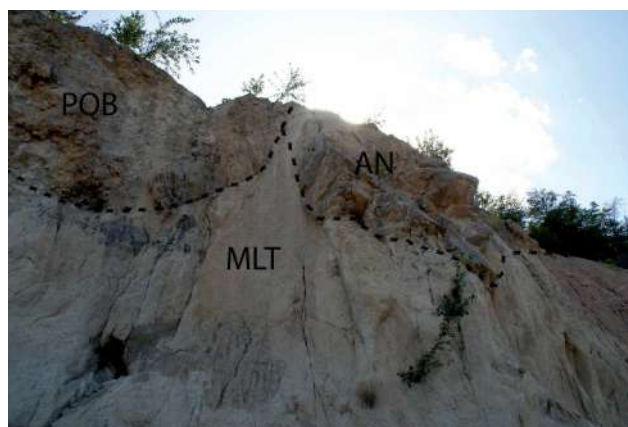


4. ábra – A perlit fedőképződményei: horzsás perlitbreccsa (HPB), a masszív lapillitufa (MLT) és perlitbreccsa egymásra települése, perlit- bányá 5. szint

Értelmezés: Az egység a Hegyközben széles kör- ben elterjedt szarmata lapillitufa déli elterjedési területét képviseli. Kifejlődése horzsakő és hamuár üledékre utal (ignimbrit), amely valószínűleg száraz- földi térszínen halmozódott fel. A litoklasztok egy részét a piroklasztár ragadta magával a perlitbrecc- sa felszínéről, amelyhez további kürtőfalról szár- mazó vagy juvenilis fragmentumok társulnak (McPhie et al., 1993).

3.2. Perlitbreccsa

Leírás: A lapillitufára egy szemcsevázú perlitbreccsa települ (4. ábra). Vertikális kiterjedése a fejtési vi-



5. ábra – A perlit fedőképződményei: masszív lapillitufa (MLT), polimikt breccsa (POB), és egy nagyobb andezit (An) blokk érintkezése a bányá 6. szintjén

szonyok miatt nem állapítható meg, de a 3–4 métert általánosan meghaladja. A perlitklasztok átlagos szemcsemérete 20–50 cm, a legnagyobb megha- ladják a métert (de 3 m-es perlitblokk is előfordul). A rosszul osztályozott blokkosan feldarabolódott össz- let fölfelé egyre koherensebbé válik (keleti oldal). Nyugat felé haladva azonban már polimikt brecc- csajelleg dominál (5. ábra). A klasztok alapanyaga tömör (perlites) és horzsás üveg.

Értelmezés: A kőzetanyag szöveti jellege savanyú lávadómeredetre utal. A Som-hegy tetőszintjét alkotó újabb lávadóm épülése a breccsás, üveges dóm- szegély gravitációs áthalmazásával járt együtt, amely az ignimbrit felszínén és eróziós mélyedéseiben terült szét. Jellemét tekintve a lávaár gravitációsan átmozga- tott szegélyfáciésekként értelmezhető.

3.3. Andezit

Leírás: Az 5. szint tetején vékonypados-lemezes elválású andezitet azonosítottunk. A 6. szinten egy a lapillitufába ékelődő nagyobb méretű szögletes blokk (~3 m, 5. ábra) is megjelent. A porfiros szö- vetű andezit mikro-holokristályos alapanyagban (50%) dominál a több mérettartományban megjele- nő ortopiroxén (30%, 100–1000 µm), illetve a plagio- klász (17% mérete 100–1000 µm).

Értelmezés: Az andezitnek a fekü és fedő összlet- ben történő megjelenése egyidejű bimodális (an- dezites és riolitos) vulkáni működést igazol. A koráb- bi dokumentációk fiatal andezitdájkokat említene- k (Zelenka és Földessy, 2006), de a dokumentált ver- tikális kiterjedés ezt nem erősíti meg. A lemezes elválás viszont a kis méretű lávatest intenzív hűlését jelzi. Az eltérő méretű ásványegyüttesek több fázisú kristályosodási folyamatot rögzítenek.

4. Diszkusszió és konklúzió

A korábbi teleptani vulkanológiai vizsgálatok rész- letesen dokumentálták és értelmezték a som- hegyi perlites összlet kifejlődési sajátosságait. Rögzítették a mintegy 0,5 km²-nyi területű riolitos komplexum vetőkkel határolt jellegét (Zelenka és Földessy, 2006), amely az andezites breccsák elhelyezkedése alapján mintegy 100 m-es elmoz- dulást jelöl.

A fekü és fedő képződményeinek vizsgálata megerősíti a vulkanizmus egyidejű bimodális jel- legét, amely felső részében az andezitek alárendelt- té válnak. A kifejlődési sajátosságok alapján a rioli- tos és andezites vulkáni működés is szubmarin körülmények között kezdődött. Ezt az alsó tufaszint vizes közegben történő leülepedése mellett a breccs- sás és koherens kőzettestek (andezit és riolit

egyaránt) fragmentációs és áthalmozási folyamatai is megerősítik. Hialoklasztit jellegű piroxénandezit feltárása korábban nem volt ismert, így ez a Füzér-kajatai Andezit első dokumentált felszíni előfordulása. Hasonló képződményeket Spanyolországban a Cabo de Gata formációban írtak le (Soriano et al., 2012) A perlittesek hialoklaszt és autobreccsa jellegű fragmentációja, a peperites kontakt jelenségek szintén rögzítik a szubmarin környezet további fennállását. A fedő képződmények kifejlődése azonban öskörnyezeti változást jelez. A perlitek fedőjeként újabb tufaszint (immár szárazföldi) jelenik meg. Ez a regionális analógiák alapján már az ún. hegyközi tufa (Szerencsi Rioltit-tufa Formáció) rétegsorát képviseli. A szárazföldi jelleget erősíti a tufára települő perlitbreccsa, amely nem mutat hialoklasztit-jellegű fragmentációt.

Ezek alapján a Som-hegy rétegsora a badeniből a szarmatába átnyúló vulkáni eseménysort rögzít. A perlitek és a fedő képződmények közötti vulkáni szünet regresszióval járt együtt. Így a hegyközi tufa itteni kifejlődése és a rétegsort záró rioltos lávák már szárazföldi környezetben képződhettek. A vulkanizmus folyamatos bimodális jellegének petrogenetikai vizsgálata fontos lehet a magmatározó fejlődési viszonyainak megértésében.

A kutatás a Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Hivatal FK131869 valamint az Európai Regionális Fejlesztési Alap GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatainak támogatásával valósult meg. Köszönetünket fejezzük ki a PERLIT-92 munkatársainak a terepbejárásban és mintavételezésben nyújtott segítségükért.

Irodalomjegyzék

- Gyarmati P., Szepesi J. (2007): In: A Zempléni Tájvédelmi körzet, Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, 15–44.
- Liffa A., 1953 MÁFI Évi jelentés 1951. évről, 31–45.
- Sántha P (1966): Kézirat
- Mátyás E., Sántha P. (1975): Kézirat. MGSZ Adattár T. 5187
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993): A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks. University of Tasmania, 1–196.
- Németh, K., Pécskay Z., Martin, U., Gméling, K., Molnár, F., Cronin, S.J. (2008): Geological Society, London, Special Publications 302., 63–86.
- Sipos P. (2020): Kézirat, Msc diplomamunka, Szegedi Egyetem, 80 p.
- Soriano, C., Riggs, N., Giordano, G., Porecca, M., Contocelli, S. (2012): Journal of Volcanology and Geothermal Research 231–232, 72–86.
- Zelenka T. (2001): Miskolci Egyetem Közleménye A sorozat. Bányászat, 60, 55–70.
- Zelenka, T. (2013): European Geologist 36, 19–21.
- Zelenka T., Földessy J. (2006): Kézirat, Miskolci Egyetem, Földtan-Teleptani Tanszék.

RETROGRÁD FLUIDUMOK VIZSGÁLATA A CABO ORTEGAL KOMPLEXUM ULTRABÁZISOS KŐZETEIBEN

Spránitz Tamás^{1*}, Berkesi Márta¹, Szabó Csaba¹

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

*e-mail: spratom.elte@gmail.com

Az exhumálódott nagynyomású metamorf terrénmok, úgy, mint a spanyolországi Cabo Ortegal Komplexum (COK) kőzetei közvetlen bizonyítékokkal szolgálnak a szubdukciós környezetben zajló fluidum-kőzet kölcsönhatásokról. A COK litoszféraköpeny-eredetű és piroxeniterekben gazdag peridotit egysége a szupraszubdukciós helyzetből delaminálódott és nyomult be a variszkuszi szubdukciós csatornába, ahol nagy hőmérsékletű deformációval kísérve asszociálódott az eklogitos és granulitos kőzetegységekkel (Ábalos et al., 2003). Ennek során az ultrabázisos egység HP-HT metamorf felülbélyegzést kapott, majd a szubdukciós-exhumációs folyamatok során amfibolosodott, serpentinisedett és a felszínre emelkedett (Tilhac et al., 2016). Munkánk célja a másodlagos fluidumzárványok tanulmányozásával a retrográd reakciók és a serpentinisedés során, a szubdukciós környezetben kulcsfontosságú szerepet játszó fluidumok megismerése. Vizsgálataink fókuszában a COK két fő köpenyegységéből (Herbeira- és Limo-masszívum) származó piroxenitiek állnak, melyek eltérő mértékben mutatják az amfibolosodás és serpentinisedés nyomait. A fluidumzárvány petrográfiai, mikrotermometriai és Raman-spektroszkópos vizsgálatok alapján a klinopiroxén, az amfibol és a gránát több, a serpentinisedést megelőző és azzal egyidejűleg csapdázódott másodlagos zárványtípust tartalmaz. Több mint három másodlagos zárványtípus csapdázódása a serpentin (antigorit)-erek képződésénél korábbra tehető. Ezek a zárványok 1–8 μm -esek, hosszúkás, negatívkristály-alakúak. Keresztezett nikollokkal vizsgálva magas interferenciaszínű szilárd fázis(oka)t tartalmaznak, azonban ennek pontos azonosítása, többféle szilárd fázis esetén ezek

elkülönítése a mikronos-szubmikronos méret miatt optikai vizsgálatokkal nem lehetséges. A Raman-spektroszkópos pontelemzések rámutattak arra, hogy Ca-Mg-karbonátokból és illó komponensekből (CH_4 és N_2) épülnek fel. A Raman-térképezés alapján a karbonátfázis a zárványok térfogatának több mint 50–60 térf%-nak becsülhető. A metán és nitrogén relatív mennyisége zárványtípusokon belül állandó, azonban a típusok között a két illókomponens aránya eltérő (CH_4 10–85 mol%, N_2 15–90 mol%). A szöveti bizonyítékok szerint mindezekon felül a leggyakrabban előforduló, legkésőbbi zárványtípus a serpentinerekhez kapcsolódik. Ezekre a zárványokra a szabálytalan, zegzugos alak és a változó méret jellemző (1–40 μm). A fluidumzárványok szobahőmérsékleten kétfázisúak, a folyadékfázist víz, a gázfázist metán alkotja.

Vizsgálataink alapján a COK retrográd metamorf fejlődésének több epizódját kísérhette intenzív fluidum-kölcsönhatás. Mindemellett a metángazdag vi-
zes fluidumzárványok közvetlen bizonyítékai a szubdukciós csatornában zajlott serpentinisedésért felelős fluidumnak.

Jelen kutatómunka az Információs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-19-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának szakmai támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Ábalos, B., Puellas, P., Gil Ibarguchi, J.I. (2003): *Tectonics*, 22, 1–21.
- Tilhac, R., Ceuleneer, G., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Benoit, M., Henry, H., Girardieau, J., Grégoire, M. (2016): *Journal of Petrology*, 57, 1921–1954.

A GEOKÉMIAI ÉS REAKTÍVTRANSPORT-MODELLEZÉSBEN REJLŐ LEHETŐSÉGEK

Szabó-Krausz Zsuzsanna^{1,2}, Falus György³

¹ Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Közettani és Geokémiai Tsz., Eötvös Loránd Tudományegyetem

² MTA Prémium posztdoktori kutatói program

³ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat

Geokémiai modellezéssel ásványos vagy akár amorf fázisok oldódását, kiválását, a pórusoldat kémiai összetételét és e folyamatok időbeliségét lehet szimulálni. Mind „batch”, mind reaktívtransport-modellek felállíthatóak, attól függően, hogy a pórusfluidumok áramlása fontos tényező-e kérdésünk megválaszolásában. A modellező további lehetőségei között van, hogy mely fázisokat építi be a kódba, illetve, hogy csupán termodinamikai paramétereket vagy termodinamikai és kinetikai paramétereket együttesen vesz figyelembe. Ezen lehetőségek közül a leírt rendszer és a kérdés komplexitásától függően választhatunk. A geokémiai „batch” vagy reaktívtransport-modellezés segíthet, hogy megértsük a mintákban megfigyelt oldódási és kristályosodási folyamatokat, vagy olyan esetekben nyerhetünk egyedi információt, amikor nincs lehetőség mintavételre vagy kísérlet elvégzésére. A tervezett előadás néhány PHREEQC-vel készült esettanulmány segítségével mutatja be a modellezés lehetőségeit. Ezek például CO₂ geológiai tároló fedő kőzetének, vagy abban megtalálható agyagásvány „batch” kísérleteinek szimulálása és így megértése (Szabó et al., 2019, 2016); vagy a tároló lehetséges havária eseményeinek modellezése (Szabó et al., 2018, 2017). Továbbá, hasonló területeken található, felhagyott kutak cementezésének mai állapotát, illetve annak CO₂-dal

lejátszódó reakcióit is már leírtuk (Szabó-Krausz et al., 2020). Jelenlegi projektjeink érintik a Mihályi-Répcelak területen folyó CO₂-kitermelés hatásainak értelmezését, a szerves savak és beton, illetve a Bátapáti Nemzeti Radioaktív Hulladéktároló vonatkozásában a beton és gránit kölcsönhatásainak vizsgálatát. A komplexebb 2–3D-rendszerek modellezésén is már dolgozunk TOUGHREACT segítségével, amely kód már a geokémiai reakciók visszahatását a transportparaméterekre is képes figyelembe venni.

Irodalomjegyzék

- Szabó-Krausz, Z., Gál, N.E., Gábel, V., Falus, G. (2020): Applied Geochemistry 113. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104516>
- Szabó, Z., Gál, N.E., Kun, É., Szocs, T., Falus, G. (2017): Central European Geology 60. <https://doi.org/10.1556/24.60.2017.014>
- Szabó, Z., Gál, N.E., Kun, É., Szócs, T., Falus, G. (2018): Environmental Earth Sciences 77. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7637-6>
- Szabó, Z., Hegyfalvi, C., Freiler-Nagy, Á., Udvardi, B., Kónya, P., Király, C., Székely, E., Falus, G. (2019): Periodica Polytechnica Chemical Engineering 0. <https://doi.org/https://doi.org/10.3311/PPch.12850>
- Szabó, Z., Hellevang, H., Király, C., Sendula, E., Kónya, P., Falus, G., Török, S., Szabó, C. (2016): International Journal of Greenhouse Gas Control 44. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2015.11.027>

VARISZKUSZI GRANITOIDOK A TISZAI-FŐEGYSÉGBEN: ÚJ CIRKON U–PB-KORADATOK

Szemerédi Máté^{1,2}, Pál-Molnár Elemér^{1,2}, Dunkl István³, Lukács Réka^{1,2}

¹ MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

³ University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen

A Tiszai-főegység variszkuszi granitoidjainak képződési kora kevésbé ismert, noha a koradatok teljes-kőzet-, illetve izotóp-geokémiai elemzésekkel kiegészítve a granitoidok regionális korrelációjának fontos eszközei. Jelen tanulmányban a battonyai és a hegyesi granitoidok legújabb cirkon U–Pb-koreredményeit mutatjuk be, és próbáljuk regionális keretek közé helyezni.

Battonya környékén (DK-Magyarország, Békési-terrénum) CH-kutató fúrások tártak fel alapvetően S-típusú, peraluminios granitoidokat. A korábbi vizsgálatok (pl. Pál-Molnár et al., 2001) eredményeként orogén, szinkollíziós granitoidként leírt képződmény fúrásanyagából szeparált cirkonkristályokon 57 mérést végeztünk, amelyből 44 konkordáns kort adott. Közülük 13 alkotja a legfiatalabb, koherens populációt; 355,9 ± 4,6 – 4,0 millió évvel ezelőtti kristályosodásra utalva (TuffZirc kor). Ez a kora-karbon koradat jól egyezik a Nyugati-Kárpátok S-típusú, hasonló geokémiai jellegű kőzeteinek monacit és cirkon U–Pb-koraival (~350 millió év; Broska és Uher, 2001), ugyanakkor kissé eltér az Erdélyi-középhegység analóg alpi szerkezeti övére jellemző granitoidok cirkon U–Pb-korától (Codru gránit: ~372 millió év; Pană et al., 2002). Az új eredmény rácsfol a korábbi feltételezésekre (pl. Szepesházy 1967), miszerint a terület permi vulkanitjai és a battonyai granitoidok genetikai kapcsolatban állhatnak, mivel a vulkanitok cirkon U–Pb-kora 268–260 millió év (Szemerédi et al., 2020a).

A hegyesi granitoidok az Erdélyi-középhegység (Hegyes-hegység, Kisbihari/Biharia-terrénum) képződményei, amelyek kogenetikus gabbrókkal, diori-

tokkal és felzikus telérekkel együtt jelennek meg. A pálosbarackai (Barațca) kőfejtőből gyűjtött A-típusú (Bonin és Tatu, 2016) gránitból szeparált cirkonokon végzett 32 kormérésből 16 bizonyult konkordánsnak. A legfiatalabb koherens koradatok (8 db) 268,0 ± 2,0–3,8 millió évvel ezelőtti kristályosodásra utalnak (TuffZirc kor). A középső-permi kor összhangban van a Pană et al. (2002) által, illetve a kogenetikus cladovai dioritból általunk mért (~265 millió év) cirkon U–Pb-koradatokkal (Szemerédi et al., 2020b). Továbbá megerősítik a Tiszai-főegység permi savanyú vulkanitjai és a hegyesi granitoidok között nyomelem-geokémiai alapon már felvetett rokonságot (Szemerédi et al., 2020a).

A kutatás az OTKA K 131690 kutatási pályázat támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Bonin, B., Tatu, M. (2016): *Mineralogy and Petrology*, 110, 447–469.
- Broska, I., Uher, P. (2001): *Geologica Carpathica*, 52 (2), 79–90.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G., Batki, A. (2001): *Acta Mineralogica-Petrographica*, 42, 21–31.
- Pană, D.I., Heaman, L.M., Creaser, R.A., Erdmer, P. (2002): *Journal of Geology*, 110, 341–354.
- Szemerédi, M., Lukács, R., Varga, A., Dunkl, I., Józsa, S., Tatu, M., Pál-Molnár, E., Szepesi, J., Guillong, M., Szakmány, Gy., Harangi, Sz. (2020a): *International Journal of Earth Sciences*, 109, 101–125.
- Szemerédi, M., Lukács, R., Varga, A., Dunkl, I., Seghedi, I., Tatu, M., Pál-Molnár, E., Szepesi, J., Harangi, Sz. (2020b): *EGU General Assembly 2020*, EGU2020-8405
- Szepesházy, K. (1967): *M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1967. évről*, 227–266.

A KÁRPÁTI OBSZIDIÁN KALORIMETRIAI (DSC) VIZSGÁLATA

Szepesi János^{1,2}, Alessandro Vona³, Alex Scarani³, Harangi Szabolcs^{1,4}, Lukács Réka¹

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Atomagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

³ Dipartimento di Scienze, Università degli Studi Roma Tre, Roma, Italy

⁴ ELTE, Közéttan-Geokémiai Tanszék Budapest

A nagy viszkozitású riolitos szilikátolvadék hűlési paramétereinek meghatározása kulcsfontosságú a kőzetek és vulkáni képződmények keletkezésének megértéséhez. A differenciális pásztázó kalorimetria (DSC) módszert sikeresen alkalmazták a vulkáni üvegek vizsgálata során, melyek célja a termodinamikai szolidusz (glass transition temperature, T_g), az olvadék–szilárd fázisátmenet határértékeinek meghatározása volt (Richard, 2015).

Vizsgálatainkhoz a kárpáti obszidiánok riolitos lávadómokhoz kötődő jellegzetes előfordulásait választottuk: (1) Lebuj perlitfal, (2) Rókabérc – Tokaji-hegység (Szepesi et al., 2018), (3) Viničky – Zempléni-dombvidék, Szlovákia (Bačo et al., 2018). A DSC méréseket a Roma Tre Experimental Volcanology and Petrology laboratóriumban NETZSCH® DSC 404 Pegasus berendezéssel végeztük. A T_g-értékek meghatározása számos hevítési és visszahűlési ciklust igényelt 5, 10 és 20 °C/perc értékek mellett. A hevítés felső határát hozzávetőlegesen T_g+20 °C jelentette. Az eredményeket a hőkapacitás (J g⁻¹K⁻¹) vs. hőmérséklet (°C) görbékben ábrázoltuk. A T_g hőmérsékleti paramétereket (fázisátmenet megindulása=T_{g_{onset}}, csúcs=T_{g_{peak}}, olvadási hőmérséklet=T_{g_{liquid}}) 1. táblázat) Moynihan (1995) módszerével határoztuk meg.

Az eredmények a három obszidián-előfordulás különböző fázisátmeneti paramétereire világítottak rá. Ezen adatok magyarázata az elsődleges kémiai összetétel hatása mellett a paleokörnyezeti adottsá-

1. táblázat – A kárpáti obszidiánok mért fázisváltási hőmérsékleti paraméterei

Fázisváltás	Rókabérc	Lebuj	Viničky
T _{g_{onset}} °C	663	720	641
T _{g_{peak}} °C	721	766	686
T _{g_{liquid}} °C	776	797	746

gokban keresendő. A Lebuj fekü fölötti (~m) helyzete mellett, a másik két előfordulás esetében a láva-testen belüli nagyobb távolság kisebb T_g-értékeket és szélesebb fázisátmeneti tartományt (Rókabérc: 113 °C, Viničky: 105 °C) eredményezett.

A DSC-mérések az Olasz és Magyar Tudományos Akadémia között létrejött bilaterális együttműködés keretében történtek. A kutatás a Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Hivatal FK131869 valamint az Európai Regionális Fejlesztési Alap GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítójú 'IKER' pályázatainak támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Bačo, P., Lexa, J., Bačová, Z., Konečný, P., Pécskay, Z. (2018): Archeometriai Műhely, XV (3), 157–166.
- Richard, D. (2015): Crossing the glass transition during volcanic eruptions: a matter of time scale and magma rheology München 2015. 1–121.
- Szepesi J., Lukács R.T. Bíró K., et al. (2018): Archeometriai Műhely, XV (3), 167–179.
- Moynihan, C.T., Lee, S.K., Tatsumisago, M., Minami, T. (1996): Thermochimica Acta 280–281, (0), 153–162.

HAZAI KÉPZŐDMÉNYEKBŐL SZEPARÁLT FÖLDPÁ- TOK JELLEMZŐI AZ OSL-KORMEGHATÁROZÁS SZEMPONTJÁBÓL

Thamóné Bozsó Edit¹, Fűri Judit¹, Kónya Péter¹, Mészárosné Turi Judit¹, Király Edit¹, Bátor Miklós¹

¹ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat 1145 Budapest Columbus utca 17–23

Az OSL (Optically Stimulated Luminescence) kormeghatározás főként kvarcokon és káliföldpátokon alkalmazható. Ezeknek az ásványoknak a lumineszcens tulajdonságait az eredetük is befolyásolja. Ezért vizsgáltuk néhány metamorf, magmás, illetve vulkáni és üledékes képződményből kinyert földpátszeparátum lumineszcens tulajdonságait. A szeparátumok összetételét röntgen-pordiffrakciós, termikus és infravörös spektrometriai mérésekkel határoztuk meg.

A tíz minta előkészítése során törést, szitálást, sósavas, hidrogén-peroxidos és nátrium-oxalátoldatos kezelést, valamint nehézfolyadékot (SPT) használtunk. A lumineszcens mérések a 0,1–0,16 mm-es szemcséken készültek a földpátok kormeghatározása során alkalmazott post-IR IRSL₂₉₀ (post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence 290 °C) protokoll szerint (Thiel et al., 2012). A többi vizsgálat a szeparátumok 63 µm alá porított porából készült.

A szeparátumok azonos (16,7 Gy) radioaktív besugárzás hatására fellépő post-IR IRSL₂₉₀ lumineszcenciájának intenzitása tág határok között változott, legerősebb a Sopronbánfalvai Gneisz földpátjai esetében volt. A Zagyvai Formáció és a Mórági Gránit földpátjai közepes, a többi földpátszeparátum gyenge lumineszcenciát bocsátott ki, leggyengébbet a Balatonfelvidéki Homokkő, a Tari Dácittufa és a Gyulakeszi Riolittufa szeparátumai.

Mivel a földpátok IRSL, illetve post-IR IRSL jele fény hatására általában nem nullázódik le teljesen, ezért mértük a maradék-egyenértékdózisukat 4, 8 és 12 órás erős napfénynek való kitettség után. Az utóbbi esetben a legkisebb (~2 Gy) maradékdózszt a Zagyvai Formáció mutatta, a legnagyobbat (6–7 Gy) a Tari Dácittufa és az Újfalui Homokkő.

A földpátok anomális kifakulása (Wintle, 1973, Auclair et al., 2003) a Sopronbánfalvai Gneisz, a Vöröshídi Csillámpala és az Újfalui Homokkő esetében volt a legkisebb mértékű.

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat szerint a földpátok, illetve azon belül az IRSL-lumineszcenciát adó káliföldpátok részaránya a legnagyobb a Sopronbánfalvai Gneisz, a Velencei Gránit és a Mórági Gránit szeparátumaiban volt (90–96%, illetve 63–89%). A szeparátumokat szennyező ásványok között a földpátok átalakulási termékei (kaolinit, illit, szmektit, csillám), valamint kvarc, klorit, krisztobalit, hematit, amfibol és klinoptilolit fordultak elő, amit részben a termoanalitikai és az IR-spektrometriai mérések is megerősítettek.

A környezeti radioaktív sugárzás is hatással lehet a földpátok lumineszcenciájára. Azonban a szeparátumok post-IR IRSL₂₉₀ intenzitásának és a bezáró közegek radioaktívelem-tartalmának (Thamóné Bozsó et al., 2020) kapcsolatát vizsgálva kiderült, hogy szoros összefüggés nem mutatható ki közöttük.

Köszönetünket fejezzük ki egyes kőzetminták rendelkezésünkre bocsátásáért Péterdi Bálintnak, Török Kálmánnak és Freiler Ágnesnek.

Irodalomjegyzék

- Auclair, M., Lamothe, M., Huot, S. (2003): Radiation Measurements, 37, 487–492.
- Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Elmejdoub, N. (2012): Quaternary Geochronology, 10, 209–217.
- Thamóné Bozsó E., Fűri J., Kovács I. J., Biró T., Király E., Nagy A., Törökné Sinka M., Kónya P., Mészárosné Turi J., Vigh Cs. (2020): Földtani Közlöny, 150 (1), 61–80.
- Wintle, A.G. (1973): Nature, 245, 143–144.

RUTILOK NYOMELEMENTTARTALMA MINT A FÖLDTANI FOLYAMATOK INDIKÁTORA A BALATON-FELVIDÉKI ALSÓKÉREG-XENOLITOK PÉLDÁJÁN

Török Kálmán¹, Király Edit¹

¹ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, Stefánia út 14.

e-mail: torok.kalman@mbfsz.gov.hu

1. Bevezetés

A rutil a törmelékes üledékes kőzeteken kívül főképpen nagynyomású metamorf kőzetekben (eklogit, gránátos granulit) fordul elő. A rutil ezekben a kőzetekben a HFS-elemek, köztük a Nb és a Ta legnagyobb hordozója. Ez utóbbi két elem arányának változása földtani folyamatok indikátora lehet főképpen a nagynyomású metamorfózis során lejátszódó események során, mint az olvadás, magmaképződés a fluidum/olvadék-kőzet kölcsönhatások. A rutilban levő más nyomelembeli változások is jelezhetik a kőzetekben lezajlott folyamatokat, ezért a rutil nyomelemvizsgálatából a termometria (Zr-tartalom alapján) mellett különböző petrogenetikai, ércgenetikai, eredetbeli (törmelékes üledékes kőzetekben) következtetésekre is juthatunk. A Bakony-Balaton-felvidék vulkáni terület bazalt piroklasztitjaiban található alsó kéregből származó üledékes eredetű granulitxenolitokban, valamint a gránátos metabázitok egy részében gyakori akcesszória a rutil, melynek nyomelemvizsgálata egyedülálló lehetőséget nyújt az alsó kéregben zajló földtani folyamatok és az alsó kéreg keletkezési körülményeinek jobb megismerésére.

2. Mintaleírás

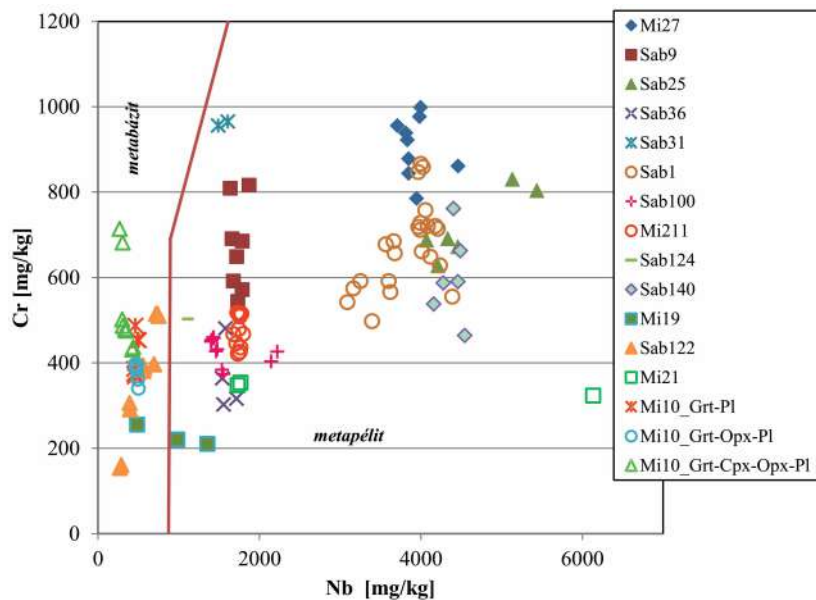
Hét darab metapelites eredetű, szélsőségesen resztitjellegű ásványos összetétellel (gránát-sillimanit-rutil±kvarc±plagioklász) jellemezhető granulitxenolit, egy káliföldpátot és biotitot is tartalmazó metapelites granulit (Sab9), egy plagioklász-kvarc-káliföldpát-gránátgranulit, öt gránát-plagioklászsirt, három gránátos metabázit (gránát-klinopiroxén-plagioklász±ortopiroxén-rutil) és két összetett granulitxenolit rutiljainak nyomelem-összetételét mértük LA-ICP-MS-rel az MBFSZ vizsgáló laboratóriumában. A mért alsókéreg-eredetű granulitxenolitok

a Balaton-felvidékről származnak. A Sab jelűek Káptalan-tóti melletti Sabar-hegyről, a Mi jelűek a Mindszentkállya melletti Kopasz-hegy nyugati-délnyugati oldaláról (Bács-hegy), a Szig jelű pedig Szigliget, Hálás-tetőről származik. Az összetett xenolitok (Mi10, Mi19) 3 különböző ásványos összetételű kőzetrészből állnak. A Mi10 mintában a gránát-plagioklász, és gránátos metabázit között gránátgazdag, ortopiroxént és plagioklászt tartalmazó kőzet helyezkedik el. A Mi19-ben a gránát-plagioklászsirt és az ortopiroxén-gránát-plagioklászgranulit között egy kevés ortopiroxént és plagioklászt is tartalmazó gránátsirt található.

A metapelites granulitxenolitokban a rutil a kizárólagos Ti-tartalmú ásvány (kivétel a Sab9). Megtalálható zárványként a kőzetalkotó ásványokban, illetve a mátrixban is, változatos formában és méretben. Helyenként nagyméretű, akár 200–400 µm-t is elérő szemcsék is előfordulnak. A gránát-plagioklász kőzetekben a rutil mellett megjelenik az ilmenit, sőt pl. a Mi19 összetett xenolitban és a plagioklászt csak akcesszóriaként tartalmazó Mi21 gránát-klinopiroxén-xenolitban az uralkodó Ti-ásvány az ilmenit. Ezekben rutilt csak a kőzetalkotó ásványokban zárványként találunk. A rutilokat gyakran ilmenit átalakulási szegély veszi körbe. Mindezek a szöveti bélyegek azt mutatják, hogy a rutil a korábbi Ti-fázis, amely átalakult ilmenitté.

3. Eredmények

A Cr–Nb diszkriminációs diagramot (Meinhold et al., 2008) használtuk a metapelites és metabázit-granulitok rutiljainak elkülönítésére (1. ábra). A diagramban jól elkülönülnek a metabázitokból és a metapelitekből származó rutilok, egy kivétellel. Ez a Mi21 minta, amelyben a rutil csak, mint reliktum található. A Mi21 minta annak ellenére, hogy plagioklászban igen szegény, kőzettanilag gránátpiroxénitnek



1. ábra – Nb-Cr diagram a metabázit és metapelit eredetű rutilok elkülönítésére (Metabázit és metapelit-területek elkülönítése Meinhold et al., 2008 alapján)

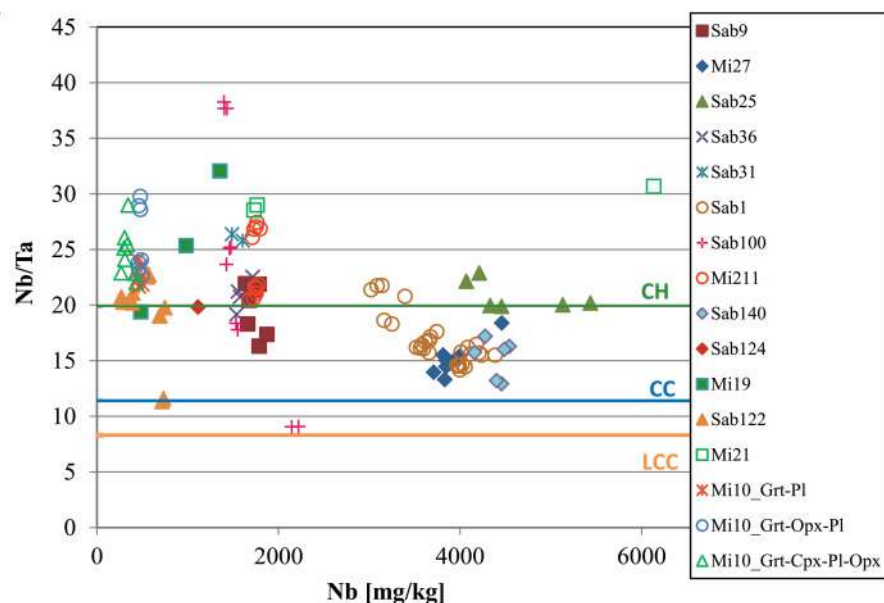
tekinthető metabázit, igen nagy a rutil Nb-tartalma, kívül esik a metabázitokra jellemző kis Nb-tartalmú mezőn, és metapelitokra, felzikus kőzetekre jellemző Nb-tartalmat mutat. A gránát-plagioklászszirtek is a metapelites mezőbe esnek egy kivétellel. A Mi10 összetett xenolit gránát-plagioklász kőzete a másik két kőzettípussal együtt a metabázit mezőbe esik kis Nb-tartalma miatt, míg a másik összetett xenolit, a Mi19 esetében a gránát-plagioklászszirt a metapelites, a gránátszirt a határra és az ortopiroxén-gránát-plagioklászgranulit a metabázisos mezőbe esik. A minták többségében a Cr-tartalom a változékonyabb viszonylag egyforma Nb-koncentrációk mellett. De előfordulnak olyan minták is, ahol ellentétesek a trendek, azaz a Cr-tartalom változik kevésbé a Nb-hoz képest, valamint a kettő kombinációja is, ahogy a Cr-tartalom növekedésével nő, vagy csökken a Nb-koncentráció. A Szig1 xenolit rutiljait az 1-es ábrán nem ábrázoltuk a többinél jelentősen magasabb Nb-tartalom miatt, amely 23 830 és 23 851 mg/kg között volt a 3 mért szemcsében.

A rutilokban mért Nb/Ta arányok az alsó kéreg átlagánál, sőt többsége a teljes kéreg átlagánál (8,3, illetve 11,4; Rudnick és Gao, 2003 szerint)

jelentősen magasabbak, a legtöbbje inkább a kondritokra jellemző érték körül (19,9; Münker et al., 2003) szór (2. ábra). A Nb/Ta arányok egyes kőzetek belül is erősen változhatnak (legnagyobb szórás a Sab100 metapelites granulit esetében tapasztaltuk). A Mi19 összetett xenolitban a gránát-plagioklász részben legnagyobb a Nb/Ta arány (32,1) és az ortopiroxén-gránát-plagioklászgranulitban a legkisebb (19,4). A gránátszirtben a kettő közötti értéket mértünk (25,3). A Mi10 összetett xenolitban viszont az egyes kőzetsávokban tapasztalt Nb/Ta arány nem változik jelentősen.

A gránát-szillimanit-gazdag metapelitek és a gránát-plagioklászszirtek esetében a kőzet Nb- és Ta-tartalmát szinte teljes egészében a

rutil hordozza. Így a rutil Nb/Ta aránya a kőzetre is érvényes. A metabázitokban a kőzet Nb/Ta arányát több ásvány is alakítja, hiszen a rutil átalakulásával képződött ilmenit, az amfibol és a klinopiroxén is tartalmaz mérhető mennyiségű Nb-ot és Ta-t. Ennek megfelelően a Nb/Ta arányok az egyes ásványokban jelentősen különbözhetnek (Például a Mi21 metabázitban a rutil Nb/Ta aránya 28,5–30,6, a később képződött ilmenit 20,0–20,3, a klinopiroxén pedig 2,7–7,7). Így ha parciális olvadás, vagy fluidum/olvadék-kőzet kölcsönhatása során egy



2. ábra – A mintákban mért rutilok Nb-Nb/Ta diagramja. A kontinentális kéregre és az alsó kontinentális kéregre jellemző átlag Nb/Ta arányokat Rudnick és Gao (2003) szerint a kondrita jellemzőt pedig Münker et al. (2003) alapján rajzoltuk be

ásvány eltűnik a rendszerből, vagy az ásványok aránya megváltozik az a kőzet Nb/Ta-arányát megváltoztathatja.

4. Diszkusszió

A rutilok a metapelites granulitok esetében inkongruens parciális olvadás termékei, amikor a biotitot tartalmazó ásványegyüttesek (biotit+földpátok+kvarc) megolvadtak és az olvadék eltávozott a rendszerből. A metabázitok esetében a biotit mellett az amfiboltartalmú ásványegyüttesek olvadása is szolgáthatja a rutilt. Míg a szilikátos ásványok főelemösszetételei többségében az egyes mintákon belül homogének (Török et al., 2005, Dégi, 2009), a nyomelemek esetében a homogenizáció nem történt meg a rutilok esetében sem. Ezt mutathatja többek között az egy mintán belül is a különböző szemcsékben viszonylag széles határok között változó Cr- és/vagy Nb-tartalom is. Luvizotto és Zack (2009) tapasztalatai szerint a széles határok között változó Nb-tartalom adódhat abból, hogy a biotitos ásványegyüttes parciális olvadásának kezdetén nagyobb Nb-tartalmú rutilok képződnek, mint a folyamat végén.

A kőzetekben tapasztalt Nb/Ta-arányok a földkéreg átlagát messze meghaladják és egyes mintákon belül is széles határokon belül szórnak. A Nb/Ta-arány egy mintán belüli változatossága azt mutatja, hogy a Nb/Ta-arányokat igen kis hatótávolságú helyi folyamatok alakítják. Ez a változatosság hasonló ahhoz, amit fluidumok hatásának kitett

eklogitokban tapasztaltak. Gao et al. (2007) tien-shani (ÉNy-Kína) eklogitokban található erekben és szegregációkban észlelt rutilok nyomelemösszetételének tanulmányozásakor, valamint Huang et al. (2012) a Dabieshan eklogitokban talált erek mentén mért rutilokban azt találta, hogy a mérhető Nb/Ta-arányok sokkal jobban szórnak, mint a mellékkőzet eklogitban az erektől távol eső rutilokban. Ennek analógiájára az egy mintán belüli változatosságot a fluidum/kőzet kölcsönhatásainak tulajdonítjuk.

A Mi21 bázisos gránát-klinopiroxénxenolit rutiljában mért nagyon magas Nb-tartalom utalhat arra, hogy az eredeti kőzet esetleg egy alkáli jellegű magmás kőzet volt, amelynek parciális olvadásával jött létre az alsó kéregben a jelenlegi ásványos összetétel.

Irodalomjegyzék

- Dégi, J. (2009): PhD theses, p. 189. Budapest, Eötvös University.
- Gao, J., John, T., Klemd, R., Xiong, X.M. (2007): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 4974–4996.
- Huang, J., Xiao, Y., Gao, Y., Hou, Z., Wu, W. (2012): *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 821–842.
- Luvizotto, G.L., Zack, T. (2009): *Chemical Geology*, 261, 303–317.
- Meinhold, G., Anders, B., Kostopoulos, D., Reischmann, T. (2008): *Sedimentary Geology*, 203, 98–111.
- Münker, C., Pfänder, J.A., Weyer, S., Büchl, A., Kleine, T., Mezger, K. (2003): *Science*, 301, 84–87.
- Rudnick, R.L., Gao S. (2003): *Treatise on Geochemistry*, 3, 1–64.
- Török, K., Dégi, J., Marosi, Gy. Szép, A. (2005): *Chemical Geology*, 223, 93–108.

KÖZETEK AMMÓNIUM-BIFLUORIDOS FELTÁRÁSA Hf-Sr-Nd-IZOTÓPOK ELEMZÉSÉHEZ

Újvári Gábor^{1,2}, Urs S. Klötzli¹, Monika Horschinegg¹, Wencke Wegner³, Dorothee Hippler⁴, Nathalie Tepe⁵, Kiss Gabriella⁶, Horváth Anikó⁶, Palcsu László⁶, Anders Svensson⁷

¹ Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Austria

² ELKH Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

³ Natural History Museum, Vienna, Austria

⁴ Institute of Applied Geosciences, Graz University of Technology, Austria

⁵ Department of Environmental Geosciences, University of Vienna, Austria

⁶ Atommagkutató Intézetet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁷ Niels Bohr Institute, Ice and Climate Research, University of Copenhagen, Denmark

A kőzetek és azt alkotó ásványok teljes feltárása alapvető fontosságú azok elem- és izotópösszetételének meghatározásához. Ez különösen nehéz bizonyos kőzettípusoknál, amelyek nagyobb mennyiségben tartalmaznak ellenálló nehézasványokat, mint pl. rutil, gránát vagy cirkon. A kőzetek oldatba viteléhez több módszer is rendelkezésre áll, melyek közül a nagynyomású bombákban történő savas oldás a legmegbízhatóbb olyan esetekben, amikor nagy mennyiségű cirkon van jelen a kőzetmintákban. Nagy hátránya ugyanakkor, hogy rendkívül drága, időigényes és egységnyi idő alatt kis mennyiségű minta oldására alkalmas. Ennek egy lehetséges alternatívája lehet az ammónium-bifluorid (NH_4HF_2 ; rövidítve: ABF) használata, melyet korábban sikerrel alkalmaztak kőzetek feltárásához nyomalelem- és ritkaföldfémmérések céljából (Zhang et al., 2012; O'Hara et al., 2017), azonban izotópelemzésekhez még sosem alkalmazták.

A jelen munka során öt darab (AGV-2, BCR-2, GSP-2, RGM-2, STM-2), USGS-től származó geológiai referencia kőzetminta (GRKM) feloldására és

a Hf-Sr-Nd-izotópok elemzésére került sor. Az öt és ötven mg-os minták 1:5 (minta:ABF) arányú keverékeit 230 °C-on olvasztottuk, majd két további lépésben HNO_3 -mal kezeltük. A minták feloldása nagyjából 4-5 napot vett igénybe, amit az oszlopkromatográfiai elválasztás követett. A Hf-, Sr- és Nd-elemek szeparálását és tisztítását követően került sor a TIMS (Sr és Nd) és MC-ICP-MS (Hf) mérésekre a Bécsi Tudományegyetemen és a debreceni Atommagkutató Intézetben.

A módszer teljes kémiai vakértéke (blank) 0,5 ng a Sr, 0,2 ng a Nd, és <25 pg a Hf esetén és a mért $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, illetve $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -izotóparányai a mérések döntő többségében hiba határon belül átfednek az említett GRKM-ekre megadott referencia értékekkel.

Irodalomjegyzék

- O'Hara, M.J., Kellogg, C.M., Parker, C.M., Morrison, S.S., Corbey, J.F., Grate, J.W. (2017): Chemical Geology, 466, 341–351.
Zhang, W., Hu, Z.C., Liu, Y.S., Chen, H.H., Gao, S., Gaschnig, R.M. (2012): Analytical Chemistry, 84, 10686–10693.

SZULFÁTKIVÁLÁS EGY BAKONYI PLIOCÉN KRÁTER-TÓBAN

Vető István¹

¹ konzultáns, geokémikus

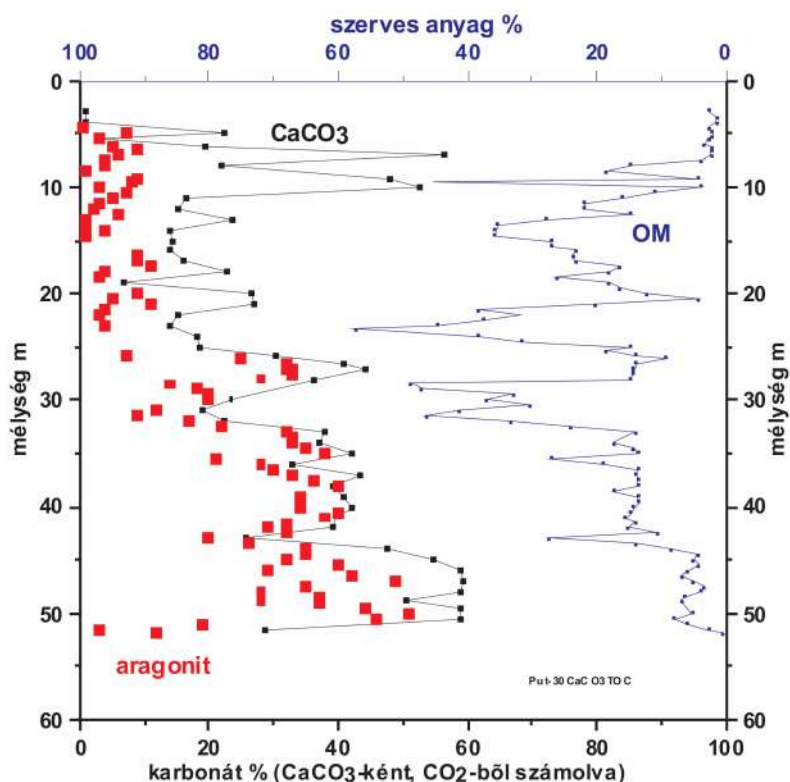
1. Bevezetés

A pulai maar kráterben felhalmozódott, talajjavító anyagként használt alginitet harmincnál több magfúrással tárták fel az 1970–80-as években. A nagyvolumenű laboratóriumi vizsgálatok kézíratos eredményeinek tudományos értékelése, a szerves geokémiai adatok kivételével (Brukner-Wein és Hetényi, 1993), még várat magára. Az egykori krátertő központi részének üledékeit feltáró magfúrás anyagán félméterenként végzett rtg-diffraktometriás mérés és méterenként végzett teljes kémiai elemzés eredményeinek együttes értékelését kíséreljük meg.

2. Ásványos és kémiai összetétel

A Put-30 magfúrás által 50 m vastagságban harántolt tavi üledékek anyagának 40–50%-át is elérő szerves anyag (1. ábra) zöme zöldalga-eredetű. Az aragonit mennyisége elérheti az 50%-ot, negatív kovarianciát mutat a szerves anyaggal. A felső 10 méteren a kalcit válik uralkodóvá az aragonittal szemben. Az agyag-ásványok mennyisége 10 és 80% között változik, a montmorillonit uralkodik. Jelentős alkotórész a bazaltüveg.

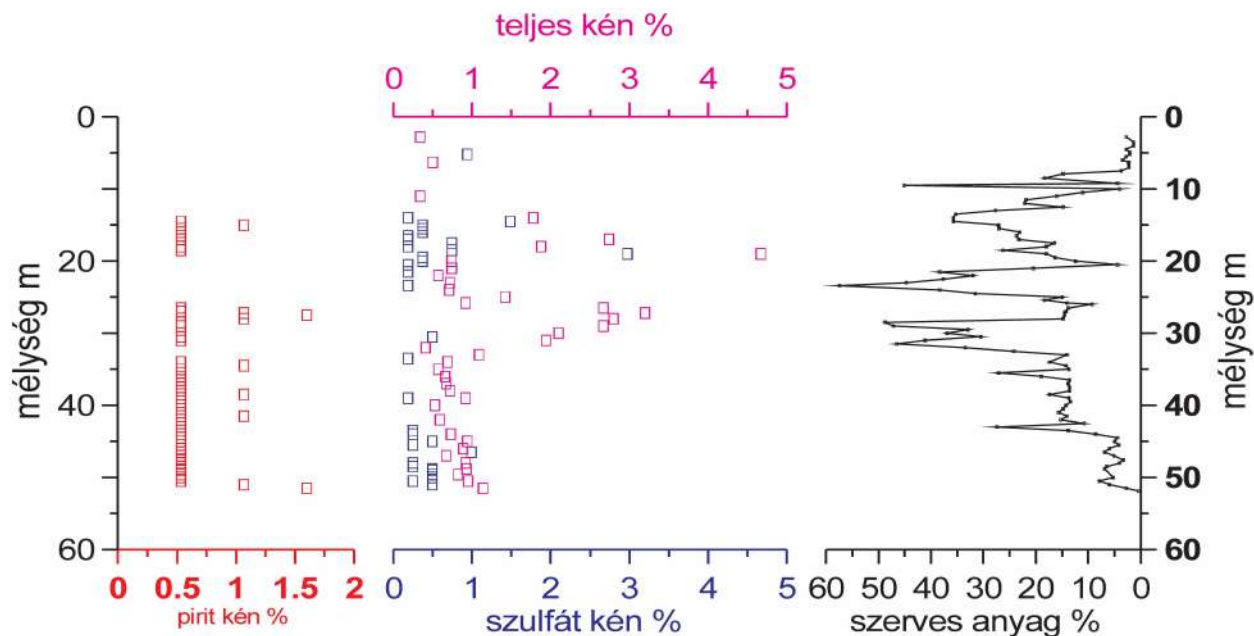
A tavi összlet jellegzetessége az erősen változó kén tartalom (0,3–4%) és a kén tartalmú alkotók, ezen belül is a szulfátok sokfélesége (2. ábra). A teljes kén (S) és a szerves anyag negatív kovarianciát mutat a 10 és 30 m közötti mélység szakaszban. 51,5–43,5 m között glauberit, 22,0–13,5 m között



1. ábra – A Put-30 magfúrásban harántolt tavi összlet szervesanyag-, karbonát- és aragonit-tartalma (A szerves anyag a TOC tartalom 1,4-szerese, a CaCO_3 -ként megadott karbonát a HCl-el felszabadított CO_2 -ből lett számítva)

gipsz a gyakori szulfátásvány. 43,5–22,0 m között alig néhány minta tartalmaz kimutatható mennyiségű szulfátásványt. Ezen a szakaszon a kén jelentős része szerves kötésben van jelen.

A szerves anyaghoz kötött kén (S_{org}) mennyisége a S és az ásványokhoz kötött kén különbsége. Ilyen számításnál nyilvánvaló, hogy a kémiai és a diffrakciós mérések összes hibája a S_{org} -ra terhelődik. Mindezt szem előtt tartva számítottuk TOC és S_{org} arányát a két S-ben gazdag intervallumra. Eszerint a szerves anyag C/S atomi aránya 12–21, ill. 21–43



2. ábra – A kén, a pirites kén, a szulfátos kén és a szerves anyag mennyisége a Put-0 magfúrás szelvényében

közötti. Ezek az arányok jól megfelelnek a tavi üledékek algás eredetű szerves anyaga szakirodalom szerinti C/S atomi arányának.

A 51,9–49,6 m, 46–33 m és 25,4–14,5 m közötti szakaszokban a minták nagy részében elemi kenet figyeltek meg a bitumen extrakciója során.

Az értelmezés mindennemű szándéka nélkül szólni kell arról, hogy a molibdén mennyisége 38 mintában zömmel <10 ppm, a 9 mintával képviselt 19,5–12,0 m közötti szakaszban azonban 21 és 58 ppm közötti.

3. A tóvíz összetétele és rétegzettsége

A diatóma és halmaradványok a krátértó édesvízi/oligohalin jellegét mutatják, míg a szulfátásványok csak nagy szulfáttartalmú (és ezért viszonylag nagy sűrűségű) vízből válhattak ki. Az üledékek nem bioturbáltak, gyakran lamináltak. Nyilvánvaló, hogy a max. 100 m mély (Németh et al., 2008) krátértó, hasonlóan a recens maar tavakhoz, stabilan rétegzett volt (Solti, 1996); a felső édesvíz réteg nagyobb sótartalmú, sűrűbb és kis (vagy zéró?) oxigéntartalmú vízréteget fedett. A kétféle víz keveredését a sűrűségkülönbség akadályozta meg. A mérsékelt meleg és nedves pliocén éghajlaton (Kovács et al., 2019) csapadékból és/vagy lokális/regionális felszín alatti vízáramlásból nagy szulfát-tartalmú fenékvíz nem jöhetett létre és nem maradhatott fenn egyéb szulfátforrás nélkül. Nagy valószínűséggel szulfátban gazdag fenékforrások táplálták a tavat.

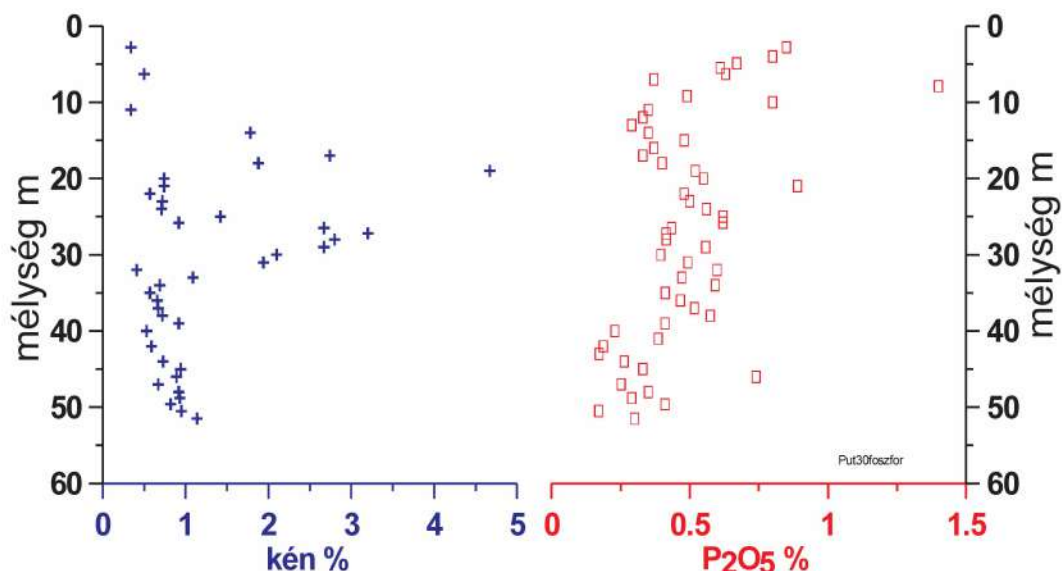
A maar-gyűrű bazaltanyagából és a bazaltos

környezetből a felszín alatti lokális vízáramlással foszfor bizonyosan került a tóba; a környék 15 bazalt-mintájának átlagos P_2O_5 -tartalma 0,6% (Jugovics, 1976). A fenékforrásokkal a tóba kerülő foszfor mennyisége nem lehetett számottevő, a 3. ábra mutatja a foszfor- és a kéntartalom egymástól teljesen független alakulását.

A tó vizének foszforban való gazdagsága lehetővé tette az algák elszaporodását. Az elpusztult algák lefelé süllyedő/ etemetődő szerves anyagát baktériumok a szulfát redukciójával nyert oxigénnel CO_2 -vé oxidálták. A keletkező H_2S reaktív vas-ásványokkal piritet képzett, ill. megkötődött a szerves anyagban. Lehet, hogy a szulfátredukció már a mély vízrétegben megkezdődött és az kénhidrogén volt. Az elhalt algák szerves anyagának minél jelentősebb része fordítódott szulfátredukcióra, annál nagyobb volt az esély a teljes szulfát-„készlet” felhasználására; ez okozhatja azt, hogy a 43,5–22,0 m közötti, szerves anyagban igen gazdag intervallum üledékeiben nem mutathatók ki szulfátásványok.

A kalcit jelentős része és az aragonit a tó vizéből vált ki. Ez utóbbi kiválásához a víz Mg:Ca arányának 12-nél nagyobbának kellett lennie (Votava et al., 2017); a nagy Mg-felesleget csak a fenékforrások Mg-gazdag vizével tudom magyarázni. A nem karbonátanyagú szervesetlen alkotók (kvarc, földpát, agyagásványok, klorit, bazaltüveg) nagyobb része és a dolomit a maar-gyűrű lepusztulásából származik.

Mindezeknek a megfontolásoknak a megerősítéséhez vagy megcáfolásához korszerű mikroszkopos vizsgálatok szükségesek.



3. ábra – A Put-30 magfúrásban harántolt tavi öszlet foszfor- és a kéntartalma

4. Honnan jön a fenékforrások nagy szulfáttartalma?

A bakonyi triász aljáról ismert anhidrites dolomiton (Haas et al., 1988) keresztül feláramló poszteruptív fluidum bizonyosan oldott magába valamennyi szulfátot. Csupán egyetlen alkáli bazaltos maar tó üledékeinek ásványos összetételéről találtam adatokat; ennek az Eifel-hegységből vizsgált recens maar tónak a holocén üledékeiben gyakoriak a gipsz-kristályok és a <0,185 mm frakció több %-nyi kenet tartalmaz (Schettler et al., 1999). A kisalföldi Gérce határában feltárt pliocén maar-kráter kitöltő tavi öszletet harántoló Gét-10 és Gét-12 magfúrások anyaga is gyakran tartalmaz 1–2%-nyi gipszet. Tehát lehet, hogy a alkáli bazaltos maar-tavak üledékeiben gyakori a gipsz. A S-tartalom nagy változékonysága arra mutat, hogy a fenékforrások összetétele és vízhozama jelentősen változott a tó élete során.

Írásom a MÁFI laboratóriumaiban dolgozó kutatók és technikusok, elsősorban is Bertalan Éva és Rischák Géza lelkiismeretes és színvonalas

munkáján alapul. Csillag Gábor, Földvári Mária és Viczián István észrevételei nagyban segítették munkámat.

Irodalomjegyzék

- Brukner-Wein, A., Hetényi, M. (1993): Acta Geologica Hungarica, 36, 223–239.
- Haas, J., Tóth-Makk, Á., Oravecz-Scheffer, A., Góczán, F., Oravecz, J., Szabó, I. (1988): A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 45, 319 p.
- Jugovics, L. (1976): MÁFI Évi Jelentés 1974-ről, 431–470.
- Kovács, J., Németh, K., Szabó, P., Kocsis L., Kereszturi, G., Újvári, G., Vennemann T. (2019): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 537, DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.109398
- Németh, K., Goth, K., Martin, U., Csillag, G., Suhr, P. (2008): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 441–457.
- Schettler, G. (1999): The Holocene, 9, 381–400.
- Solti, G. (1996): A Kárpát-medence olajpala és alginitlepei. In: Hetényi M. (szerk): Maar-típusú olajpálák Magyarországon. Szeged, 16–33.
- Votava, J.E., Johnson, T.C., Hecky, R.E. (2017): Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 114, 251–256.

SZULFIDOS ÉRCEK FELTÁRÁSA ÉS KÉMIAI ELEMZÉSE

Vígh Csaba¹, Király Edit¹, Török Kálmán¹, Bertalan Éva¹, Besnyi Anikó¹, Kónya Péter¹, Lakos István¹, Menich Gáborné¹, Simon István¹, Mészárosné Turi Judit¹

¹ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 1145 Budapest Columbus utca 17-23.

1. Bevezetés

Az utóbbi években megnövekedett a megrendelői igény az érces kőzetek vizsgálatára az MBFSZ laboratóriumában, különös tekintettel a kritikus elemként számon tartott nyomelemek pontos elemzésére. A szulfidos ércek feltárására és elemzésére laboratóriumunk egyedi eljárásokat alkalmazott, amelyek nem képezték az akkreditált, rutin eljárások részét. 2019-ben egy módszertani fejlesztést indítottunk el, melynek célja egy hatékony munkamódszer kidolgozása a szulfidércekre vonatkozóan a jelenleg alkalmazott feltárási eljárások és elemzési módszerek felhasználásával, illetve módosításával. Ahhoz, hogy megbízhatóan tudjuk mérni a szulfidos ércek elemtartalmát a különböző igényeknek megfelelően (pl. teljes kőzet-meghatározás, savval kioldható elemtartalom), ismernünk kell a különböző érces ásványparagenezissel rendelkező minták viselkedését a feltárási folyamat során, és át kell tekinteni a mérés technikai módszereinket. Méréseink pontosságát ismert érces referenciamintákon is tesztelni kell. Jelen munkában ismertetjük a különböző típusú szulfidos ércmintákon elvégzett feltárások és műszeres elemzések kezdeti eredményeit.

2. Szulfidércek elemzési módszereinek áttekintése

A hazai és külföldi geokémiai laboratóriumok több módszert is kínálnak a szulfidércek elemtartalmának vizsgálatára, azonban mindegyik módszernek vannak korlátozó tényezői. Az érc kutatásban rutin eljárásnak számító XRF-elemzés gyors eredményt szolgáltat, azonban a módszer érzékenysége és detektálás felbontó képessége nem teszi lehetővé a kis koncentrációban jelen lévő nyomelemek pontos meghatározását. Az ICP-OES- és ICP-MS-műszerekkel a legtöbb elem megbízhatóan elemezhető kis

koncentrációban is, azonban az oldatos mérésekhez szükséges a szilárd minta feltárása. A szulfidércek kalkofil elemtartalmának kioldásához általában erősen oxidáló savakat használnak, amelyek a szulfidásványokat savoldható szulfátokká oxidálják. A királyvizes feltárás, amely végezhető vízfürdőn melegítve nyitottan, vagy zárt mikrohullámú roncsoló berendezés alkalmazásával, a kalkofil elemek többségét kioldja, azonban a szilikátásványokat és az egyéb refraktórikus ásványokat (pl. barit, krómit, spinel, kassziterit) nem tárja fel teljesen. A többsavas feltárási módszerekkel végzett előkészítés ($\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF}$ savelegy, illetve a négyavas feltárásként ismert $\text{HNO}_3 + \text{HClO}_4 + \text{HF} + \text{HCl}$ kombináció) a szulfidásványok mellett a szilikátásványok nagy részét is feloldja, ezért közel teljes elemösszetételt ad. A szilikátos kőzetek teljes fő- és nyomelem-tartalmának meghatározásához alkalmazott lítium-metaborátos ömlesztés módszere közvetlenül nem alkalmas szulfidérces minták feltáráshoz, mert a mintában lévő kalkofil elemek magas hőmérsékleten ötvöződnek a platinatégely anyagával. Laboratóriumunkban ezért az érces és salakos kőzetminták teljes elemtartalom meghatározásához a lítium-metaborátos ömlesztést megelőzően a kalkofil elemeket királyvízzel oldjuk ki.

Szulfidércek esetében a feltárás során korlátozó tényezőt jelent a magas az ólom- és ezüstkoncentráció, valamint problémát okoz a kéntartalom is. Az ércek vizsgálatára specializálódott külföldi laboratóriumoknál éppen ezért limitálják egy adott módszerrel vizsgálható elemkoncentrációt. Az ALS laboratóriuma (<https://alsglobal.com>) például az Ag-koncentrációt 100 ppm-ben, a Pb koncentrációját 1%-ban, a kéntartalmat pedig 10%-ban maximalizálja a királyvizes és a négyavas feltárással. Ha megnézzük ezeket az értékeket, akkor egy túlnyomó részben szulfidásványokból álló minta átlépi ezeket

a határokat, így nyilvánvalóvá válik, hogy ezekben az esetekben nem vizsgálható minden komponens egyféle módszerrel. Az ALS a magas ólomtartalmú (max. 30%) és magas kéntartalmú (max. 60%) ércminták vizsgálatát nátrium-peroxidos ömlesztéssel végzi, extrém magas Pb-koncentráció (>30%) esetében pedig a titrással történő meghatározást ajánlja. A kéntartalom meghatározásához több laboratórium alternatív módszerként kínálja az elemanalízatoros mérést is.

3. Kiválasztott minták

Vizsgálatainkhoz a gyűjteményi példányok közül választottunk ki 4 különböző szulfidérces ásványparagenezissel rendelkező mintát ismert hazai hidrotermális érces lelőhelyekről: (1) pirites, markazitos érc (Nagybörzsöny), (2) enargit-luzonitos, pirites érc kvarccal (Recsk), (3) szfaleritben gazdag érc (Parádsasvár, altáró), (4) galenitben gazdag érc (Nagylápafő) (1. táblázat). Célunk, hogy a kiválasztott mintákból házi sztenderdekert készítsünk.

4. Vizsgálati módszerek

A leghatékonyabb feltérési módszer kiválasztásához a mintákat több különböző eljárással készítettük elő az ICP-OES- és ICP-MS-elem-

zésekhez, mintánként három párhuzamos vizsgálattal, az alábbi feltérési módszereket alkalmazva: lítium-metaborátos ömlesztés nyitott, királyvizes feltéréssel kombinálva (1), nyitott, királyvizes kioldás (2), nyitott, salétromsavas kioldás (3), valamint zárt, mikrohullámú roncsoló berendezésben végzett királyvizes (4), hidrogén-fluoridos (5) és salétromsav+hidrogén-peroxidos (6) feltérés. A kémiai elemzések kiegészítéseként a mintákból XRD-vizsgálatokat is végeztünk a pontos ásványos összetétel megállapítása céljából (1. táblázat).

5. Megfigyelések

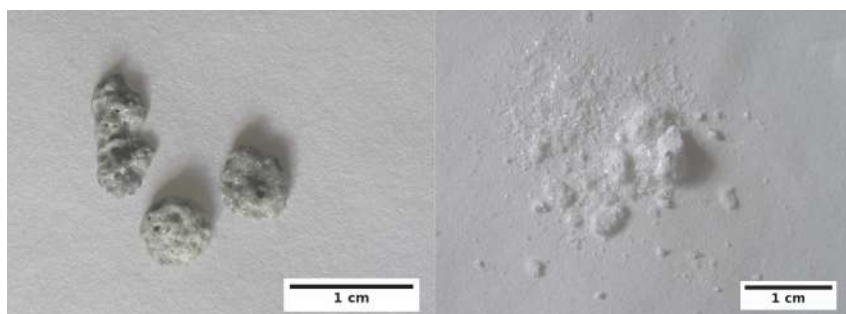
A 4 kiválasztott szulfidérces mintán elvégzett különféle feltérési módok közül a zárt mikrohullámú roncsoló berendezésben végzett királyvizes kioldás (4) bizonyult a leghatékonyabbnak. Ennél a módszerrel minimalizálható az illékony elemek eltávoztása és a nyomelemek kiválása az oldatból, ezáltal nagyobb kihozatali arányt biztosít a legtöbb nyomelem esetében. A lítium-metaborátos feltérés esetében kizárólag a szilikátásványokhoz köthető nyomelemek (Y, Zr, Nb, ritkaföldfémek) mérhetőek kicsivel nagyobb koncentrációban. A hidrogén-fluoriddal feltárt oldatokat bórsavas semlegesítés nélkül készítettük, ezért csak az ICP-OES-készülékkel mértük, amely rendelkezik külön erre a célra használt mintabeviteli

alkatrészekkel. A $\text{HNO}_3 + \text{HCl} + \text{HF}$ saveleggyel végzett feltérások eredményei a legtöbb nyomelem esetében közel állnak a királyvizes mikrohullámú feltéréssel kapott koncentrációkhoz, azonban a 4. számú galenites mintában a HCl mellőzésével is számottevő mértékű volt az Ag- és Pb-csapadék kiválása. A $\text{HNO}_3 - \text{H}_2\text{O}_2$ saveleggyel végzett feltérést kiválások kísérték, ami a feltérő savelegy erőteljes oxidációs képességének köszönhető. A piritet (markazitot) és kalkopiritet tartalmazó minták feltérését vas kiválása kísérte, emellett számos nyomelemet (Ag, As, Pb, Se, Sn, Sb, W) alacsonyabb koncentrációban mértünk.

A 4. számú, 94%-ban galenitet tartalmazó minta nyitott királyvizes feltérése során szabad szemmel is megfigyelhető volt a fehér színű ólomklorid-csapadék kiválása az oldatból (1. ábra),

1. táblázat – A kiválasztott minták ásványos összetétele az XRD-mérések alapján (%-ban)

Laborszám	Lelőhely	klorit	kvarc	sziderit	cerusszit	markazit	pirit	kalkopirit	galenit	szfalerit	enargit	luzonit
19010/1	Nagybörzsöny		ny	21		14	62	1	2			
19010/2	Recsk	5	14				11				21	49
19010/3	Parádsasvár, altáró							5	1	94		
19010/4	Nagylápafő				3				94	3		



1. ábra – A királyvizes feltérés során keletkezett kiválások: elemi kén aggregátumok a 3. számú szfalerites mintából (bal kép), és ólom-klorid csapadék a 4. számú galenites mintából (jobb kép). Mindkét anyag azonosítása XRD-készülékkel történt

amely csak sósavfelesleg hatására oldódott vissza (42 ml cc. HCl hozzáadásával!). Az elemzésre előkészített törzsoldatból állás hatására, illetve a hígítás során is történt csapadékkiválás. Ennél a mintánál a legalacsonyabb Pb- és Ag-tartalmat nyitott királyvizes kioldásból mértük, míg a legmagasabb Pb- és Ag-koncentrációkat a salétromsavas kioldással, valamint a kloridcsapadék sósavas visszaoldásával kaptuk (2. táblázat).

2. táblázat – A 4. számú galenites mintán mért Ag- és Pb-tartalom különböző feltárási módokkal előkészítve

Feltárási mód	Ag [ppm], ICP-MS	Pb[%], ICP-MS	Pb[%], ICP-OES
AR, nyitott	206	5,09	4,81
AR, mikrohullámú	461	25,44	25,25
AR, HCl visszaoldás	918	75,66	78,39
HCl-HNO ₃ -HF	86 (ICP-OES)	–	1,01
HNO ₃	911	76,76	76,07

Az elemi kén kiválását a 3. számú, szfalerittartalmú minta esetében figyeltük meg (1. ábra), itt volt legnagyobb mértékű a kénvesztés a királyvízzel történő feltárási során. Az ásványos összetétel alapján számolt elméleti kén-tartalom azt mutatja, hogy a kénvesztés kisebb-nagyobb mértékben mindegyik mintát érintette (3. táblázat), így az általunk alkalmazott feltárási módok egyike sem használható teljeskörűen a kén-tartalom meghatározásához.

3. táblázat – A vizsgált szulfidércek kén-tartalma különböző feltárási módok végéig a méréseket

Feltárási mód	S[%], ICP-OES			
	1. minta	2. minta	3. minta	4. minta
AR+LiBO ₂	37,14	20,15	9,97	12,95
AR, nyitott	38,45	21,44	10,25	7,11
AR, mikrohullámú	35,05	22,76	21,86	4,80
HCl-HNO ₃ -HF	36,06	25,54	23,76	6,23
HNO ₃ -H ₂ O ₂	14,42	23,74	31,79	6,24
HNO ₃	–	–	–	13,28
Elméleti S-tartalom	40,89	28,93	32,90	13,21

6. Következtetések

A minta-előkészítés során számos tényező befolyásolja az elemzések pontosságát, ezért fontos, hogy a kapott eredmények helyességét vissza tudjuk

ellenőrizni (pl. ásványos összetétel alapján, vagy korábbi mérések eredményeinek összehasonlításával).

Vizsgálataink alapján a szulfidércek nyomelem-tartalmának meghatározásához a legtöbb nyomelem esetében kellő hatékonyságot biztosít a mikrohullámú roncsolóban végzett királyvizes feltárási. Magas szulfidásvány-tartalmú minták esetében problémát jelent az ólom és ezüst kiválása, valamint a kén egy részének kiválása, vagy eltávoztása. A magas ólom- és ezüsttartalmú minták esetében (pl. galenites érc) az Ag és Pb meghatározását ajánlott salétromsavas kioldással végezni, elkerülve a kloridcsapadék kiválását.

A kén kiválását az okozza, hogy az oxidáló sav vagy savelegy (pl. királyvíz, HNO₃) hozzáadásakor a reakció annyira heves, hogy a reakcióelegy felmelegszik és az oxidálószer eltávoztása meggyorsul. Ilyenkor szulfidásványok oxidációja nem megy teljesen végbe és elemi kén válik ki (Bartha, 1993). A kén-tartalom meghatározásához alternatív módszerként felmerült a baritos minták előkészítéséhez kidolgozott szódás (Na₂CO₃) feltárási (Tolnay, 1973), amelynek tesztelése folyamatban van.

A kiválasztott minták házi sztenderdként való alkalmazásához szükségünk lesz további ismétlődő mérések elvégzésére, illetve más laboratóriumokkal való összemérésre. Az eddigi tapasztalatokat felhasználva, előkészítési módszereink és méréseink pontosságának tesztelése céljából megkezdtük ismert összetételű referenciaminták elemzését.

7. Összefoglalás

A szulfidércek teljes körű elemzése a hazai, de a külföldi laboratóriumoknak sem jelent egyszerű rutinműveletet. Laboratóriumunk módszerfejlesztési kutatást indított, amelynek keretén belül 4 különböző szulfidércek típusminta fő- és nyomelem-tartalmát vizsgáltuk különböző feltárási módszerekkel. Vizsgálataink eredményei rámutattak arra, hogy az oldatos műszeres mérésekhez kapcsolódó minta-előkészítési módszer megválasztása nagyban befolyásolja mérési eredményeink helyességét.

Irodalomjegyzék

- Bartha A. (1993): Szulfidos ércék feltárási. Belső Szabvány, MÁFI Laboratóriumai.
Tolnay V. (1973): Módszertani Közlemények, 1973 (1), 105 p.

Támogatóink

Az Austro-Lab Kft.-t 1989-ban alapították, így több mint 30 éves tapasztalattal rendelkezik az anyagvizsgálat területén. Cégünk fő tevékenysége az anyagvizsgálatokhoz használt analitikai és laboratóriumi műszerek forgalmazása és szervizelése. Cégünk elsődleges célkitűzései között szerepel, hogy elsősorban megoldásokat kínáljunk érdeklődő ügyfeleinknek. Ennek érdekében fontosnak tartjuk a megoldandó feladatok megértését, tanácsokkal látjuk el ügyfeleinket, tesztméréseket vállalunk, így segítve őket abban, hogy a megfelelő műszereket válasszák ki feladataik megoldásához. Műszereinket Magyarországon különböző egyetemeken, kutató intézeteiben, valamint gyógyszeripari, műanyagipari, kerámiaipari, autóipari, vegyipari, élelmiszeripari stb. cégeknél használják.

A forgalmazott műszereink a következő analitikai területeket fedik le:

Röntgenanalitika (Bruker AXS GmbH, Bruker Nano GmbH)

Röntgendiffraktometria (fázisanalízis, mikrodiffrakció, SAXS, reflektometria, nagyfelbontású XRD, IP-GID, Rietveld stb.)

Röntgenspektrometria (elemanalízis, mikroXRF, totálreflexiós XRF stb)

Kézi röntgenspektrometria (elemanalízis)

microCT (mikroszerkezet vizsgálat, porozitás, morfológia)

Szemcseméret és szemcsealak meghatározás (Sympatec GmbH)

Lézerdiffraktometria

Dinamikus képelemzés elven mérő szemcsealak analízis

Száraz és nedves diszpergálási módszerek

Termikus analitika (Netzsch Gerätebau GmbH)

DSC-TG

Dilatometria

Hővezetési tulajdonságok

Termokinetikai szoftverek

Ásványolajipari vizsgálatokra alkalmas műszerek (PAC L.P. cégcsoport)

Örülünk, hogy az Önök szolgálatában állhatunk.

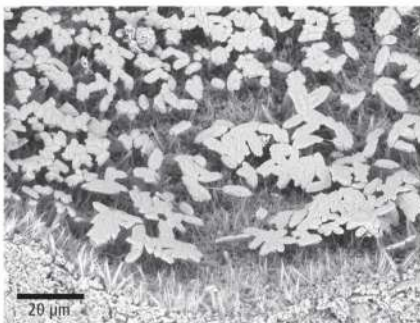
Szakács-Simon Sándor
Austro-Lab Kft.

Deepen your knowledge.



ZEISS GeminiSEM Family

The GeminiSEM family stands for effortless imaging with sub-nanometer resolution and high detection efficiency, even in variable pressure mode. Rely on surface sensitive imaging and analytics and profit from the highest sample flexibility. With the GeminiSEM family you will always get excellent images and reliable analyses from any real-world sample. Combine it with a ZEISS light microscope and profit from the various advantages of correlative microscopy!



zeiss.hu

Seeing beyond

Kirándulásvezető

A SOPRONI-HEGYSÉG METAMORF KÖZETEI ÉS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

Török Kálmán¹,

¹ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest Columbus utca 17–23.
e-mail: torok.kalman@mbfsz.gov.hu

Bevezetés

A Sopron környékén kibukkanó metamorf kőzetek (ortogneisz és különféle csillámpala változatok, valamint leukofillit; 1. ábra) az Alsó-Kelet-Alpi-egység Durvagneisz sorozatába (Grobgneiss) tartoznak, bár Draganits (1998) csak az ortogneiszeket és a gránátos klorit-muszkovit-kvarcpalákat (Vöröshídi Csillámpala) sorolja ebbe az egységbe. A Brennbérgbánya körüli csillámpalákat (sillimanit-andaluzit-biotitpala, valamint kianit-staurolit-gránát-csillámpala, kianit-kloritoid-csillámpala) és a gneiszteléreket (Öbrennbérg – Kaltes Bründl sorozat) a Kor-alpe Strahlegger gneiszével mutatott rokonsága alapján, a Középső-Kelet-Alpi-egységbe teszi.

Az Öbrennbérg környékén található csillámpalák metamorf történetükben különböznek a hegység többi, metamorf kőzetétől, mert csak itt mutatható

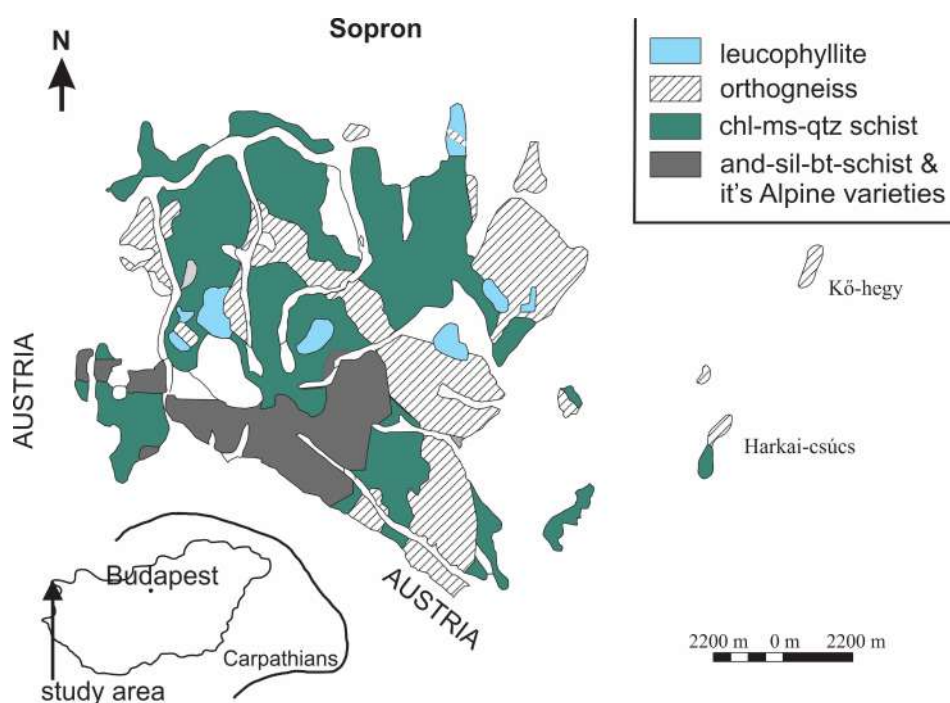
ki, hogy a kőzetek fejlődésük során többfázisú metamorfózison (polimetamorfózison) estek át. A többi kőzetben kizárólag csak az alpi metamorfózis és metasomatózis nyomait láthatjuk.

Amfibolit felszínen csak az ausztriai részen található (Draganits, 1998), a magyarországi részen eddig csak mélyfúrásból került elő. Az Alsó-Kelet-Alpi-egység egyik speciális, nyírási zónákban megjelenő kőzete a leukofillit azonban a Soproni-hegységben is számos feltárásban tanulmányozható.

Kőzettípusok és metamorf fejlődéstörténetük

Gneiszek

A gneiszek legfontosabb kőzetalkotó ásványai a kvarc, albit, káliföldpát és a fehér csillám. Akcesz-zóriaként biotit, gránát, klintozit, epidot, klorit,



1. ábra – A Soproni-hegység metamorf kőzeteinek elterjedése

ilmenit, rutil, monacit, cirkon és apatit fordulnak elő. A hegység legelterjedtebb kőzetével, a gránátos klorit-muszkovitpalával magmás kontaktusban van, ami legjobban a Gloriette kilátó alatt levő kis kőfejtőben figyelhető meg. Több helyen találhatunk a gneiszben csillámpalazárványokat is (pl. Harkai-csúcs, Várisi-kőfejtő). A gneiszet helyenként leukofilitesedett tektonikus zónák vágják át, melyek legjobban a Nándormagaslati-kőfejtő tetején, és a Lötéren a Vas-hegy oldalában figyelhetők meg. Ritkán turmalintartalmú, durvaszemcsés változat is előfordul, mely berillt is tartalmaz. Ezt a változatot a magmás fázis utáni nagy hőmérsékletű B-Be-tartalmú hidrotermás tevékenység nyomának tartja Spránitz et al. (2018).

Szerkezetük szerint a gneiszek két alapvető típusra oszthatók, melyek ásványos összetételben nem különböznek egymástól:

- Metagranitoidok. Ezek szövete még őrzi az eredeti magmás bélyegeket, irányítottság nem, vagy csak nagyon kis mértékben figyelhető meg. Ilyen metagranitoid található például a Várisi-kőfejtőben és a Harkai-kúpon.

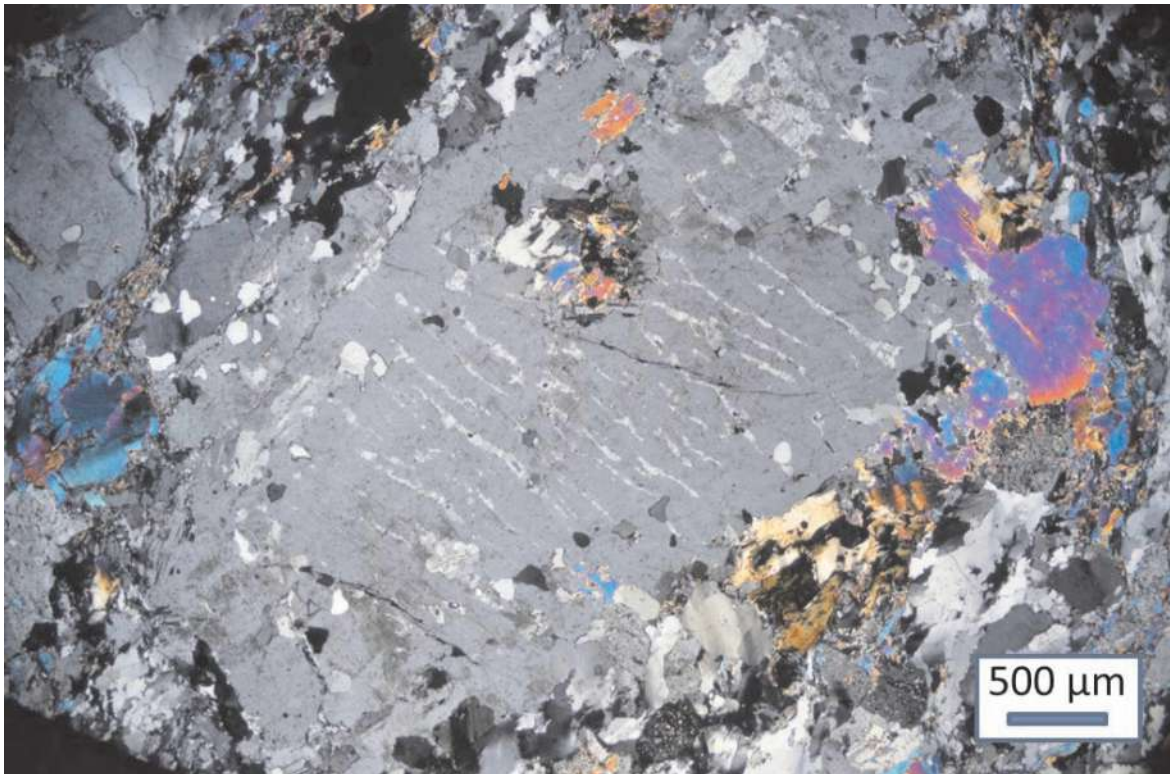
- Gneiszek, milonitosodott gneiszek (2. ábra). A magmás szöveti jellegek már elmosódtak, a kőzeteken erős irányítottság figyelhető meg, ami akár a milonitig is elmege. Ilyen esetekben a kőzetalkotó ásványok unduláló kioltásúak, töredezettek, gyakori a felaprózódás és alszemcséképződés. A csillámok kinkesek, gyűrtek. Ilyen kőzetek jellegzetesek a Kő-

hegyen és a Haraszt-lejtő feltárásában (Rókaházi Gneisz, Kisházi és Ivancsics, 1989). A milonitosodott gneiszekben szöveti elemzés alapján két fehér-csillám-generációt különíthetünk el. Az idősebb, durvább szemcsés (esetenként az 1 mm-t is elérheti) fehér csillámot a palásság körbeveszi, mintegy becsomagolja. Ez a generáció általában sokkal deformáltabb, mint a fiatalabb, kisebb szemcsékből álló fehér-csillám-generáció, ami a palássági irányok szerint orientáltan helyezkedik el, vagy pedig az albit-porfiroblasztok magjában található, esetenként apró idioblasztos gránattal, biotittal, zoizittal és két-fázisú folyadékzárványokkal együtt. Az albit-porfiroblasztok szegélye zárványmentes.

Mind a fent leírt szöveti bélyegek, mind pedig az ásványkémiai elemzések arra mutattak, hogy az ortogneiszek relikta, magmás ásványokat is megőriztek, és a metamorfózis során új ásványok is képződtek. A gneiszek eredeti magmás ásványai a zónás almandinban és spessartinban gazdag gránát ($\text{Alm}_{34,2} \text{Sps}_{17,1} \text{Prp}_{3,5} \text{Grs}_{0,5} \text{Adr}_{0,198}$), a kis Si- és viszonylag magas Ti-tartalmú muszkovit, annitkomponensben gazdag, rutilkiválásokat tartalmazó vagy nagy Ti-tartalmú biotit és pertites káli-földpát (3. ábra). A megőrződött magmás reliktmok és az elérhető kémiai adatok (Lelkes-Felvári et al., 1984; Kisházi és Ivancsics, 1989; Draganits, 1998; Török, 2001) alapján a gneiszek kiinduló kőzete peraluminiumos gránáttartalmú kétcsillámú leukogranit lehetett. A magmás gránátok Mn-tartal-



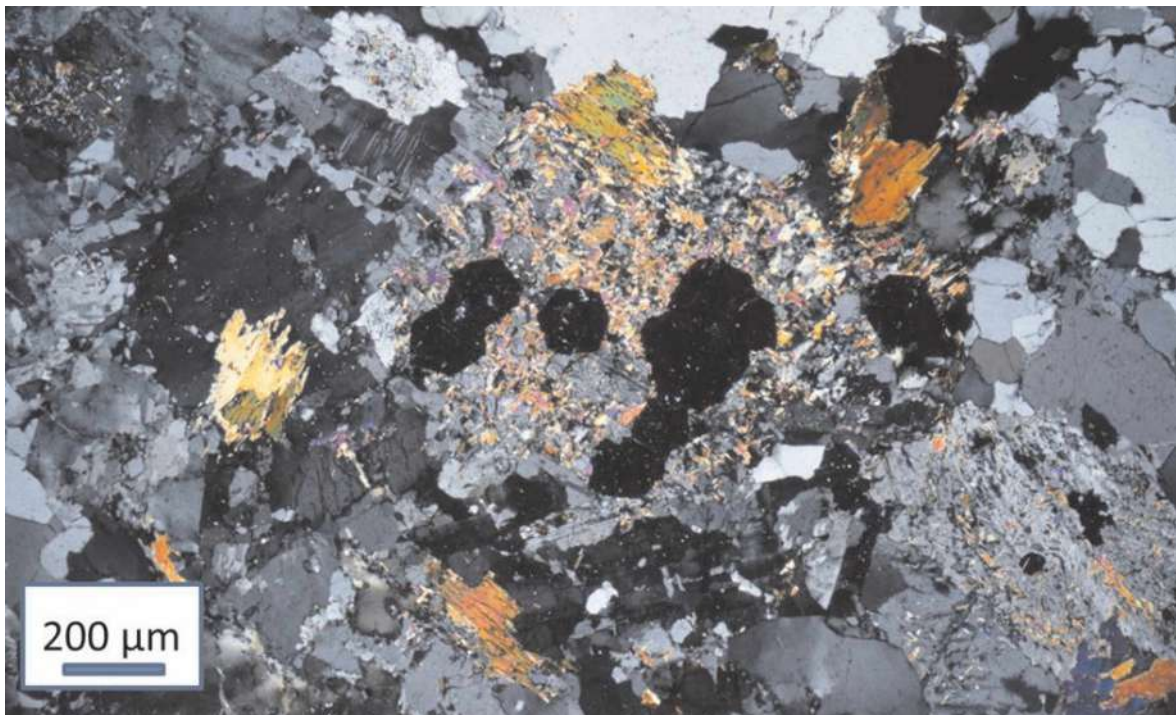
2. ábra – Gránátos gneisz a Gloriette-kőfejtőből (Lantos Zoltán felvétele)



3. ábra – Magmás, pertites káliföldpát-porfiroblaszt a Gloriette-kőfejtőben található gneiszből, keresztezett nikolokkal

ma alapján az eredeti, peraluminios, gránáttartalmú, kétcsillámú gránit képződési nyomása nem haladta meg a 0,4 GPa-t, és a hőmérséklet kb. 700 °C lehetett. A nagyobb Mn-tartalmú gránátok esetében a nyomás még alacsonyabb volt (Török, 1998).

Az alpi, nagynyomású ásványegyüttes képviselői a grosszulárkomponensben gazdag Ca-Fe-Mn-gránát ($\text{Grs}_{25,9-58,5}\text{Alm}_{12-55,8}\text{Sps}_{2,8-38,1}\text{Adr}_{0-13,9}\text{Prp}_{1,3-3,7}$), a nagy Si-, Fe-, és Mg-tartalmú fengit (6,58–7,03 Si a.p.f.u.), K-földpát, albit és klinozoit (4. ábra).



4. ábra – Alpi albit, fengit és gránát szorít ki magmás biotitot és káliföldpátot, Rókaházi Gneisz (Haraszt-lejtő). A felvétel keresztezett nikolokkal készült

Török, (1996, 1998) szerint a maximális nyomás 1,2–1,4 GPa, a hőmérséklet, pedig 580–600 °C körüli lehetett. Az alpi metamorfózis kora fehér csillámokon és biotiton végzett K–Ar és Ar–Ar, valamint monaciton mért U–Pb–Th koradatok alapján 70–80 millió év volt (Balogh és Dunkl 2005; Nagy et al. 2002). Balogh és Dunkl (2005) fission track koradatai alapján (77,5–57,6 M év cirkon és 62,6–40,9 M év apatit) a kiemelkedés nagyon gyors lehetett.

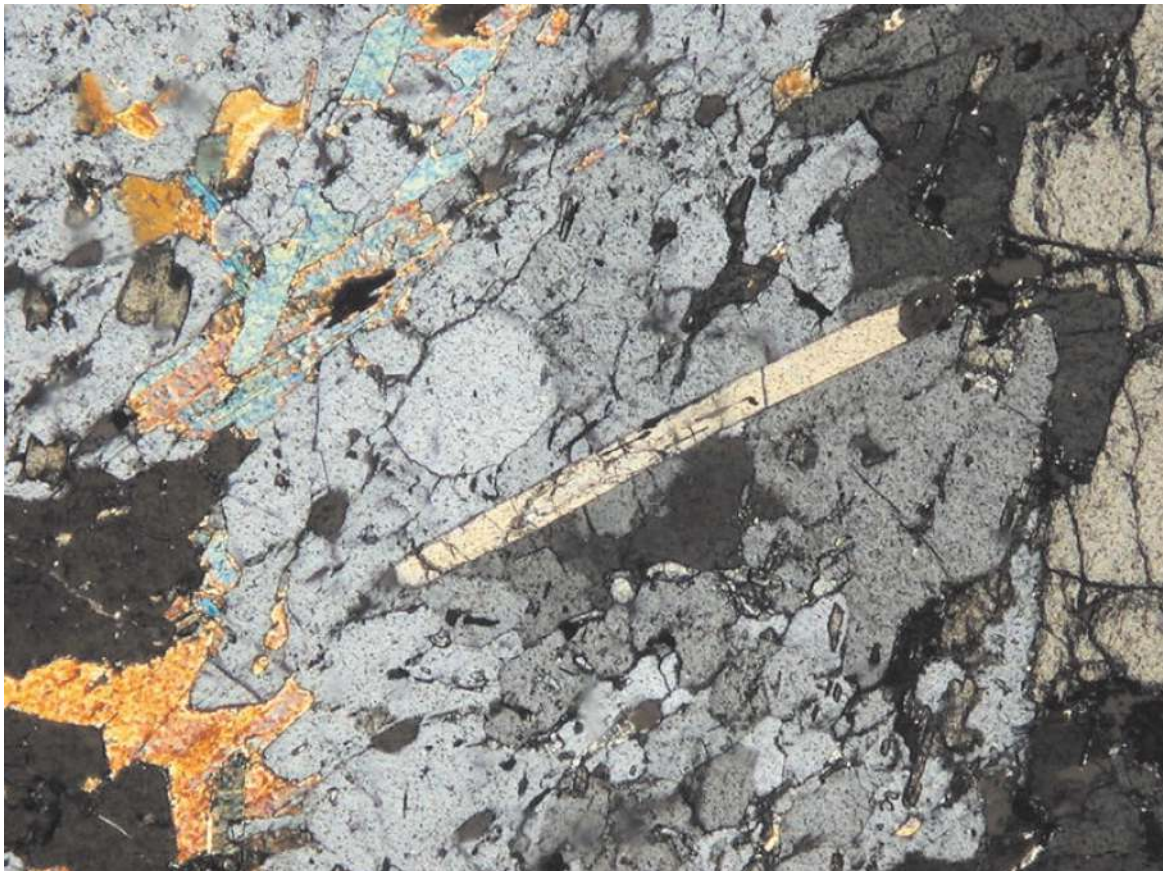
Gránátos klorit-muszkovitpala (Vöröshídi Csillámpala)

A Soproni-hegység legelterjedtebb metamorf kőzete. A kőzet legjobb feltárása a Vöröshídnál és a Gloriette-kőfejtőben van, de sok helyen vannak kisebb kibukkanásai a hegységben. A csillámpala főleg kvarcot, muszkovitot, paragonitot, kloritot tartalmaz. Helyenként nagyobb mennyiségben gránát, vagy ritkábban plagioklász és biotit, valamint kloritoid is előfordul. A muszkovit és a paragonit gyakran aprószemcsés halmazokban fordul elő, mintha pszeudomorfózást képeznének egy korábbi ásvány (Al_2SiO_5 ásvány és/vagy staurolit?) után. A halmazokban esetenként albit, kloritoid és biotit is található. Az osztrák oldalon Draganits (1998) staurolit

litreliktumot talált az apró szemcsés fehér csillámból álló halmazokban. Akcesszóriaként turmalin, apatit, ilmenit, rutil, cirkon, monacit és xenotim is található. Az akcesszóriák közül a turmalin helyenként jelentősen feldúsulhat (Spráncz et al., 2018). A Füzesárókban a turmalin gránáttal összefogazódva jelenik meg, ami a két ásvány egyidejű képződését bizonyítja. Bár a kőzet a gneisszel van kontaktusban, azaz minden valószínűség szerint ugyanazt a metamorf utat járta be, de az erős retrográd átalakulások és/vagy a geotermo-barometriára alkalmas ásvány-együttesek hiánya miatt alacsonyabb nyomást kapunk, mint a gneiszekre. A több lelőhelyről származó mintákban a kapott maximális hőmérséklet 560–600 °C, a nyomás pedig 0,84–1,23 GPa volt (Török, 2020). Az osztrák oldalon Draganits (1998) vizsgálta a kőzetet, és egy kicsit alacsonyabb p-T értékeket kapott (0,95±0,15 GPa és 550±30 °C).

Polimetamorf csillámpala (Öbrennberg és környéke; Öbrennberg – Kaltes Bründl sorozat)

A Vöröshídi Csillámpalánál lényegesen kisebb területen fordul elő, Öbrennberg környékén. Itt jelenleg két feltárásban tanulmányozható. Az egyik a



5. ábra – Sillimanitzárványt tartalmazó andaluzit, Öbrennberg, Kovács-árok, sillimanit-andaluzit-biotitpala. A felvétel keresztezett nikollokkal készült

kovácsárki sillimanit-andaluzit-biotitpala, a másik ennek a kőzetnek az alpi metamorfózis során szinte teljesen átalakult és részben metasztatizált változata, amely az Oromvégi-kőfejtőben tanulmányozható. Régebben egy nagyon kicsi feltárásból is gyűjthettünk az alpi átalakuláson átesett és nem metasztatizált csillámpalából a Kovács-árok oldalvölgyében, de ez a feltárás a tereprendezés során megsemmisült.

A kőzetek metamorf fejlődéstörténete meglehetősen komplex, és távolról sem tisztázott. A legidősebb korokat (320–330 M év) Balogh és Dunkl (2005) publikálta, amelyet a sillimanit-andaluzit-biotitpala biotitján mértek. Nagy et al. (2002) kétgenerációs monaciton mért Th–U és teljes Pb-korokat. Az idősebb generációban mért korok 300 M év körül szórnak, a fiatalabbra pedig 75 M év körüli (alpi) korokat kaptak. A legtöbb alacsony záródási hőmérsékletű geokronológiai módszerrel mért adat kevert korokat tükröz (Balogh és Dunkl, 2005; Dragánits, 1998; Schuster et al., 2001), de az Alpokban elterjedten detektálható permo-triász korok itt is egyértelműnek tűnnek.

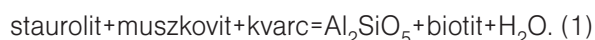
A típusfeltáráásban található kőzet főleg *biotit*, *kvarc*, *andaluzit*, *plagioklász*, *sillimanit*, *muszkovit*,

káliföldpát ásványokból áll, amihez járulékos és accesszórius elegyrészként *staurolit*, *kianit*, *korund*, *spinell*, *gránát*, *paragonit*, *ilmenit*, *apatit*, *cirkon*, *monacit* társulhat. (A prealpi ásványegyüttes tagjait kövér, az alpiakat normál, míg a mindkét együttesben stabilakat dőlt betűk jelzik.)

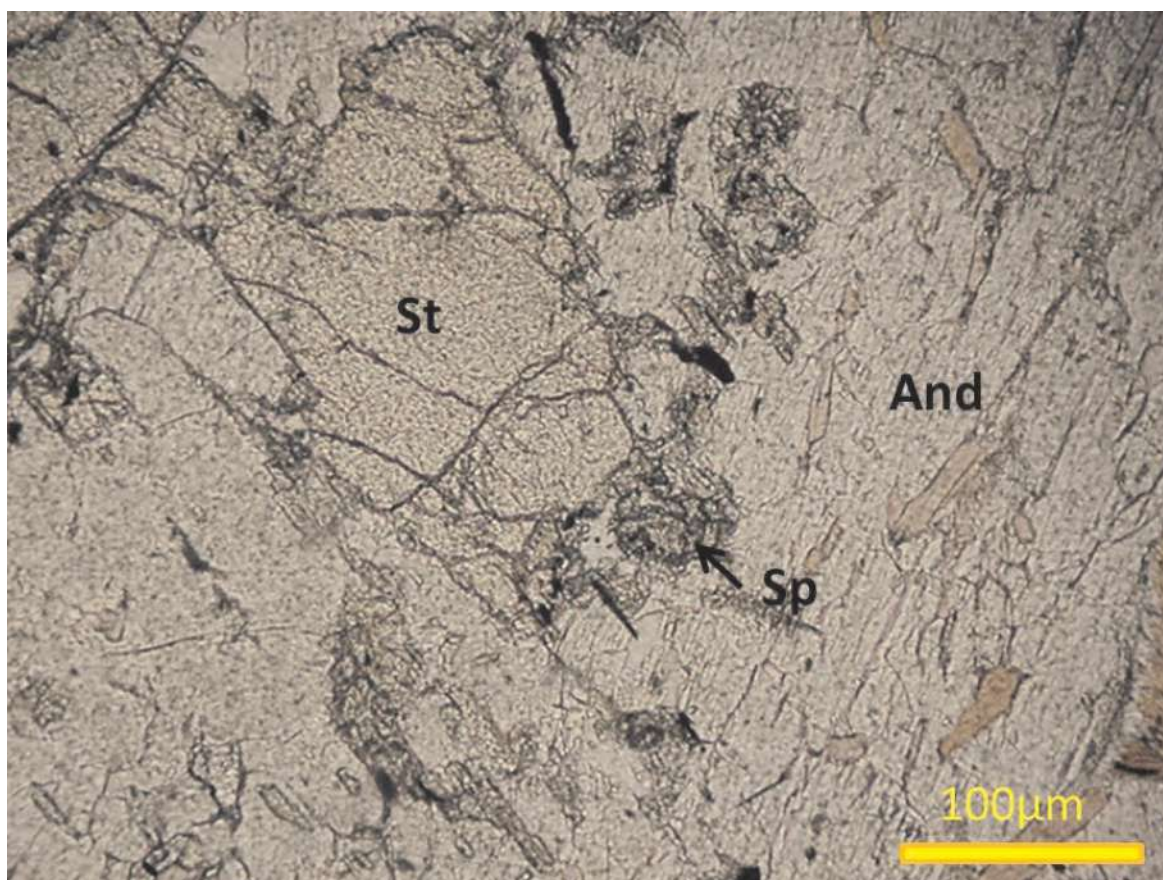
A legidősebb ásványegyüttes tagjai a deformált andaluzit-porfiroblasztokban található léces sillimanit, valamint staurolitreliktumok (5. és 6. ábra). Az andaluzit-porfiroblasztok két típusa különböztethető meg a csiszolatokban (Török, 1999):

- 1. Biotitot, staurolitreliktumokat±spinell±korundot±sillimanitot tartalmazó, deformált idős andaluzit.
- 2. Csak biotitot tartalmazó, kevésbé, vagy nem deformált fiatalabb andaluzit. Ez utóbbi néha körülnövi az idősebb andaluzitot.

Az idősebb andaluzitban található staurolitreliktumok körül gyakran található sillimanit, korund és spinell, a prealpi magas hőmérsékletű metamorfózis során képződtek a staurolit széteséséből (6. ábra). A staurolit bomlása már viszonylag alacsony hőmérsékleten bekövetkezik az alábbi reakcióval:

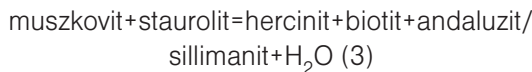


Ennek során képződhetett az andaluzit egy része. Ha a növekvő andaluzit-porfiroblaszt belse-

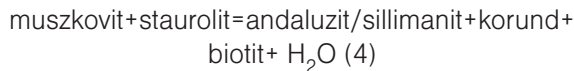


6. ábra – Staurolitreliktum (St) andaluzitban (And). Az apró spinell a staurolit nagy hőmérsékletű reakcióterméke. Kovács-árok, sillimanit-andaluzit-biotitpala

jében elfogy a kvarc, akkor a staurolit magasabb hőmérsékleten bomlik a következő reakcióval:



A staurolit további bomlása kvarcmentes környezetben muszkovit jelenlétében korund képződését eredményezi:



A prealpi metamorfózis során elért legmagasabb hőmérsékletet a muszkovit bomlása mutatja kvarc jelenlétében, mely során káliföldpát és sillimanit képződött.

Dégi et al. (2015) a reakciók alapján végzett termodinamikai modellezést és a következő prealpi fejlődéstörténetet kapta: A gránátok Ca-gazdag magjainak Sm–Nd kora 330 M év körül van. Ez jó egyezést mutat a korábban mért legidősebb korokkal (Balogh és Dunkl, 2005). A legidősebb gránát staurolittal való egyensúly alapján a hercynit p-T-csúcs 600–650 °C és 0,6 GPa lehetett. Az ezt követő dekompreszió és hűlés során a staurolit és muszkovit szétesett andaluzitá és biotitá 570 °C hőmérséklet és 0,37 GPa nyomás alatt. Az andaluzit stabilitási mezijében érte a kőzetet a permotriász kisnyomású és nagy hőmérsékletű metamorfózis, amely során izobár felmelegedés következett be. Ennek során az andaluzitban maradt staurolit és muszkovit további szétesése következtében spinell, korund és sillimanit képződött. A kőzet más részein parciális olvadás termékeként leukoszóm csomók és rétegek (pertites káliföldpát, antipertites plagioklász, kvarc és biotit) képződtek, valamint bekövetkezett a muszkovit szétesése káliföldpáttá és sillimanitá, maximálisan 650–680 °C hőmérsékleten és 0,37–0,4 GPa nyomáson. Az ezt követő retrográd metamorfózis során a második generációs andaluzit és korlátozott rehidratációval a káliföldpátból képződött muszkovit gazdagította az ásványegységet.

Az alpi átalakulás során az andaluzit kianit+staurolit+kloritoid pszeudomorfózákká esett szét, amikben helyenként még az andaluzitban reliktumstaurolit és korund is megtalálható. A prealpi sillimanitos–fibrolitos, csillámos (káliföldpátos) domének apró szemcsés muszkovittá, szericitté és biotitá estek szét, amik aztán később átalakultak gránátá, staurolitá ± kloritoiddá. Ilyen, az alpi metamorfózis során átalakult kőzet található a Kovács-árok oldalvölgyében és az Oromvégi-kőfejtőben. Ez utóbbi már erős alpi retrográd metamorfózist és metasomatizist is szenvedett, amit a klorit és a kloritoid gyakorisága is tanúsít. A zónás gránátok, valamint a

fengit-barometria alapján az alpi metamorfózis csúcsa 1,39–1,47 GPa nyomáson és 550–600 °C hőmérsékleten lehetett. Ez nagyon jó egyezést mutat a gneiszek alpi ásványegyütteséből számolt nyomással és hőmérséklettel. A további gránátzónákból számolt hőmérsékleti és nyomásértékek azt mutatják, hogy lassú hűlés mellett dekompreszió játszódott le (Török, 2003).

Leukofillit

A Keleti-Alpokban, így a Soproni-hegységben a gneiszek és a csillámpalák fő nyírási zónáiban metasomatikus eredetű leukofillitek, vagy Mg-klorit-muszkovit-kvarcpalák fordulnak elő. Az említett ásványokon kívül a leukofillitekben kianit, flogopit, rutil, turmalin, cirkon, monacit és xenotim is található. Ezzel a speciális kőzetfajttal több szerző is foglalkozott (Lelkes-Felvári et al., 1983, 1984; Kisházi és Ivancsics, 1985, 1987b; Demény et al., 1997; Prochaska et al., 1997, Török, 2001). Lelkes-Felvári et al. (1983, 1984) szerint a leukofillitek egy speciális kiindulási kőzet metamorfózisából származtathatók, míg Kisházi és Ivancsics (1985a, 1987) a terepi és a mikroszkópos megfigyelések alapján a metasomatikus eredet mellett érveltek. Az újabb, korszerű vizsgálati módszerekkel (stabilizotópelemzések, fluidzárvány-vizsgálatok, elektron-mikroszondás mérések) (Demény et al., 1997; Prochaska et al., 1997) a metasomatikus eredet igazoltnak látszik. A képződési körülményekről is megoszlanak a vélemények. Míg Demény et al. (1997) a leukofillit képződését a csúcs p-T körülményekre teszi, addig Prochaska et al. (1997) és Török (2001, 2020) a retrográd metamorfózis termékének tartja őket.

A csillámpalákban található leukofillithez kötődik a Füzes-árok környékén található Th- és ritkaföldfém-tartalmú ásványdúsulás, melyet Fazekas et al. (1975) írt le. Ebben az ásványtársulásban florencitet ($\text{CeAl}_3[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_6$), monacitot, thoritot, torianitot és apatitot írnak le. A monacit helyenként helyettesíti, kiszorítja a florencitet és az ércesedést az apatit képződése zárja le. Az RFF-Th-foszfátos ércindikáció keletkezését pegmatitokból illetve torlatokból metamorf mobilizációval képzelik el.

Török (2020) mikroszkópos és scanning elektronmikroszkópos vizsgálatai alapján három ércesedéstípus különíthető el:

1. Florencites ércesedés, melyben a florencit változó mennyiségű Th-ot tartalmaz, ami a visszaszórt elektronképen inhomogén foltos mintázat vagy pedig látványos zónásság formájában jelenik meg. Az inhomogén florencit gyakran deformált. Előfordul, hogy ezt a deformált inhomogén florencitet zónás florencit növi körül, majd erre újból inhomogén

gén florencit nőtt. Mindkét típusba tartozó florencit harántolhatják repedések, melyeket gyakran Th-gazdag monacit tölt ki. Ez a nagy Th-tartalmú monacit gyakran jelenik meg a florencitben zárványként is, de ezek a zárványok általában a florencit repedései mentén helyezkednek el. Ezek a repedések pedig többnyire jól követhetők a florencitszemcsé határáig. Ez a szöveti elrendeződés arra utal, hogy a monacit képződése a florencit után következett, ami összhangban van Fazekas et al. (1975) megfigyeléseivel. A florencitben helyenként előforduló kianit- és Mg-kloritszemcsék azt mutatják, hogy az ércesedés a leukofillit képződése után történt.

2. Monacit-apatitos ércesedés, melyben a monacit vázkristályok gyakran a zónás florencitszemcsék utáni alakot veszik fel, és a monacitszemcséken idiomorf apatitkristályok ülnek. Mind a monacit, mind pedig az apatit a kőzetalkotó kianit és Mg-klorit után képződtek. A thorit és a torianit általában zárványként található a monacitban és ritkábban az apatitban. A befogadó leukofillit is különbözik az előző típus leukofillitjétől, mert ebben az ércesedési típusban a muszkovit majdnem teljesen paragonittá alakult át.

3. Allanit-apatitos ércesedés, ami a Füzes-árok gránátos klorit-muszkovit-kvarcpalájában található egyik kvarc-turmalinos érre jellemző. (Ez a gránátos klorit-muszkovit-kvarcpala a Vöröshídnál előfordulóhoz hasonló.) A kvarc-turmalinos ér gránátot, albitos plagioklász, Fe-gazdag kloritot, muszkovitot is tartalmaz. Az allanit a turmalinszemcsék közti teret tölti ki, ami azt mutatja, hogy a turmalin képződése megelőzte az allanitet. Ebben a kvarc-turmalinos érben egyes turmalinszemcsék gránáttal fogazódnak össze, tehát együtt keletkeztek. Az allanit szintén előfordul az idiomorf apatitkristályokban is, mint zárvány, tehát az apatit itt is az utolsóként képződött fázis. Az allanit-apatitos ércesedés viszonya az előző két típussal nem ismert, mert a vizsgált mintákban nem fordulnak elő együtt. Ami viszont biztosnak látszik, hogy a RFF-ércesedést az apatit képződése zárja le.

4. Egyes helyeken a turmalin is feldúsul. Ezekben a zónákban, nagyon gyakran a metasomatózis jellegének megfelelően Mg-ban gazdag turmalin képződik (Spráncz et al., 2018).

A gneiszek nyírási zónáiban elhelyezkedő leukofillitben hasonló ritkaföldfemes, tóriumos ércindikáció nem ismert, viszont a ritkaföldfém- és tóriummentes foszfátos ásványkiválások igen. Egy leukofillit-mintában a sopronbánfalvai Ady mozi melletti feltárásból nagy mennyiségű Mg-Al-foszfátot találtam, amelyet ként is tartalmazó Sr-Al-foszfát szegélyez. Foszfátásványok egyes milonitosodott gneiszekben is előfordulnak késői kiválásként (Török, 2001).

1. Harkai-kúp gneisz, metagranit, pegmatit

A Soproni-hegység fő tömegétől pár kilométerre, keletre találhatók kisebb kibukkanó gneiszdombok. Ilyen a Harkai-kúp, vagy a Kő-hegy. A Kő-hegy ma is aktív kőfejtő, ahol jól foliált, helyenként milonitos, gránátos gneiszet bányásznak. A Harkai-kúp (vagy Harkai-csúcs néven is szerepel) tetején levő kőfejtő a gneisz egyik legjobb szabadon látogatható feltárása, ahol többféle kőzetváltozatot gyűjthetünk. A kőfejtő környékén törmelékben a gránátos klorit-muszkovit-kvarcpala (Vöröshídi Csillámpala) is megtalálható, de jó feltárása nem ismert. A kőfejtő bejáratával szemben a fal tetején egy nyírási zóna majdnem teljesen lepusztult maradványai találhatók némi leukofillittel. Alatta egy kvarcból, földpátból és nagyméretű muszkovitból álló pegmatitos ér húzódik. A fő kőzettípus a gyengén irányított vagy palás gneisz és a metagranit, melynek fő összetevői a kvarc, plagioklász, káliföldpát és muszkovit. Ebben a kőzetben viszonylag kevés a szabad szemmel látható gránát és a biotit is.

2. Kovács-árok sillimanit-andaluzit-biotitpala

Magyarország legmagasabb fokú metamorfizálódott, felszíni feltárásban is tanulmányozható kőzetét a polimetamorf sillimanit-andaluzit-biotitpalát tanulmányozhatjuk ebben a feltárásban. Friss törési felületen sötét, biotitban gazdag kőzetet látunk, melyben lila színű foltok jelzik az andaluzitot. Egy eredetileg üledékes, homokos és agyagos rétegek váltakozásából álló rétegsort látunk a feltárásban. Az agyagosabb részekből képződött a sillimanit-andaluzit-biotitpala, a homokban gazdagabb részek pedig kvarcittá alakultak. A homokkőben helyenként agyagosabb csíkok voltak, melyek most andaluzitban, sillimanitban és biotitban gazdagabb sávok formájában jelentkeznek. Vékonycsiszolatban helyenként kis torlatokat is találunk, melyek az eredeti üledékes rétegzettséget mutatják.

3. Oromvégi-kőfejtő, kianit-staurolit-gránát csillámpala, kianit-kloritoid csillámpala, kianit-leuchtenbergit-muszkovitkvarcit (leukofillit)

A Kovács-árki feltárásban látható csillámpala alpi metamorfózist és metasomatózist szenvedett változatait láthatjuk ebben a kőfejtőben. Sajnos ez a feltárás magánterületen van.

A csillámpala legfontosabb ásványai a kvarc, muszkovit, biotit, gránát, plagioklász, staurolit, kianit, kloritoid, klorit. A kőzetben mikroszkópban felismerhetők az egykori andaluzit utáni pszeudomorfózák, melyek kianitból, staurolitból ± kloritoidból és muszkovitból állnak. Ha szembe állunk a fallal, akkor egy kiugró kőzettelért látunk a feltárás bal oldalán. Ez a csillámpalából metasomatózissal átalakult leukofillit (kianit-leuchtenbergit-muszkovitkvarcit), amely a nyírási zónán belül és annak közvetlen környezetében lejátszódott metasomatózist tanúsítja. A leukofillit mellett a csillámpala átalakult, a biotit, a gránát, a plagioklász és a staurolit eltűnt belőle, a kőzet fő tömegét muszkovit és kvarc teszi ki. Ezen kívül, klorit, poszttektonikus kianit és kloritoid található még a kőzetben. Az andaluzit utáni pszeudomorfózák többsége eltűnik, illetve kianitból ± kloritoidból álló kisebb aggregátumokká alakul. A kloritoidlécek gyakran egy középpontból több irányba, sugarasan nőnek. A leukofillittől távolodva fokozatosan megjelennek a gránátok, majd a biotit és staurolit, végül a plagioklász is. A poszttektonikus kianit és kloritoid pedig visszaszorul, majd eltűnik.

4. Vöröshíd gránátos klorit-muszkovit-csillámpala

A Soproni-hegység leggyakoribb metamorf kőzete táruul fel a Vöröshíd melletti útbevágásban, amely a többi feltáráshoz hasonlóan egyre rosszabb állapotban van. Ez a kőzet legnagyobb és legjobb feltárása a Soproni-hegység magyarországi részén. A kőzetben szabad szemmel is jól látható gránátok találhatóak. Ezen túl kvarcot, muszkovitot, paragonitot és kloritot tartalmaz legnagyobb mennyiségben a kőzet. Ritkábban kloritoid, plagioklász és biotit is előfordul. Egyes helyeken a hegységben turmalin is felszaporodik a kőzetben, de sajnos nem ebben a feltárársban (Spránitz et al., 2018).

5. Lőtér, Vas-hegy oldala gneisz leukofillit (leuchtenbergit-muszkovitkvarcit) átmenet

A Lőtéren található feltárársban a gneisz-leukofillit átmenete táruul fel. A gneisz fokozatosan alakul át, ahogyan közeledünk a metasomatizált nyírási zóna felé. Ezt a jelenséget terepi megfigyeléseik, csiszolatos vizsgálataik és teljeskövet-elemzések alapján Kisházi és Ivancsics (1985, 1987 b) írták le, és leírásukat Demény et al. (1997), és Török (2001) egészítette ki hidrogén- és oxigénizotópos mérésekkel, valamint ásványkémiai és nyomelemzésekkel. Az eredetileg kvarcot, plagioklászt, káliföldpátot,

muszkovitot, biotitot és gránátot tartalmazó kőzetből a leukofillites zóna felé haladva először eltűnik a biotit és a gránát (káliföldpát-gneisz). A következő zónában már a káliföldpát is eltűnik (albitgneisz), majd az albit is kimarad, és muszkovit-kvarcpala lesz a gneiszből, melyben helyenként flogopitot is találhatunk. A legbelső zónában már leukofillit van, ami-ben megjelenik a leuchtenbergit (Mg-klorit) muszkovit és kvarc mellett. A legintenzívebben átalakult zónákban a leuchtenbergit felszaporodását látjuk a muszkovit rovására (ebben a feltárársban sajnos ezt nem tanulmányozhatjuk). A gneiszekben található leukofillitekben nagyon ritkán kianitot is találhatunk.

6. Gloriette-kőfejtő klorit-muszkovitpala és gneisz kontaktusa

A Vas-hegy északi részén a Gloriette kilátó alatt található kis kőfejtőben a klorit-muszkovitpalát tanulmányozhatjuk, amelybe több helyen vékony gneiszerek, -lencsék, -tömszök találhatóak. Az alpi metamorfózis során gneisszé metamorfizálódott gránit benyomulását és kontaktusát figyelhetjük meg ezen a helyen. Több más hasonló előfordulás is található a Soproni-hegységben, de ezek csak törmelékben mutatják a két kőzetet. Ez az egyedüli ismert feltárása, ahol szálban tanulmányozhatjuk a kontaktust. Kontaktásványok, illetve kontaktzóna már nem vehető észre, a gneisz és a klorit-muszkovitpala kontaktusa éles. Kisházi és Ivancsics (1989) kétféle gneisztípust írtak le. Az egyik finomabb („aplitos”), a másik durvább szemcsés („pegmatitos”). A hegység más helyein előforduló törmelékben, a kontaktuson néhol felszaporodik a turmalin (Spránitz et al., 2018).

Irodalomjegyzék

- Balogh, K., Dunkl, I. (2005): Argon and fission track dating of Alpine metamorphism and basement exhumation in the Sopron Mts. (Eastern Alps, Hungary): thermochronology or mineral growth? – *Mineralogy and Petrology* 83, 191–218.
- Dégi J., Török, K., Schuster, R. (2015): Szubmikrométeres léptékű megfigyelések az Öbrennbergi csillámpalában – három tektonikai ciklus elkülönítése. – In: Pál-Molnár, E., Raucsik, B., Varga, A. (szerk): „Meddig ér a takarónk?” A magma-képződéstől a regionális litoszféra formáló folyamatokig. 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, Ópálos 42–46. ISBN 978-963-306-389-7.
- Demény, A., Sharp, Z.D., Pfeifer, H.-R. (1997): Mg metasomatism and formation conditions Mg-chlorite-muscovite-quartz-phyl-lites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to Alpine whiteschists. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 247–260.
- Draganits, E. (1998): Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 141, 113–146, Wien.
- Fazekas V., Kósa L., Selmecei B. (1975): Ritkaföldfém ásványo-

- sodás a Soproni-hegység kristályos paláiban. – *Földtani Közlöny* 105, 297–308.
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1985): Genetic petrology of the Sopron crystalline schist sequence. – *Acta Geologica Hungarica*, 28, 191–213.
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1987a): A Soproni Csillámpala Formáció genetikai közettana. – *Földtani Közlöny*, 117, 203–221.
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1987b): Újabb adatok a Sopron környéki leuchtenbergit tartalmú metamorfitek keletkezésének problematikájához. – *Földtani Közlöny* 117, 31–45.
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1989): A Soproni Gneisz Formáció genetikai közettana. – *Földtani Közlöny*, 119, 153–166.
- Lelkes-Felvári Gy., Sassi, F.P., Visonà, D. (1983): On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations. – *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 38, pp. 607–615.
- Lelkes-Felvári, Gy., Sassi, F.P., Visonà, D. (1984): Pre-Alpine and Alpine developments of the Austroalpine basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). – *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 39, 593–612.
- Nagy G., Draganits, E., Demény, A., Pantó, Gy., Árkai, P. (2002): Genesis and transformations of monazite, florensite, and rhabdophane, during medium grade metamorphism: examples from the Sopron Hills, Eastern Alps. – *Chemical Geology* 191, 25–46.
- Prochaska, W., Huber, M., Bechtel, A. (1997): Die alpidische Leukophyllitbildung am Alpenostrand. – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, 20, 37–52.
- Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R., Frank, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs*, 44, 111–141.
- Spránitz, T., Józsa, S., Kovács, Z., Váczi, B., Török, K. (2018): Magmatic and metamorphic evolution of tourmaline-rich rocks of the Sopron area, Eastern Alps. – *Journal of Geosciences*, 63, 175–191. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.263>
- Török, K. (1996): High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kő-hegy gneiss, Sopron (W-Hungary); Phengite barometry and fluid inclusions. – *European Journal of Mineralogy*, (5), 917–925
- Török, K. (1998): Magmatic and high-pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, eastern Alps (W Hungary). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 173 (1), 63–91
- Török, K. (1999): Pre-Alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schists from the Sopron mountains (Eastern Alps, Western Hungary). – *Acta Geologica Hungarica*, 42, 127–160
- Török, K. (2001): Multiple fluid migration events in the Sopron Gneisses during the Alpine high-pressure metamorphism, as recorded by bulk-rock and mineral chemistry and fluid inclusions. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 177 (1), 1–36
- Török, K. (2003) Alpine P-T path of micaschists and related orthogneiss veins near Obrennberg (W-Hungary, Eastern Alps). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 179 (2), 101–142.
- Török, K. (2020): Multiple fluid migration events and REE+Th mineralisation during Alpine metamorphism in the Sopron micaschist from the Eastern-Alps (Sopron area, Western Hungary). – *Földtani Közlöny*, 150 (1), 45–61. DOI: 10.23928/foldt.kozl.2020.150.1.45

