

MEDDIG ÉR A TAKARÓNK?
A MAGMAKÉPZŐDÉSTŐL A REGIONÁLIS LITOSZFÉRA
FORMÁLÓ FOLYAMATOKIG



6. KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

© SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 2015

Minden jog fenntartva

A kötetben közölt cikkekért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget

ISBN 978-963-306-389-7

Nyomdai előkészítés és borítóterv

Jacob Péter

Nyomda

Innovariant Nyomdaipari Kft., Szeged

Felelős vezető Drágán György

6750 Algyő, Ipartelep 4.

Címlapfotó: Átbuktatott redő a Kisbihari (Biharia) terrénum Aranyosfői-takarójában (Pajzsi Komplexum) (Fotó: Pál-Molnár Elemér)

**MEDDIG ÉR A TAKARÓNK?
A MAGMAKÉPZŐDÉSTŐL A REGIONÁLIS LITOSZFÉRA FORMÁLÓ
FOLYAMATOKIG**

6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés

Szerkesztette
Pál-Molnár Elemér, Raucsik Béla, Varga Andrea

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék
Szeged, 2015

6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés
2015. szeptember 10–12.

Rendezők



Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék



Magyarhoni Földtani Társulat

A 6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés helyszíne
Wine Princess Balla Géza Pincészete
Ópálos (Páuliş), Románia

A 6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés tudományos bizottsága
Pál-Molnár Elemér
Raucsik Béla
Varga Andrea

A 6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés szervező bizottsága
M. Tóth Tivadar
Pál-Molnár Elemér
Raucsik Béla
Rechtenwald Rudolf
Schubert Félix
Varga Andrea

Támogatók
SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék
SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport
MTA Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság

Pál-Molnár Elemér Előszó	7
I. Rész	
Plenáris előadás	8
Harangi Szabolcs, Jankovics M. Éva, Taracsák Zoltán, Németh Károly, Sági Tamás, Kiss Balázs, Soós Ildikó, Lukács Réka, Zemeny Alíz, Pál-Molnár Elemér, Theodoros Ntaflos Bazaltok: a magmaképződéstől a vulkánkitörésig – új eredmények és perspektívák	9
II. Rész	
Előadások	22
Almási Enikő Eszter, Batki Anikó, Kiss Balázs, Heincz Adrián A Ditrói Alkáli Masszívum ultramafikus kumulátum közeteinek amfiboljai	23
Aradi László Előd, Hidas Károly, Klébesz Rita, Patkó Levente, Szabó Csaba Deformációs folyamatok nyomon követése a Stájer-medence alatti felsőköpenyben	27
Batki Anikó, Pál-Molnár Elemér, Gregor Markl Klinopiroxének petrogenetikai jelentősége a Ditrói Alkáli Masszívum közeteiben	28
Bencsik Attila, László Noémi, Bozsó Gábor, Bauer Márton Orfűi barlangi üledékek geokémiai és geológiai tulajdonságai	32
Bendő Zsolt, Szakmány György, Kasztovszky Zsolt, Szilágyi Szandra, Mile Viktória, Harsányi Ildikó, T. Biró Katalin, Osztás Anett, Oláh István Nagynyomású metaofiolit nyersanyagú csiszolt kőszeközök magyarországi régészeti leletanyagokban	36
Benkó Zsolt, Pécskay Zoltán A K–Ar és a ⁴⁰ Ar– ³⁹ Ar kormeghatározás: lehetőségek és korlátok	40
Biró Tamás, Kovács István János, Király Edit, Falus György, Karátson Dávid, Bendő Zsolt, Fancsik Tamás, Sándorné K. Judit „Víz” a riolitos piroklasztitok kvarcaiban	41
Dégi Júlia, Török Kálmán, Ralf Schuster Szubmikrométeres léptékű megfigyelések az Öbrennerbergi Csillámpalában – három tektonikai ciklus elkülönítése	42
Fintor Krisztián, Nagy Tamás A hazai kis- és közepes aktivitású nukleáris hulladéklerakó konténer betonja hosszú távú degradációjának geokémiai modellezése	46
Fiser-Nagy Ágnes, Mészáros Előd, Varga Andrea, M. Tóth Tivadar, Schubert Félix Az Ásotthalom környéki metamorf aljzat kőzettani felépítése és átalakulási folyamatai	47
Garaguly István, Raucsik Béla, Varga Andrea, Schubert Félix A Szegei-medence triász karbonátközeteinek vizsgálati eredményei	51
Gherdán Katalin, Kázmér Mikós, Weiszbürg Tamás, Szakmány György, Szabó Dániel, Fábry Nicola Povegliano-Veronese (Olaszország) kelta temető kerámiái: nyersanyagválasztás, készíttéstechnika	52
Halász-Szabó Kristóf, Raucsik Béla Az üllési terület bizonytalan korú mezozoikumai mészkőtípusainak petrográfiai vizsgálata	56
Halmos László, Bozsó Gábor, Pál-Molnár Elemér A szegedi Fehér-tó szikes üledékeinek évszázok geokémiai változásai	60
Heincz Adrián László, Kiss Balázs, Almási Enikő Eszter A Ditrói Alkáli Masszívum kristályosodási körülményeinek meghatározása amfibol termobarometria segítségével	64
Horváth Zoltán, Vígh Csaba, Sári Katalin Kőzettani vizsgálatok lehetséges szerepe a közérdekű ásványi nyersanyag lelőhelyek (MINATURA 2020 projekt) kijelölésében	68
Káldos Réka, Guzmics Tibor, Váczi Tamás, Baris Adrienn, Berkesi Márta, Szabó Csaba A Kerimasi mélységi közeteiben található olvadékszárnyok vizsgálata	69
Kátai Orsolya Renáta, Tóth Attila, Káldos Réka, Szabó Csaba Petrográfiai és fluidumzárvány vizsgálatok a parajdi kősóban (Erdély, Románia)	70
Kereskényi Erika, Kristály Ferenc, Fehér Béla, Rózsa Péter Első eredmények a Herman Ottó Múzeum neolitikus csiszolt kőszeközök archeometriai vizsgálatáról	71
Király Edit, Török Kálmán, Dégi Júlia Gránátok nyomelemvilága mórági és soproni minták alapján	75
Kis Boglárka Mercédesz, Harangi Szabolcs, Palcsu László A Csomád (Dél-Hargita) és környezetében feláramló fluidumok és gázok eredete: új eredmények és perspektívák	79
Kiss Balázs, Harangi Szabolcs, Lukács Réka, Molnár Kata, Dunkl István A Csomád magmás rendszerének működése: hosszú életű kristálykása és gyors remobilizáció	80
Kovács István János, Demény Attila, Czuppon György, Király Edit, Török Kálmán, Fancsik Tamás,	

Falus György, Sándorné K. Judit Piroxén megakristályok hidrogén izotóp összetétele és „víz”-tartalma	81
Kürthy Dóra, Szakmány György, Józsa Sándor, Szabó Géza A regőlyi kora vaskori sírhalom patics- és kerámia leletanyagának összehasonlító vizsgálati eredményei	82
Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Olivier Bachmann, Marcel Guillong, Dunkl István, Fodor László, Soós Ildikó, Szepesi János A miocén piroklasztitok sztratifráciája az új U-Pb cikron geokronológiai eredmények tükrében	83
M. Tóth Tivadar A metamorf aljzat fejlődése Dorozsma környékén	84
Molnár Kata, Harangi Szabolcs, Dunkl István, Lukács Réka, Kiss Balázs A Dél-Hargita vulkáni működésének geokronológiája az elmúlt másfél millió évben	88
Papp Nikoletta, Raucsik Béla A Hidegkúti Dolomit Formáció petrográfiai vizsgálata a balatonakali vízkutató fúrás rétegsora alapján	89
Péterdi Bálint, Bendő Zsolt, Szakmány György, Kasztovszky Zsolt, Szilágyi Szandra, Harsányi Ildikó, Mile Viktória, T. Biró Katalin Szerpentin nyersanyagú csiszolt kőeszközök magyarországi régészeti leletanyagokban	93
Pozsgai Emília, Józsa Sándor, Dunkl István, Hilmar von Eynatten A mecsek- és villányi-hegységi felső-triász sziliciklasztos kőzetek származáselemzése	94
Radics Tamás, Mosonyi Emília, M. Tóth Tivadar Új adatok az Álmosd környéki aljzat és a szamos sorozat metamorf kőzeteihez	98
Sági Tamás, Harangi Szabolcs, Taracsák Zoltán A középső-szlovákiai (Nógrád-Selmece) neogén-kvarter alkáli bazaltok petrogenézise	99
Sendula Eszter, Kónya Péter, Király Csilla, Szamosfalvi Ágnes, Kovács István János, Szabó Csaba, Falus György Petrográfiai vizsgálatok jelentősége a geokémiai modellezés során	100
Soós Ildikó, Harangi Szabolcs, Lukács Réka, Németh Károly, Theodoros Ntaflos A pulai alginit rétegsorban található tefra rétegek	101
Szakmány György, Bendő Zsolt, Józsa Sándor, Kasztovszky Zsolt, Szilágyi Veronika, Maróti Boglárka, Szilágyi Szandra, Starnini Elisabetta, Horváth Ferenc Hornfels nyersanyagú csiszolt kőeszközök magyarországi régészeti leletanyagokban	102
Szebényi Géza, Gaburi Imre Új földtani vizsgálatok a Lahócában — geokémiai eredmények	106
Szemerédi Máté, Varga Andrea, Lukács Réka, Schubert Félix, Pál-Molnár Elemér Cirkon vizsgálatok a Gyűrűfű Riolit Formáció felszíni feltárásainak kőzetanyagából (Nyugati-Mecsek)	110
Szepesi János, Papp István, Kovács-Pálffy Péter, Gönczy Sándor Savanyú lávafáciesek termogravimetriai vizsgálata: régi módszer, új eredmények	111
Szepesi János, Lukács Réka, Soós Ildikó, Harangi Szabolcs Nagy vastagságú piroklasztit sorozat vulkanológiai újraértelmezése a Tokaji-hegység északi részén	112
Taracsák Zoltán, Harangi Szabolcs, Molnár Gábor Olvadási oszlop modellezéssel történő litoszféravastagság-becslés intrakontinentális bazaltvulkáni területeken	113
Vígh Csaba, Harangi Szabolcs, Gerhard Wörner A hazai miocén mészkáli vulkanitokban előforduló magmás és metamorf gránátok zónásságának vizsgálata	117
Walter Heléna Vas-alkáli halogén metasomatózis nyomai az NWA-2086 CV3-as kondrit Ca-Al-gazdag zárvényaiban	118
Zelenka Tibor, Márton Emő, Pécskay Zoltán A Tokaji-hegység neogén vulkáni fejlődéstörténete; a paleomágneses, a radioaktív kor és a földtani - kőzettani, vulkanológiai vizsgálati adatok összehasonlításával	122
Zelenka Tibor, Kertész Botond Tállya andezitbánya süllyesztői szintjén előforduló andezittípusok kőzettani és ásványtani jellemzése	126
III. Rész	
Kirándulásvezető	127
Raucsik Béla, Varga Andrea Meddig ér a takarónk? – Terepbejárás a Maros völgyében	128
Névmutató	148

ELŐSZÓ

Arad-hegyalja földtani feltérképezése a 19. század utolsó évtizedeitől vett nagyobb lendületet, amikor a Hegyes-Drócsában, illetve a Fehér-Körös völgyében több szakember is megfordult (akik alkalmanként a szőlészeti-borászati viszonyokról is említést tettek jelentéseikben). A munkába az 1880-as évek elején Böckh János, a Magyar Királyi Földtani Intézet igazgatója bevonta Lóczy Lajost is, akinek a családja a 19. század második felében Ópáloson nagyobb kiterjedésű szőlőbirtokkal rendelkezett, amelyet, apja 1864-ben bekövetkezett halála után, édesanyja irányított. Jelentéseiben sok értékes adatot tett közzé a terület földtani felépítésére vonatkozóan, nem egyszer azonban szépírói vénáját is megcsillogtatta akkor, amikor a gyermekkorából oly jól ismert tájról írt: *„Az alföldi rónaságnak délkeleti szegletén hirtelen emelkedik ki a síkságnak itteni 120 m/ tengerszin feletti közepes magasságából az a hegyvidék, mely az ország szívéből érkező utazónak figyelmét már messziről magára vonja. Nem csak ama sajátjával, hogy elég meredek oldalával közvetlenül a síkságból merül fel és lábánál a negyedkori dombvidéket egészen nélkülözi, de még inkább avval a barátságos képpel, melyet a feléje közelgő felé tár, e hegyvidék egyik legszebb pontját adja annak a hegykoszorúnak, mely a Nagy Magyar síkságot körülveszi. Az a sok fehér pont, mely már félnap járó földről az utazó felé int – mind megannyi borház, hol Paulis, Ménes és Magyarát jóhírű szőlőnedvét szűrik –, élénkíti meg az erdőtlen és kevésbé tagolt hegyoldalakat.”*

A Borászati Lapok 1894. július 8-ai száma a következő módon jellemezte a magyarádi borokat, amelyek szinte az egész országban közkedveltnak számítottak: *„A magyarádi bort külön feldicsérni nem kell, ösmeri annak nevét hazánkban mindenki, bár kitűnő finom ízét úgy hiszem kevesen élvezték hamisítatlanul, de még kevesebb azok száma, akik tudják, hogy mily fajú szőlőkből készül hát a <magyarádi>? Alapját ezen bornak és legnagyobb tömegét a <Mustos fehér> leve képezi, egy véghetetlenül bőtermő fajú, amely termésének tömegét tekintve, bátran versenyezhet a legbővebben termő francia fajjal, az Aramonnal. Ezen szőlőnek bora híg, nem nagyon szeszes, amiért is könnyen lehet belőle nagy mennyiséget fogyasztani és különös sajátja az, hogy gazdag alma- és citromsav tartalmánál fogva igen üdítőleg hat.”* Arad-hegyalja vörösborai közül egyértelműen a ménesi emelkedett ki, amely az országos hírnéven túl külföldön is elismertnek számított: *„A vörös borok közt legelő a ménesi aszu és ménesi vörösbor említendő, melyek jelességét közelebről jelezni sürgősen, mert azok a maguk nemében ép úgy királyi tekintélynek örvendenek, mint a finomabb fehér borok közt a tokaji. Ezen vörös borok különben finom, enyhe, fűszeres és illatos zamatok, bő cukor és vilsav tartalmuknál fogva*

párjukat ritkítják, és gyógyászati czélokra különösen az üdülők erejének gyarapítására nézve kitűnők.”

A 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés helyszínéül választott Arad-hegyalja (Ópálos) történelem tépázta vidéke az elmúlt 130 évben, semmit nem veszített vonzerejéből, csak a körülmények változtak hol jó, hol rossz irányba. A helyszínválasztás szakmai indokait Raucsik Béla és Varga Andrea kollégáim részletesen sorolják a vándorgyűlés terepi összefoglalójában. A második, szintén a szegedi kőzettani és geokémiai szakmai műhely által szervezett vándorgyűlés mottója a „Hegyet Szegednek!” volt. Talán, mi „Szegediek”, mára újra rátaláltunk „valódi” hegyünkre, a Hegyes-Drócsára. Hogy ez mennyire így van szolgáljon rá bizonyítékul a Szegedi Híradó 1860-as években közzétett rövid tudósítása az arad-hegyaljai szüretéről, a szőlőbirtokosok által meghívott szegedi vendégek szórakozásáról: *„Az erdélyi vasút vonatai, a szüret kezdete óta naponként kétszer szállítják ki Aradról a vendégeket, akik, közvetlenül a városka tövében fekvő indóházból, reggel 7 és déli 1 óra tájon, gyalog és kocsikon, rajként özönlenek befelé s oszolnak szerte. A szebbnél szebb fogatok egymásután robognak föl s alá az utcákon, alig van ház benn, s nincs egy kolna künn, melyből uri hölgyek fejcskái ne kandikálnának ki. A hegyoldal nappal a dalolva szüretelő néptől tarkállik, este a kolnák ablakai világítanak, mint megannyi szentjánosbogarak, itt ott egy egy tüzröppentyű fénye kapja meg a szemet. Itt egy kolnában uri multság van, mely az aradi Kis Józsi tüzes zenéje mellett egy kis bállal vetekszik: arrább holmi 99 dik banda fülrikató zenéje hallik, s még tovább a csimpolya (ami bizony semmi más, mint az a híres hangszer, melynek nevétől Jókai táblalabirája majd megpukkad nevéttében: a <duda>) – ennek semmihez sem hasonlítható hangjánál a <nép> mulat, azon nép, amelynek férfia, nője, apraja, nagyja, midőn a munka után kivétel nélkül bevette nektárját, egy derék üveg pálinkát, sem igen törődik a <nagy Dáko-Romániával>, hanem kurjongat kegyetlenül és járja saját <hideglelős> táncát.”*

E bevezető köszöntőben nekem nincs más feladat, mint kifejezni azon meggyőződésemet, hogy ez a szakmai és baráti találkozó méltóképpen viszi tovább és ápolja Lóczy Lajos szellemi örökségét; ami pedig a Ménesi borvidéket illeti, Balla Géza boraiban ezer év tapasztalata, tüzes ízvilága, hagyománya ugyanúgy jelen van, mint mindannyiunk szeretete és elhivatottsága választott szakmánk iránt.

Jó szerencsét és a szakmai élmények mellett a borokhoz jó egészséget kíván a szervezők nevében:

*Pál-Molnár Elemér
Szegedi Tudományegyetem
Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék*

I. RÉSZ

PLENÁRIS ELŐADÁS

BAZALTOK: A MAGMAKÉPZŐDÉSTŐL A VULKÁNKITÖRÉSIG – ÚJ EREDMÉNYEK ÉS PERSPEKTÍVÁK

Harangi Szabolcs^{1,2}, Jankovics M. Éva¹, Taracsák Zoltán², Németh Károly³, Sági Tamás², Kiss Balázs¹, Soós Ildikó¹, Lukács Réka¹, Zemeny Alíz², Pál-Molnár Elemér^{1,4}, Theodoros Ntaflou⁵

¹MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

²ELTE Közéttan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³Institute of Agriculture and Environment of the Massey University, Palmerston North, New Zealand

⁴Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közéttani Tanszék Vulcano Kutatócsoport, Szeged

⁵Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Austria

e-mail: szabolcs.harangi@geology.elte.hu

1. Bevezetés

Évente átlagosan mintegy 4 köbkilométer mennyiségű magma kerül a felszínre, ennek nagy része, több mint háromnegyede bazalt. A bazaltok kutatása nem véletlenül állt és áll folyamatosan előtérben, hiszen a bazaltos magma keletkezése, majd fejlődése és felszínre jutása a Föld egyik legalapvetőbb természeti folyamatai közé tartozik. A földköpeny felső részén uralkodó kőzetnek, a peridotitnak a részleges megolvadása során bazaltos magma jön létre, ami jelentékeny mértékben alakítja az elemek földi megoszlását, hoz létre eltérő fizikai és kémiai tulajdonságokkal jellemezhető földöveket (Hofmann, 1988; Niu, 2005, 2009). Bolygónk 4,6 milliárd éves történetét végigkísérte ez a folyamat, hol intenzívebb, hol kevésbé intenzív formában. Ennek köszönhetjük a földkéreg kialakulását és gyarapodását, ez járult hozzá a légkör és hidroszféra kialakulásához. A földtörténet során időszakonként viszonylag rövid idő alatt hatalmas mennyiségben töltött a felszínre bazaltos magma, amely események oly mértékben bolygatták meg az éghajlati rendszert, hogy ahhoz az élővilág nehezen tudott alkalmazkodni, és tömeges kihalások történtek (Wignall, 2005; Pálffy et al., 2002; Kamo et al., 2003; Self et al., 2006, 2008, 2014; Whiteside et al., 2007; Bond, Wignall, 2014; Pálffy, Kocsis, 2014).

A Föld nagyléptékű geodinamikai folyamatainak, az óceánok, a légkör összetételi változásának megismeréséhez, és nem kevésbé fontos módon, a vulkáni kitérések mechanizmusának megértéséhez, a természeti veszélykezeléshez nélkülözhetetlen, hogy minél többet megtudjunk e képződményről, a bazaltokról, ami bár kinézetre egyszerűnek tűnik, mégis temérdek információt rejt magában. A vizsgálati módszerek, az analitikai eljárások fejlődésével vált lehetővé, hogy e sötét kőzetben megbúvó színes világ láthatóvá váljon. Ma már a földtudományok számos területe bekapcsolódott valamilyen szinten a bazaltok kutatásába. A tudományos érték mellett nem elhanyagolható a bazalt gyakorlati felhasználása sem. Utak, vasútvonalak alapjai, utcák kockakövei, házak építőanyagai készülnek belőle, és sorolhatnánk még, mi mindenre használja fel az emberiség e kőzetet. A hegyoldalokban visszamaradt hatalmas sebhelyek lehetőséget teremtenek egykori bazalt vulkánok belső szerkezetének megismerésére, a vulkáni történet rekonstruálására. Ezek – a bazaltok megjelenésének változatos és sokszor különleges, megkapó, esetenként misztikusnak tűnő szabályos alakzataival együtt – a természetvédelem, a geoturizmus új irányainak ki-

alakításához járulhatnak hozzá (Moufti, Németh, 2013; Moufti et al., 2014) (1. ábra).

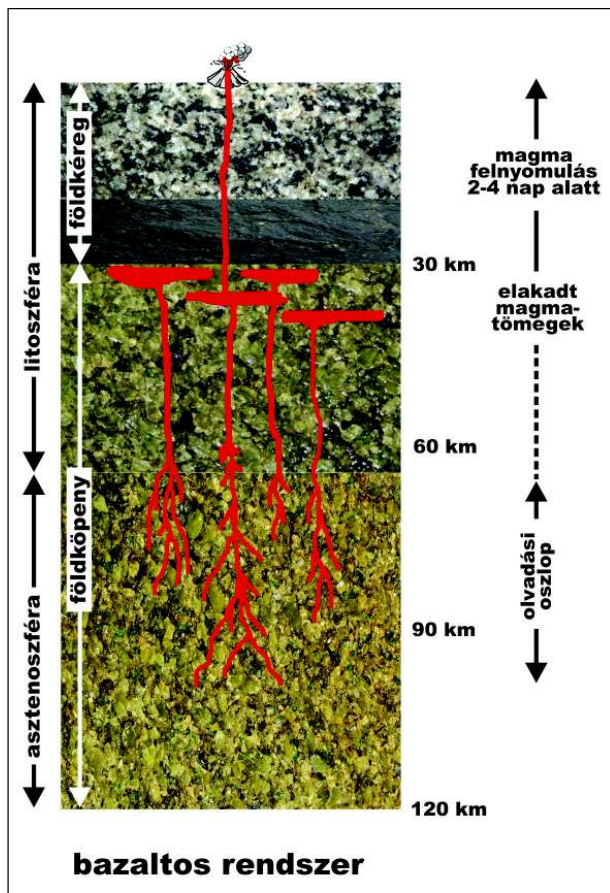
Ebben az összefoglalóban nem térhetünk ki mindenre, nem célunk részletekbe menő kutatástörténetet adni, a bazaltok vizsgálatának minden egyes mozzanatát bemutatni. Az alábbiakban célunk az, hogy egy új szemléletben, a forrástól a felszínig, azaz a magmaképződéstől a felszínre jutásig, vagyis a vulkánikitörésig kövessük a bazaltos magmák útját (2. ábra), mindeközben megemlítve azokat az újszerű kutatási eszközöket is, amelyek további kérdéseket vetnek fel, és amelyek ezáltal további kutatásokat inspirálnak.



1. ábra – A Badacsonyi szabályos bazaltoszlopai, mint orgonaszékek sorakoznak. A kőzetben ott rejtőzik a földköpeny megolvadásának folyamata, a felszínre törés dinamikus eseménye, a felszínen kialakult látvány lassú megszilárdulása közbeni fizikai átalakulás, és különleges formájával megkerülhetetlen turisztikai célpont is jelent.

2. A forrástól a felszínig: a szereplők

A bazaltok viszonylag egyszerű kőzetek. Szabad szemmel leggyakrabban a zöld színű olivineket látjuk, esetenként monoklin piroxének tűnnek fel a sötét alapanyagban, ami az olivinen és piroxénen kívül plagioklászából, vas-titán oxidokból, apatitból, esetenként földpátpótlókból épül fel. Mit lehet ezekkel az ásvá-

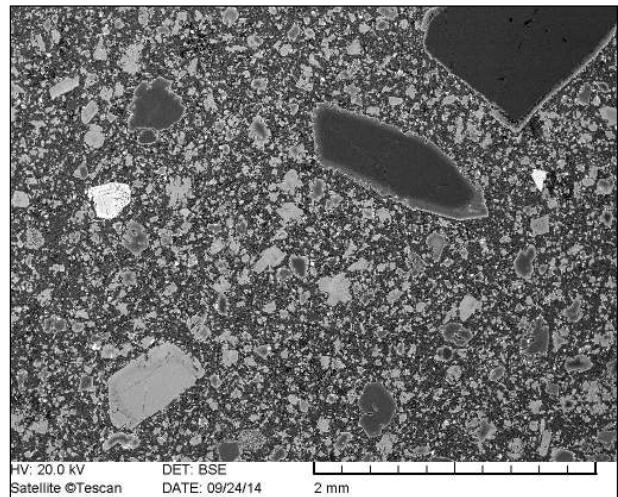


2. ábra – A forrástól a felszínig: bazalt vulkáni működés a magmaképződéstől kezdve a vulkánkitörésig

nyokkal kezdeni, hogyan segítenek ezek feltárni azt az eseménysort, amit a bazaltos kőzetek rejtnek? A detektív munka során tanukat kell keresnünk, olyanokat, amelyek egy adott esemény résztvevői voltak. A kőzettani vizsgálat is ilyen, azaz meg kell keresnünk azokat a szereplőket, amelyek hasznos információkat adhatnak a bazaltok kialakulásának különböző szakaszairól. Ezek a tanúk építik fel a bazaltos kőzetet, amiről alapesetben azt gondoljuk, hogy összességében egy olyan magmát képvisel, ami vagy közvetlenül a felső földképen uralkodó kőzetének, a peridotitnak a részleges megolvadása során jött létre és összetétele azóta nem változott lényegesen (ezeket *primitív bazaltoknak* nevezik), vagy több-kevesebb kristály kiválása után alakult ki (ezeket *differenciált bazaltoknak* nevezik). Az alapvetésünk tehát az, hogy a teljes kőzet kémiai összetétele megegyezik egy olyan magma összetételével, ami a kőzetképződés egy adott szakaszában jött létre, amit vagy a megolvadás vagy a kristályosodás körülményei alakítottak ki. Ebben az esetben a kémiai összetételből kiolvasható, hogy meddig ment el a magmafejlődés folyamata.

A bazaltok különleges szerepe azzal is magyarázható, hogy vizsgálatukkal akár „leláthatunk” a földképen, azaz ha korrigáljuk a kis-közepes mértékű kristályosodás okozta összetétel-változást, akkor eljuthatunk az elsődleges, primitív magmához, és ezen keresztül jellemezhetjük a földképenbeli forráskőzetet. „Egy dolog annyira egyszerű, amennyire csak lehetséges, de semmivel sem egyszerűbb” – mondta Einstein, utalva arra, hogy egy jelenség magyarázatára amennyire lehetséges a legegyszerűbb, de tudományosan bizonyítható felvetést fogadjuk el, minél kevesebb feltételezést engedjük meg egy modellben, azonban ne kerüljük meg a lehetséges új, talán bonyolultnak tűnő megfigyelések felhasználását sem, azaz ne gon-

doljuk azt, hogy minden olyan egyszerű. Mindez a bazaltok esetében azt jelenti, hogy bár a fenti szemlélet egyszerű és jól használható filozófiát ad a kutatásban, azonban az új megfigyelések, ha némileg bonyolultabbá is teszik, mégis pontosítják ismereteinket. A bazaltok esetében is el kell fogadnunk, hogy a teljes kőzet összetétele nem kizárólag zárt rendszerű petrogenetikai folyamatok (részleges olvadás, frakcionációs kristályosodás) eredménye, hanem ahogy azt a szilíciumgazdag magmás rendszerek esetében egyre általánosabban tapasztaljuk, itt is fontos szerepet játszanak a nyílt rendszerű folyamatok. Így számolni kell a földkéregbeli kőzetek beolvadása mellett a magmakeveredés folyamatával is. A magmakeveredés nem feltétlenül csak olvadékok keveredését jelenti, hanem különböző magmák kristályainak keveredését is, aminek következtében eltérő időben és különböző magmákból kivált ásványok összessége lehet jelen egy kőzetben (Streck, 2008). A helyzetet bonyolítja, hogy ezek a különböző eredetű kristályok gyakran ugyanazon ásványfajzást képviselik, azaz különböző eredetű olivinek, piroxének lehetnek együtt jelen (Jankovics et al., 2012, 2013, 2015), és így első pillantásra mindez nem is tűnik fel (3. ábra). Szükséges tehát ebben az új helyzetben pontosan elkülöníteni, hogy ki hova tartozik.



3. ábra – Egy bazalt kőzetminta (Bondoró) megjelenése visszaszórt elektronképen. Figyeljük meg a változatos megjelenésű kristályokat!

A *fenokristály* elnevezést kétféle értelemben is használjuk: egyrészt a finomszemcsés alanyagtól jól elkülönülő nagyobb méretű ásványokat jelentik függetlenül azok eredetétől (fenokristály *sensu lato*, vagy más néven, porfirós elegyrész), másrészt genetikai értelemben azokra a kristályokra vonatkozik, amelyek közvetlenül a kitoréshez vezető magmából kristályosodtak (fenokristály *sensu stricto*). A porfirós elegyrészek között előfordulhatnak olyan ásványok is, amelyek más olvadékból kristályosodtak és magmakeveredés révén kerültek be a hordozó magmába. Ezeket *antekristályoknak* nevezzük, amelyek genetikailag rokon ásványok, vagyis olyan magmában kristályosodtak, ami genetikailag kapcsolódik a kitoréshez vezető magmához, így e kristályok ugyanahhoz a magmás eseményhez, ugyanahhoz a magmás rendszerhez tartoznak, azonban időben némileg korábban jöttek létre (Miller et al., 2007; Streck, 2008). Végül a porfirós elegyrészek között lehetnek olyan idegen kristályok (*xenokristályok*) is, amelyek már egy megszilárdult kőzetből kerültek be a magmába, amellyel nincs genetikai kapcsolatuk (jóval korábban keletkeztek, mint ahogy a magmás rendszer kialakult). Ezek a kristályok a mellék-kőzetekből származnak: a magmába került fragmentumok egy része széttesik, és önálló kristályokként fordulnak elő. *Megakristályoknak* a fenokristályoknál jóval nagyobb, több cm-es kristályokat nevezik, amelyek lehetnek kogenetikusak vagy idegen eredetűek.

3. A forrástól a felszínig: a szereplők azonosítása

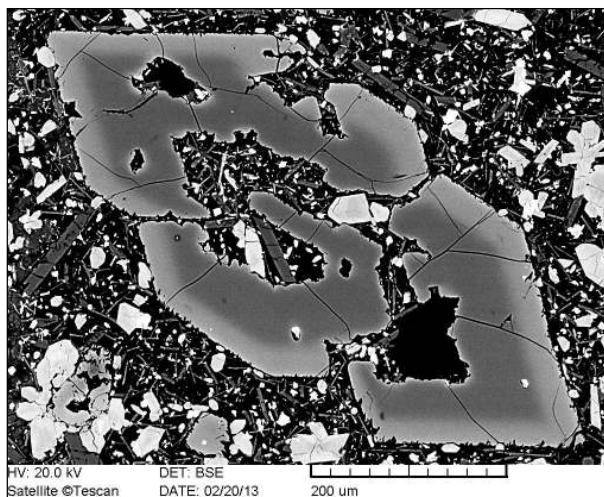
A bazaltokban előforduló, esetlegesen különböző eredetű kristályoknak a szétválasztása nem mindig egyszerű. Ehhez gondos petrográfiai és geokémiai elemzések együttesen szükségesek. Azonban felismerésük fontos, mert ezáltal egy adott folyamat újabb, az egyszerű látásmódban csupán rejtett eseményei rekonstruálhatók. Azt is látnunk kell, hogy mindezek figyelembe vételével módosítani kell a bazaltos kőzetek kémiai összetételéről tett korábbi, egyszerű feltételezésünket is. Azaz, a bazalt teljes kőzet kémiai összetétele nem feltétlenül csupán a magmaképződés és kristályosodás folyamatait tükrözi, hanem azt adott esetben különböző magmák keveredése is befolyásolhatja, ami miatt akár a földköpeny forrásközetére, akár a magmafejlődésre tett következtetéseink bizonytalanná válhatnak. Óvatosan kell tehát bánni azokkal a teljes kőzet kémiai adatokkal, amelyek mellett nincsenek részletes kőzettani megfigyelések. Ezt különösen fontos hangsúlyozni egy olyan világban, amikor az analitikai műszerek tárháza, a nagyszámú minta gyors geokémiai elemzésének lehetősége, a nyomelem- és izotópadatok bűvölete arra készítheti a szakembert, hogy a kőzetek mikroszkópos vizsgálata nélkül vonjon le következtetéseket. Látni kell azt, hogy a bazaltos kőzet kémiai összetétele sem származik másból, mint a valamilyen folyamatok során kialakult és a kőzetben jelenlévő ásványfázisok és az olvadék hirtelen megdermedése esetén létrejövő kőzetüveg összességéből. Ezeknek az alkotóknak az eredetét pedig fontos tisztáznunk, hogy lássuk, valójában kik is a szereplők.

A petrográfiai elemzés során nem csak a kőzetben található ásványok felismerése a cél, ennél mélyebb jellemzés szükséges. Az kristályok alakja és mérete mellett fontos leírunk az ásványok szövétét, kémiai zónásságát, annak típusát, a zónahatárok jellegét. A szöveti leírás során a hagyományos polarizációs mikroszkópos vizsgálatot szükséges kiegészíteni pásztázó elektronmikroszkópos elemzéssel, amellyel visszazórt elektronképeket (BSE képek) készítünk. Mindehhez hozzátevé az elektronmikroszondával mért pontszerű ásványkémiai összetéti adatokat, adhatjuk meg egy kristály anatómiáját, kémiai sztratigráfiáját (a kristálymagtól a peremig való nagy felbontású kémiai összetételbeli változását), azaz rekonstruálhatjuk keletkezésének történetét.

Vannak olyan kristályok, amelyek sajátalakúak a kőzetben, nem mutatnak zónásságot, azaz homogén a kémiai összetételük. Ezek kémiai egyensúlyban kristályosodtak, és a kitörést előidéző magmából növekedtek, azaz fenokristályok (*sensu stricto*). Antekristály eredetüket az jelezheti, ha peremük kisebb-nagyobb mértékben rezorbeálódott, azaz a nem-egyensúlyi körülmények miatt részlegesen visszaoldódott, vagy kémiai összetételük nem egyeztethető össze a kőzet összetételével, azaz az egyensúlyi kristályosodási modell nem igazolható. Ez utóbbi esetben vélhetően nem sokkal a vulkánkitörés előtt került be a magmába a kristály úgy, hogy nem volt már idő peremének erőteljesebb visszaoldódására.

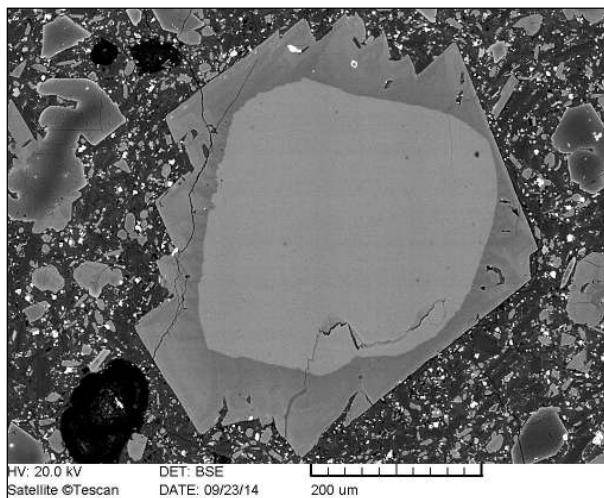
Az ásványokban megfigyelhető kémiai zónásságnak különböző típusai vannak (Streck, 2008):

1. *Normál zónásságról* beszélünk akkor, ha a kristályban a kémiai összetétel a magtól a peremig (vagyis az úgynevezett kristálynövekedési sztratigráfia mentén) úgy változik, ahogy azt a csökkenő hőmérséklet mellett, az egyre differenciáltabb olvadékból való zárt rendszerű kristályosodás alapján várjuk. Például olivin és piroxén kristályokban a magtól a perem felé csökken a magnézium és nő a vas mennyisége, a plagioklászban pedig csökken a kalcium koncentrációja (4. ábra).



4. ábra – Normál, lépcsős zónásság olivinben (Fekete-hegy), vázkristályos megjelenés
Visszazórt elektronkép (BSE).

2. *Reverz (vagy inverz) zónásság* jelentkezik, ha ennek ellenkezőjét tapasztaljuk, vagyis fordított a kémiai összetételbeli változás a kristály belsejétől kifelé. Reverz zónásság jöhet létre például magmakeveredés következtében: egy fejlettebb magmába, amelyben a kristály magja képződött, egy primitívebb (kevésbé fejlett) magma nyomult, amelyből a kristály pereme növekedett (5. ábra).



5. ábra – Reverz, lépcsős zónásság klinopiroxénben (Bondoró). Visszazórt elektronkép (BSE).

3. *Oscillációs zónásság* esetében ismétlődően váltakoznak a különböző kémiai összetételű kristályterületek, avagy zónák. Ezeknek a kristályoknak a belső szövete úgy néz ki, mint a fák évgűrűi. Itt is hasonló a következtetés, mint a fák esetében: ciklikusan változtak a körülmények a növekedés alatt. Ilyen zónásság akkor is kialakulhat, ha csak az intenzív paraméterek (pl. hőmérséklet vagy redox viszonyok) vagy a magma illótartalma változik, de előfordulhat az is, hogy a kristály különböző összetételű olvadékok kontaktusán hol az egyik, hol a másik olvadékba kerül (Klébesz et al., 2009).

4. *Foltos zónásságról* beszélünk, amikor a kristályban véletlenszerű eloszlásban szabálytalan alakú, eltérő kémiai összetételű területek (foltok) találhatóak. Ez a zónássági típus alakul ki például akkor, ha egy vázkristályon belül további kristályosodás történik más kémiai összetétellel vagy egy kristály diffúzió révén újra egyensúlyba

kerül. Éles zónahatár az előző, folyamatos zónaátmenet pedig az utóbbi folyamatra utal.

A zónásság típusa mellett fontos vizsgálnunk a zónahatárokat is. Ha egy kristályon belül éles zónahatárok vannak, vagyis a kémiai összetétel hirtelen változik, akkor *lépcsős zónásságról* beszélünk, ha viszont az összetétel folyamatosan, fokozatosan változik a magtól a perem felé, akkor *progresszív, vagy folyamatos zónásságot* észlelünk. A normál és reverz zónásság is lehet lépcsős vagy folyamatos zónásság (4. és 5. ábra). Egy eredeti lépcsős zónásság folyamatos zónássággá alakulhat, amennyiben hosszú időt tölt még a kristály magmás hőmérsékleten, aminek következtében megindul az elemek kristályon belüli diffúziója, azaz szilárd fázisban való lassú vándorlása. Az elemek diffúziós sebességétől és a magmában való tartózkodási időtől (azaz a hőmérséklettől) függően válhat szélesebbé és folyamatosabbá az eredeti éles zónahatár. Továbbá a zónahatár követheti a kristályszerkezet által kialakított alakot, de lehet szabálytalan lefutású is. Ez utóbbi rezorpciós folyamatot tükröz, azaz a kristályt magát képviselő ásványfázis olyan környezetbe került, ahol a megbomlott kémiai egyensúly miatt stabilitása megszűnt, ezért elkezdett visszaoldódni. Ahogy a környezet ismét lehetővé tette, hogy az adott ásvány tovább kristályosodjon, a visszaoldódott kristályra (vagy kristálycsonkra) egy új, az adott körülményeknek megfelelő kristályzóna növekedett. A peremtől jelentősen eltérő kémiai összetételű kristálymag lehet antekristály vagy xenokristály, a kristályperem összetétele pedig a bezáró magmából növekedett fenokristályok (*sensu stricto*) és mikrofenokristályok kémiai összetételéhez lehet hasonló. A kristálymag eredetének feltárását elősegíti a kristályokban esetlegesen előforduló ásvány- és szilikátolvadék zárványok elemzése.

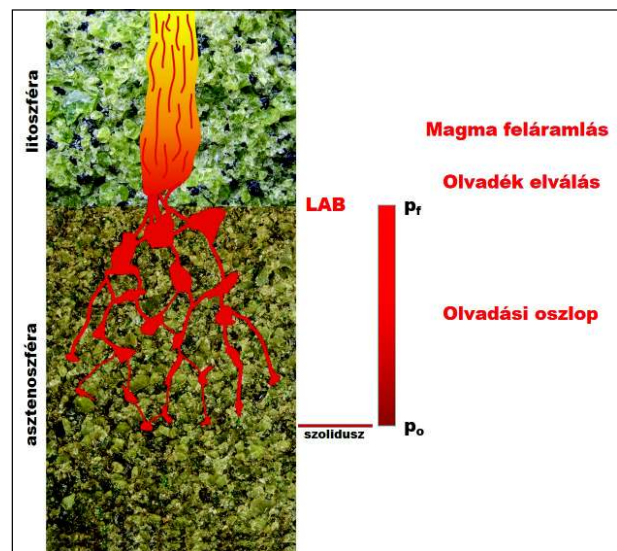
A kristályok szövete alapján következtethetünk az esetleges nem-egyensúlyi folyamatokra, mint például különböző összetételű magmák keveredésére. Amennyiben nemcsak lekerekítődik egy kristály széle, hanem a rezorpció, azaz a visszaoldódás az egész kristályt vagy annak jelentős részét érinti, ami által a kristály lyukacsos szerkezetű lesz, akkor *szivacsos szövetről* beszélünk. Plagioklász fenokristályok esetében gyakori ez a megjelenés (ún. „piszkos” megjelenés), ebben az esetben az apró lyukakat olvadék tölti ki, ami kőzetüvegként marad meg. Ha a lyukak nagyobbak, akkor a szivacsos szövetet *sejtes szivacsos szövetnek* is nevezik (Streck, 2008). Az üregek lehetnek azonban szögletes megjelenésűek (*szögletes szivacsos szövet*), ami szintén előfordulhat plagioklászok, ritkán piroxének és amfibolok esetében. Ez együttes visszaoldódás és gyors továbbnövekedés során jön létre

A nagy felbontású, integrált ásványszöveti és -kémiai elemzés tehát akár egy egyszerű rendszerben is segít meglátni a sokszínűséget. Ezzel új felfedezéseket tehetünk, amelyek fontos következtetések levonásához vezethetnek. Ismét Einstein szavaival élve: „Az összevisszaságban találj meg az egyszerűséget, a hangzavarban a harmóniát. A nehézségek közt mindig ott van a lehetőség.” Ez úgy is lefordítható, hogy ne féljünk meglátni a kőzetekben lévő ásványok sokszínűségét, mert ebben a heterogenitásban is megtalálható a természet harmóniája, a változatosságban való egyszerűsége. Csupán el kell fogadnunk, hogy ezzel az elemzési móddal egy színesebb világ tárul fel, mint amit korábban gondoltunk.

4. A forrástól indulva: a bazaltos magmák kialakulása és forrásköze

Bazaltos magma a felső földköpeny kőzetének, a peridotitnak részleges olvadása során képződik. A részleges olvadás elsődleges oka a kőzet olvadáspontjának megváltozása, ami a nyomás csökkenésére vezethető vissza (Wilson, 1993; Niu, 2005). Ez azt jelenti, hogy a földköpeny kőzete mozgásban kell, hogy legyen, egyre sekélyebb mélységbe kell jutnia. A felemelkedés során csökken a felette lévő kőzettest vastagsága, azaz csökken a litosztatikai nyomás. Az olvadáspont nyomásfüggő paraméter, a nyomás csökkenésével a

természetes anyagok többségének olvadáspontja kisebb lesz. Az olvadás, azaz a magmaképződés folyamata tehát egy dinamikus esemény. Szükséges egy felfelé mozgó kőzetanyag, ami egy adott mélységben, ahol az olvadáspontja a környező hőmérséklet alá kerül, elkezd megolvadni. Mozgó kőzetanyag a felső földköpenyben alapvetően az asztenoszféra-ban lehetséges. A litoszféra alsó része merev, mozgásra nem képes. A litoszféra és asztenoszféra határa tehát egy reológiai határ (McKenzie és Bickle, 1988), ami egy felső korlátot jelent az anyagáramlásnak. Mindezt figyelembe véve, a bazaltos magma kialakulásának elsődleges helyszíne az asztenoszféra, aminek kőzetanyaga lassú mozgásra képes. Egy másik fontos következmény, hogy a magmaképződés nem egy statikus folyamat, nem egy korlátozott mélységben zajlik, hanem egy mélységintervallumban, egy úgynevezett *olvadási oszlopban* (Langmuir et al., 1992; Wang et al., 2002; Niu et al., 2011). Alsó határát a földköpeny anyagának olvadáspontja, azaz a szolidusz helyzete jelöli ki, felső maximális határa pedig a reológiai litoszféra-asztenoszféra határ (6. ábra).

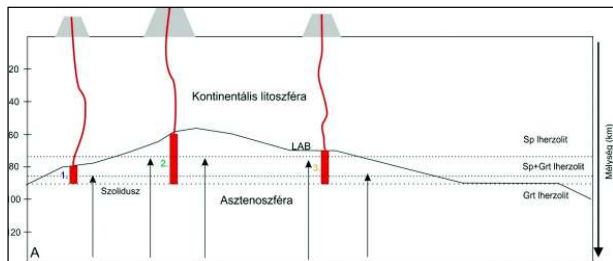


6. ábra – Bazaltos magmák keletkezése: az olvadási oszlop modell

Mielőtt továbblépünk, meg kell jegyezni azt is, hogy számos kutató veti fel azt, hogy a bazaltos magmák származhatnak a litoszféra alsó, földköpenybeli részének megolvadásával is (Fitton et al., 1991; Ormerod et al., 1991; DePaolo és Daley, 2000; Beccaluva et al., 2007; Valentine és Perry, 2007; Bianchini et al., 2008; Pilet et al., 2008; Mayer et al., 2013; 2014). Ez részben a bazaltok izotóp- és nyomelem-geokémiai adatainak értelmezésén alapul, amelyben az izotóp-geokémiai kimerült, azaz a földátlagnál nagyobb $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, kisebb $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ értékkel jellemezhető, nagyobb La/Nb, La/Th és La/Ba nyomelem arányú bazaltokat asztenoszféra-eredetűnek, az ezzel ellentétes összetétellel rendelkezőket pedig litoszféra-eredetűnek gondolják. Pilet és munkatársai (2005, 2008) szerint az asztenoszféra-ból érkező kis térfogatú bazaltos olvadékok a kisebb hőmérsékletű litoszférába érkezve megszilárdulnak és ezzel amfibol-gazdag erek jönnek létre. Amennyiben litoszféra elvékonyodás (regionális extenziós esemény) történik vagy az asztenoszféra anyaga jelentős hőhatást fejt ki (magas hőmérsékletű köpenycsóva, avagy „plume” kőzetanyaga érkezik a litoszféra alá), ezek az amfibol-gazdag erek preferáltan megolvadhatnak, és bazaltos magmát eredményezhetnek. Bár Pilet és munkatársai (2008) kísérleteikkel ezt a modellt igyekeztek alátámasztani, továbbra is kérdés, hogy különösen, ha nem számolunk jelentős hőfluxussal,

a litoszférát jellemző alacsonyabb hőmérsékleten történhet-e számottevő bazaltos magma keletkezésével járó olvadási esemény. Másrészt, nem egyértelmű az sem, hogy ennek milyen geokémiai következményét kell látnunk, vajon az amfibol kémiai újjelenyomata miképpen tükröződik a bazaltok összetételében.

Az olvadási oszlop magmaképződési modell felveti, hogy a korábban alkalmazott, kőzetolvadást szimuláló modellek jelentős egyszerűsítéseket tartalmaztak. A numerikus számolások egy adott nyomáson, vagy a spinell-peridotit vagy a mélyebben (kb. >80 km) lévő gránát-peridotit stabilitási területen adják meg a keletkező magma várható nyomelem-összetételét (Gast, 1968; Shaw, 1970). Láttuk azonban, hogy az olvadás elsődlegesen egy folyamatosan mozgó, egyre kisebb mélységbe jutó asztenoszféra anyagban megy végbe. Az olvadás kezdete az esetek többségében a gránát-peridotit stabilitási mezőben van, de a magmaképződés folytatódhat akkor is, amikor a földköpeny anyagban a gránát már nem stabil és helyette a spinell lesz az alumínium-hordozó ásványfázis. Ez pedig alapvetően változtatja bizonyos nyomelemek megoszlási tulajdonságait, ezzel pedig az olvadék összetételét. Az olvadási oszlop kezdetén, amennyiben gránát van jelen az olvadás során, nehéz ritkaföldfémekben szegény olvadék keletkezik, majd ahogy tovább zajlik az olvadás a spinell-peridotit kőzetanyagban, ez a geokémiai tulajdonság egyre hígul, az olvadék kemizmus folyamatosan változik (Niu et al., 2011) (7. ábra). A keletkező magma kémiai összetétele végül egy adott mélységintervallumban kialakult olvadékcsoomagokból származó integrált összetétel lesz.

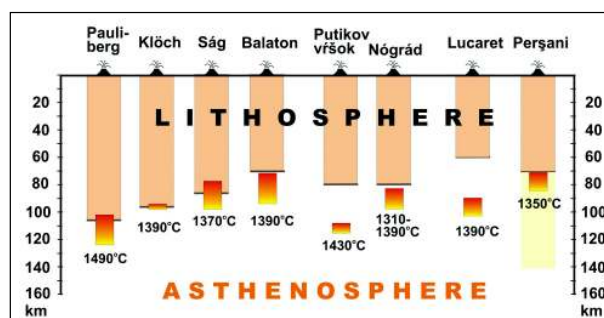


7. ábra – Olvadási oszlop modell a bazaltos magmaképződésre (Niu et al., 2011 nyomán)

Az olvadás kezdetét a földköpeny potenciális hőmérséklet határozza meg, a végét pedig a litoszféra-asztenoszféra határa jelöli ki.

Ez a felfogás lehetőséget ad arra, hogy az olvadási oszlop végső nyomásának, azaz mélységének megbecslésével információt kapjunk a litoszféra-asztenoszféra határ (LAB) helyzetére, azaz a litoszféra vastagságára (Ellam, 1992; Langmuir et al., 1992; Haase, 1996; Putirka, 1999; Wang et al., 2002; Niu et al., 2011), az olvadás kezdeti mélységéből pedig következtessünk a földköpeny potenciális hőmérsékletére. Ez utóbbi paraméter számszerűen is becsülhető, amennyiben találunk olyan bazaltokat, amelyekben nincsenek ante-és xenokristályok, és a kőzet kémiai összetétele közel van a primitív magmakéhoz. Ezt az mg-számmal, azaz a moláris $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ aránnyal ellenőrizhetjük. Egy földköpeny peridotitban lévő olivinnel (forszterit-tartalom=0,9 mol%) egyensúlyt tartó bazaltos olvadék mg-száma ugyanis 0,72-0,75 között van. Amennyiben a bazalt mg-száma nagyobb 0,65-nél, úgy jó esély van arra, hogy csupán olivin-spinell kristályosodott és módosította ezzel a kőzetolvadék összetételét. Ez alapvetően az MgO-koncentrációban okoz jelentős változást a fázisok között, míg az FeO-tartalom közel állandó marad. Ez az összetételbeli változás korrigálható, ha lépésenként olivint adunk a teljes kőzet fázis-összetételhez mindaddig, amíg elérjük a peridotit egyensúlyt tartó állapotot. A likvidusz olivin kristályosodásának megindulása, ennek hőmérséklet- és nyomásértéke függ a bazaltos magma MgO-tartalmától

(Beattie, 1993; Herzberg, O'Hara, 2002; Herzberg et al., 2007). Ez utóbbi pedig a megolvadó földköpeny potenciális hőmérsékletének függvénye (Iwamori et al., 1995), amit Herzberg és munkatársai (2007) egy matematikai egyenlettel fejeztek ki. Herzberg és Asimow (2008) PRIMELT2 szoftverével elvégezve a számolást a Pannon-medence bazaltjai esetében a földköpenyre 1310-1450°C *potenciális hőmérsékletet* kapunk (Harangi et al., 2015). A leg-alacsonyabb hőmérsékletet a Persányi Vulkáni Terület bazaltjai mutatják (Harangi et al., 2013), míg a magasabb hőmérsékletet a pálhegyi bazalt, valamint a térség legfiatalabb bazaltja, a Putikov kőzetmintája adta (8. ábra). Ez azt jelenti, hogy az előbbi esetében viszonylag sekélyebb mélységben, az utóbbiak esetében pedig már nagyobb nyomáson meginduló olvadást várunk.



8. ábra – Földköpeny potenciális hőmérséklet és olvadási oszlop modell alapján becsült magmaképződési mélység intervallum és ez alapján következtetés a litoszféra vastagságra a Pannon-medencében (Harangi et al., 2015)

A magmaképződés kezdeti mélységét az olvadási oszlop kiindulási nyomása alapján határozhatjuk meg. Az olvadási kísérletek eredményei azt mutatják, hogy az olvadás mélysége és mértéke bizonyos fázisok koncentrációját befolyásolják (Takahashi, Kushiro, 1983; Hirose, Kushiro, 1993; Baker, Stolper, 1994; Walter, 1998). Az MgO és FeO^{total} koncentrációja nő, az SiO_2 értéke pedig csökken az olvadási nyomás növekedésével, míg az olvadás mértékére leginkább az Na_2O -koncentráció érzékeny. Langmuir et al. (1992) modellszámításait használva valóban a pálhegyi és a Putikov bazalt magmája keletkezett a legnagyobb mélységben (110-120 km), míg a persányi bazaltos magmák 85 km mélységben kezdtek csak kialakulni (Harangi et al., 2015). Az olvadási oszlop végső nyomás értékeiből kiszámítva a mélységet ($2,85 \text{ g/cm}^3$ és $3,25 \text{ g/cm}^3$ átlagos földkéreg, illetve földköpeny sűrűséget véve), elméletileg a LAB helyzetét kapjuk meg. A Pannon-medence különböző vulkáni területeinek kőzeteire elvégezve ezt a számolást, a kapott LAB értékek jól visszaadják a geofizikai módszerrel meghatározott litoszféra vastagságokat (Harangi et al., 2015). A Persányi-hegység területe alatt 70 km-es végső olvadási mélységet kaptunk, ami azt jelezheti, hogy itt lokálisan elvékonyodott a litoszféra. Elképzelhető, hogy egy kisebb szétnyílás alakult ki a Vráncsa alatt lefele mozgó kőzetlemez húzóhatása miatt (Harangi et al., 2013). A magmaképződés mélységére kapott adatokat egyéb módszerekkel is ellenőrizhetjük (pl. Scarrow, Cox, 1995; Lee et al., 2009), továbbá kísérleti adatokkal vethetjük össze (pl. Sakuyama et al., 2009). Mindezek a Pannon-medence bazaltjaira megerősítették a Langmuir et al. (1992) modellje alapján kapott olvadási nyomás értékeket (Harangi et al., 2015).

Viszonylag primitív kémiai összetételű bazaltok alapján következtethetünk a részleges olvadás mélységére, a földköpeny potenciális hőmérsékletére, a következő kérdés, hogy milyen mértékű volt az olvadás. Erre leghatékonyabban a nyomelemeket használhatjuk, amelyek a fázisoknál érzékenyebben jelzik az olvadás körülményeinek változását. A különböző típusú olvadási folyamatok (egyen-

súlyi, frakcionációs, dinamikus, illetve modális vagy nem-modális) során létrejövő bazaltos olvadék nyomelem-összetétele matematikai egyenletekkel megadható (Gast, 1968; Shaw, 1970; 2000; Sobolev, Shimizu, 1992; Zou, 1998). Ehhez ismernünk kell a megolvadó kőzet ásványos és kémiai összetételét, valamint a nyomelem ásvány-olvadék megoszlási együtthatókat. Ezek a modellek azonban statikusak, azaz feltételezik, hogy egy adott peridotit összetétel mellett, azaz állandó nyomáson megy végbe az olvadás. A dinamikus, olvadási oszloppal jellemezhető magmaképződésre ezért egy új számolási modellt dolgoztunk ki (Taracsák et al., 2015), amelyben lehetőség van kémiai és kőzettani heterogenitás beépítésére is. Az új *kvantitatív petrogenetikai modellszámítás* eredményével visszakaptuk a Pannon-medence legritimétebb bazaltjainak nyomelem-összetételét és az olvadási oszlop főlem adatok alapján kapott nyomásértékeit. A 2-6%-os olvadási mérték megfelel a bazanit-alkáli bazalt olvadékok keletkezésének.

Végül egy kérdés maradt még a magmaképződés körülményeinek tisztázása terén: mi olvadt meg? Az általános feltételezés szerint a földköpeny asztenoszféra anyaga uralkodóan peridotit, ami a korábbi olvadási események miatt nyomelemekben kimerült. Az óceáni hátság bazaltok (MORB) kémiai összetétele meglehetősen homogén, függetlenül attól, hogy a mintegy 60000 km hosszú hátság melyik része alatt történt az olvadás. Ezért sokan úgy gondolják, hogy az asztenoszféra anyaga kémiaileg egy jól elkevert, homogén összetételű peridotit. A numerikus modellek szerint egy ilyen peridotit kőzetnek, normál potenciális hőmérsékletet (1350-1400°C) feltételezve 40 km mélységbe kell emelkedni, hogy olvadás indulhasson el benne (McKenzie, Bickle, 1988). Ezzel szemben a geofizikai vizsgálatok eredményei és a bazaltok kémiai összetétele (gránát jelenlétében zajló olvadás) azt jelzi, hogy az óceáni hátságok alatt is már több mint 100 km mélységben megkezdődik az olvadás folyamata (Langmuir, Forsyth, 2007). Ez azzal magyarázható, ha (1) a peridotit valamennyi vizet is tartalmaz, azaz alacsonyabb az olvadáspontja, mint a száraz kőzeté; vagy (2) a peridotit mellett más kőzet is található a földköpenyben, aminek olvadáspontja alacsonyabb (például a szubdukcióval, illetve az alsó litoszféra delaminációjával a földköpenybe kerülő földkéreg anyagból származó eklogit). Ez utóbbi arra utal, hogy az *asztoszféra anyaga kis léptékben is heterogén* lehet. Egy felemelkedő heterogén földköpeny anyagban először az eklogit olvad meg, a képződő kis térfogatú olvadék reakcióba lép a környező peridotit kőzettel, aminek során kiterjedtebb piroxenitok jönnek létre (Sobolev et al., 2005). Ez utóbbiaknak szintén alacsonyabb az olvadáspontja a peridotitnál, és a következő lépésben ezek olvadnak meg, majd csatlakozik ehhez a kis mennyiségű vizet is tartalmazó peridotit kőzetanyag. A keletkező olvadékok keveredve egymással hozzák létre a földköpenytől elszakadni képes magmatömeget. Sobolev és munkatársai (2007) és Herzberg (2011) szerint a bazaltokban lévő olivinok kémiai összetétele, különösen azok Ni- és Mn-tartalma jelzi a piroxenit olvadását. Ezt viszont Niu és munkatársai (2011) vitatták, akik szerint mindezt az olvadási oszlop helyzete határozza meg. Az eklogit/piroxenit földköpenybeli jelenlétét és a magmaképződésben való szerepét még sokan nem fogadják el, a lassan egy évszázada tartó vita tovább folytatódik.

Az új, dinamikus olvadási modellszámításunk lehetővé teszi, hogy a Pannon-medence bazaltjainak forráskőzetére információt kapjunk. Eszerint a bazaltok gazdagodott nyomelem-tartalma azt feltételezi, hogy az olvadási folyamatban eklogitos anyag is részt vett. Ez azt jelenti, hogy a térségünk alatti földköpeny tartalmaz olyan komponenset, ami alacsonyabb olvadáspontja miatt olvadásra hajlamos. Ez hozzájárulhatott ahhoz is, hogy mintegy 100 ezer évvel ezelőtt a Garam völgyében váratlanul egy bazalt tűzhányó nőtt ki, a Putikov salakkúp. Hasonló eseményt a jövőben sem zárhatunk ki.

A bazaltos magma kémiai összetételét nagyban meghatározza

a forrás, azaz a megolvadó kőzet jellege és az olvadási folyamat körülményei. A kérdés az, hogy amennyiben a földköpenyben kialakul bazaltos magma, akkor azzal mi történik, mielőtt a felszínre tör, és egyáltalán ez milyen gyorsan történik, azaz mennyi jele van mindennek, és mennyi időnk van felkészülésre.

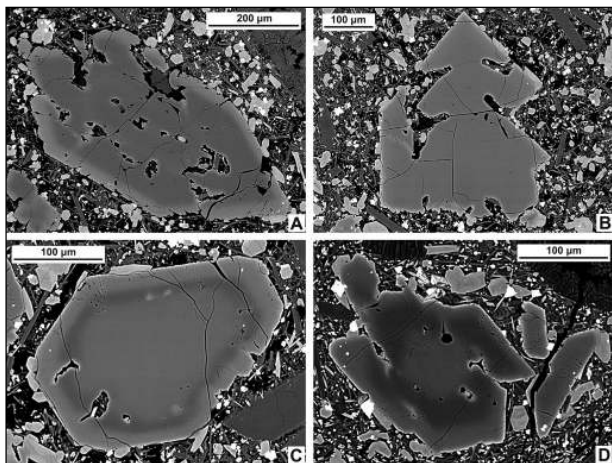
5. A felszín felé haladva: felhalmozódás és raktározódás vagy közvetlen felnyomulás?

A bazaltos magma sűrűsége kisebb, mint a környező peridotit kőzeté, a jelentős felhajtóerő elegendő ahhoz, hogy először az asztenoszféra anyagán átszivárognon, majd a merev litoszféra kőzettestet feltörje, és felfelé nyomuljon. A felnyomulás hatékonysága és sebessége a litoszférában a magma-falkőzet sűrűségkülönbségből eredő felhajtóerőtől, a felette lévő kőzettest szakítószilárdságától, valamint a magma tulajdonságaitól (illótartalom, viszkozitás) függ. Itt a magma kőzetrepestéses (hidraulikus törés) folyamattal tud haladni, amit elősegíthet a tektonikai környezet, a húzásos feszültség. A kőzettestekben történő töréses elmozdulás, hasadékok, repedések felnyílása földrengésekkel jár, amelyeknek a felszínen való foghatósága sokszor csak érzékeny szeizmométerekkel lehetséges, e földrengések magnitúdója ugyanis sok esetben nem éri el a 2-es fokozatot. A magma az esetek többségében a földkéreg-földköpeny határa alatt megakad, itt ugyanis oly mértékben változik a környező kőzetek sűrűsége, hogy a kőzetolvadékot felfelé mozgó felhajtóerő jelentős mértékben lecsökken, sőt akár megszűnik. A bazaltos magma a Moho alatt oldalirányba mozogva terül el. Ezt a folyamatot jól mutatta a 2011-12-es El Hierro sziget (Kanári-szigetek) alatti földrengéssorozat, ami 2011 nyarán kezdődött, majd október első napjaiban vezetett vulkánkitöréshez. A viszonylag kis erősségű rengések az óceáni földkéreg alatt 12-15, illetve 20-25 km fészekmélységből érkeztek, amelyet több teleptelerszerűen elhelyezkedő magmás test kialakulása okozott. A folyamatosan érkező újabb és újabb magmacsomagok egyre növelték e mélybeli magmatározó kiterjedését (mind vastagságát, mind oldalirányú kiterjedését), sőt az oldalirányú repesztés következtében jelentős mennyiségű kőzetolvadék nyomult déli irányba. A bazaltos magmák jelentős része itt kristályosodik ki piroxenit kőzettestek formájában, amivel vastagszik a földkéreg. A bazaltos magma akár hosszú időn keresztül való tárolódása lehetőséget ad azonban arra is, hogy újonnan érkező magmákkal keveredjen, ezzel összetétele folyamatosan változzon. Ez a folyamat mindeddig nem kapott kellően figyelmet, pedig nincs kizárva, hogy a felszínre törő bazaltos magmák kémiai összetétele itt alakul ki, és nem a földköpenybeli olvadás során. Azaz a bazaltos kőzetek kémiai összetételével idáig látunk le, és nem feltétlenül a magmaképződés helyéig. Ez a kérdés a jövőben további megközelítést igényel.

A földkéreg alatt kialakuló magmatározóban zajló folyamatokról a teljes kőzet összetétel nem sokat mesél, a kőzetben található ásványok azonban sokkal többet. Elővehetjük tehát ismét a tanúkat, hogy a detektív történet részleteit megismerjük. A Balaton-felvidék egyik legnagyobb kiterjedésű (>10 km²) és legösszetettebb vulkáni felépítménye a Fekete-hegy (Martin, Németh, 2004; Auer et al., 2007). E vulkáni komplexum több, legalább négy, egymáshoz közeli maar vulkáni központból áll, amelyeknek tufagyűrű piroklasztit rétegoraira lávakőzetek és salakkúpok települtek. A lávakőzetekből ellentmondásos K/Ar koradatok (2,6-5,9 millió év) és egy újabb ⁴⁰Ar/³⁹Ar koradat (3,81 ± 0,02 millió év) áll rendelkezésre (Balogh et al., 1986; Balogh, Pécskay, 2003, nem publikált adatok; Wjibrans et al., 2007), kérdés, hogy ez a jelentős időintervallum valós-e, amelynek megválaszolásához további terepi és laborvizsgálatok szükségesek.

Jankovics (2014) kőzetmintákat vett a vulkáni komplexum különböző részein található különböző kiterjedési egységekből (freatomagmás piroklasztitok, lávakőzetek, salakkúpok képződményei), és elemezte a bennük lévő olivin kristályok és spinell zárványaik

szöveti megjelenését, zónásságát és kémiai összetételét. A minták teljes közet nyomelem-összetétele között jelentős különbségek nem fedezhetők fel. Ez alapján első megközelítésben azt gondolnánk, hogy hasonló földköpeny forrásközet megolvadásával létrejött bazaltos magmacsomagok táplálták a vulkánkitöréseket. A bazaltokban lévő olivin kristályok azonban mind szövetségben, zónásságukban, mind kémiai összetételükben nagy változatosságot mutatnak. Vázkristályos és sajátalakú – félig sajátalakú olivinek is előfordulnak, amelyekben kétféle normál zónásság és reverz zónásság figyelhető meg (9. ábra).

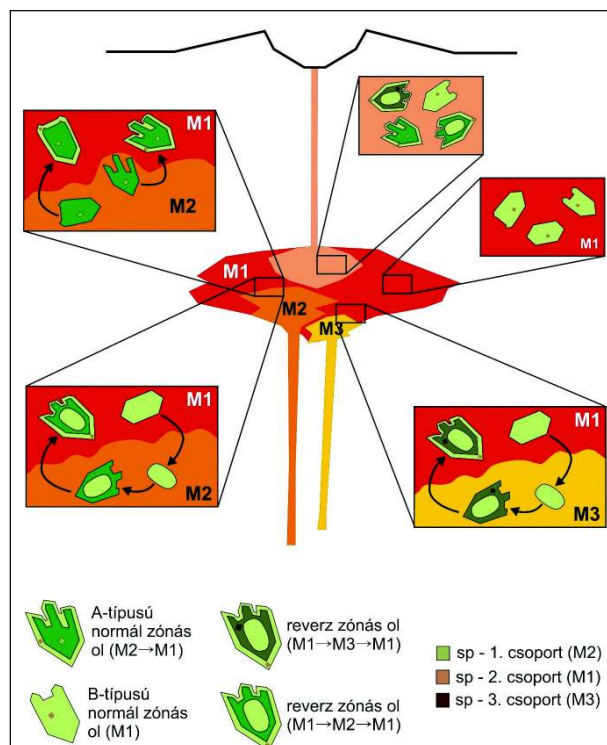


9. ábra – Változatok egy bazalt vulkáni képződményben található olivin kristályokra (Jankovics, 2014): a fekete-hegyi tufagyűrű piroklasztitokban található olivin kristályok változatos szöveti és zónássági jellemzői (visszaszört elektronképek) A: vázkristályos, A-típusú normál zónás olivin (vastag a pereme); B: vázkristályos, B-típusú normál zónás olivin (vékony a pereme); C: hipidiomorf, reverz zónás olivin (vékony köztes zónával); D: vázkristályos, reverz zónás olivin (vastag köztes zónával).

Hasonlóan diverz összetételűek az olivinekben megjelenő spinell zárványok is. Az olivin és spinell kristályok petrogenetikai jelentősége nagy, mivel együtt kristályosodó likvidusz kristályok lehetnek, azaz a bazaltos olvadékból az elsőként kiváló ásványfázisok (Sigurdsson, Schilling, 1976; Fisk, Bence, 1980; Luhr, Carmichael, 1985; Roeder et al., 2006). Összetételük érzékenyen jelzi a bezáró olvadék kémiai összetételét, ezáltal nyomon követhető a kialakulásukban részt vett magmák jellemzői, illetve felhasználhatók a bazaltos magma forrásközetének jellemzésére is (Arai, 1994). A spinell kémiai összetétele jó egyezést mutathat a bazaltos magmával egyensúlyt tartó megolvadó közettestben lévő spinellekkel, viszont összetételét befolyásolják az intenzív paraméterek (nyomás, hőmérséklet, oxigénfugacitás), valamint a vele együtt kristályosodó ásványfázisok, vagyis a magma differenciációja is (Hill, Roeder, 1974; Sigurdsson, Schilling, 1976; Dick, Bullen, 1984; Allan et al., 1988; Arai, 1994; Clynne, Borg, 1997; Kamenetsky et al., 2001; Roeder et al., 2003). A spinell ahogy kikerül a szűk likvidusz hőmérsékleti tartományból, reakcióba lép a differenciált olvadékkal, és szerkezetében egyre nő a magnetit és ulvöspinell komponens aránya (Luhr, Carmichael, 1985; Clynne, Borg, 1997; Arai, 1992; Roeder et al., 2003). A későbbi kiválású spinellek kémiai összetételét tehát nagyobb TiO_2 -, FeO - és Fe_2O_3 -tartalom jellemzi. Szerencsére a korai kiválású spinellek bekerülhetnek a velük együtt kristályosodó olivinekbe, így eredeti kémiai összetételük megőrződhet. Ez pedig felhasználható arra, hogy különböző összetételű és eredetű (forrásközetű) magmákat különítsünk el még akkor is, ha az adott minták teljes kémiai összetétele nagyon hasonló egymáshoz.

A fekete-hegyi bazaltok spinelljei jelentős összetételbeli változékonyságot mutatnak, amin belül Jankovics (2014) három csoportot

különített el. A lávaközetekben és salakokban viszonylag homogén, Cr-gazdag spinellek jellemzők, míg a freatomagmás képződményekben mindhárom spinell csoport előfordul. Mindehhez figyelembe véve, hogy a spinellek milyen szöveti megjelenésű, zónássági típusú és összetételű olivinekben jelennek meg, Jankovics (2014) arra a következtetésre jutott, hogy legalább három magma vett részt a fekete-hegyi vulkánkitöréseket tápláló magmák kialakításában. A rekonstrukcióban lényeges pont volt annak az elemzése, hogy az olivinekben belül pontosan hol helyezkednek el az adott spinell zárványok (a kristályok magjában, köztes zónájában vagy peremében). Az olivin-spinell párok alapján a freatomagmás kitérőseket nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatok előzték meg. A magmafelhalmozódás következtében kialakult egy magmatározó (véltetően hasonló módon, mint a korábban említett El Hierro sziget alatt; Marti et al., 2013; Longpré et al., 2014), amelyben olivin+spinell kristályosodás zajlott, majd két különböző összetételű (és esetleg eltérő forrásrégióból érkező) primitív magma is benyomult. Az újratöltődések során magmakeveredés zajlott, amelynek eredményeképpen jött létre a felszínre tört magma. A magmás rendszer összetettségére utalnak a freatomagmás termékekben megjelenő amfibolok is, amelyek változatos szövettel és zónássággal jellemezhetők. A freatomagmás kitérőseket tehát olyan bazaltos magmacsomagok törtek felszínre, amelyeknek bár kémiai összetétele hasonló volt, azonban ez három különböző magma keveredésével állt össze. Az olvadékok jól keveredhettek egymással, azonban a korai kiválású kristályok megőrizték a különböző magmák „újleNyomatát” (10. ábra).



10. ábra – A fekete-hegyi freatomagmás kitérőseket tápláló magmás rendszer modellje az olivinek és spinellek alapján (Jankovics, 2014): M1, M2 és M3 a fejlődésében szerepet játszó magmákat jelentik, a kinagyított részek pedig a mélybeli folyamatokat mutatják. Az ábra nem méretarányos. Ol = olivin, sp = spinell.

Azt nem tudjuk, hogy mennyi idő telt el a freatomagmás és lávaöntő kitérősek között, ugyanis nem ismerünk a tufagyűrű piroklasztitok és a felettük települő effuzív kőzetek között hi-

átusra utaló rétegtani bélyegeket, illetve csak a lávaközetekből állnak rendelkezésünkre változatos koradatok. Habár a bazaltok teljes közet kémiai összetételében nem látunk lényeges különbséget, az olivin-spinell párok azt mutatják, hogy a maar vulkáni kitoréseket és a későbbi magmás robbanásos – lávaöntő kitorési fázist különböző magmás rendszerek táplálták, amelyek az eddigi eredmények alapján nem kerültek egymással kapcsolatba. Ez felveti a magmás rendszerek esetleges térbeli és/vagy időbeli elkülönülését, amelyek közül utóbbit további terepi vizsgálatokkal talán alá lehet majd támasztani. A jelenlegi adatok alapján nem bizonyítható, hogy a lávaöntő kitoréseket tápláló bazaltos magmák mobilizálták volna a korábbi magmás esemény anyagát. Vinet és Higgins (2010) a hawaii Mauna Ulu 1969-74-es kitorés anyagában figyeltek meg két olivin populációt, amelyek különböző időben, különböző magmákból keletkeztek. Értelmezésük szerint a két magma különböző időben, de ugyanazon a feláramlási csatornán érkezett a vulkán alatt lévő sekély magmakamrába, ahol közvetlenül a kitorés előtt keveredhettek egymással és így a kitoró bazaltban együtt jelentek meg idősebb olivin antekristályok és fenokristályok.

Összefoglalva, a bazaltokban lévő kristályok részletes jellemzése lehetővé teszi, hogy rekonstruálni tudjuk a földképeny-földkéreg határon vagy akár sekélyebb mélységben zajló nyílt- (újratöltődés, magmakeveredés, hibridizáció) és zárt rendszerű (frakcionációs kristályosodás) folyamatokat. Ezek felismerése és dokumentálása fontos, hogy megfelelően tudjuk értékelni a vulkánkitörést tápláló bazaltos magmák kémiai összetételét, és adott esetben egy kitorés közbeni mintavételezéssel rekonstruálni tudjuk a vulkán alatti magmatározó-rendszer természetét, idősebb és frissebb magmacsomagok jelenlétét, újratöltődési eseményeket, stb. Továbbá ráirányítja a figyelmet arra, hogy bazaltos magmák esetében is számolnunk kell a szilíciumgazdag magmatározókban gyakran tapasztalt nyílt rendszerű folyamatokkal.

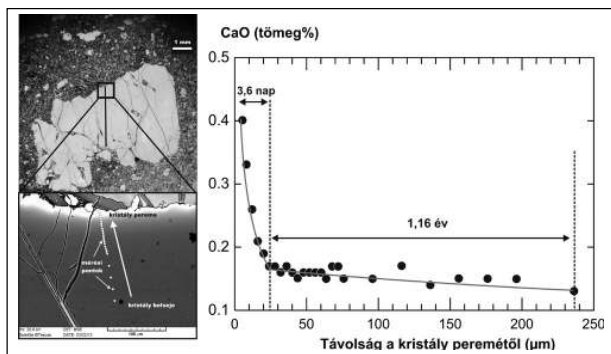
6. A felszín felé haladva: milyen gyorsan?

A vulkáni veszély-előrejelzésben kulcskérdés, hogy mennyi időnk van a kitorés előtt. A mélybeli magmás folyamatokat és azok időbeli lefolyását szintén a „kristály-sztratigráfiai” elemzések segítik, amikor egy-egy ásvány fejlődését, növekedését a kristály kémiai összetételbeli változásán keresztül vizsgáljuk úgy, ahogy az üledékes köztersorozatokat esetében is rétegről rétegre tárják fel a szakemberek a leülepedés történetét. A bazaltokban elsősorban az olivin és a monoklin piroxén adnak erre lehetőséget, közülük az olivin foghat át nagyobb időintervallumot a magmafejlődés során. Kémiai összetétele, különösen az MgO- és FeO-tartalma, jól tükrözi a bezáró magma kemizmusában történő változásokat, a magma előrehaladott differenciációját. Roeder és Emslie (1970) mutatott rá először, hogy az olvadék Mg- és Fe-tartalma, valamint a kristályosodó olivin forsterit-tartalma között szoros összefüggés tapasztalható, ami függ a kristályosodási hőmérséklettől is. Erre alapultak később az olivin-olvadék geotermométerek (pl. Putirka, 2005; Herzberg et al., 2007; Putirka et al., 2007).

Az olivin kristályokban lévő zónahatárok azonban további elemzést is lehetővé tesznek. Amennyiben egy olivin kristály időszakonként eltérő összetételű olvadékokba, különböző magmás környezetekbe kerül, a továbbnövekedések jelentősen eltérő kémiai összetételű zónákat hozhatnak létre. Magmás hőmérsékleten idővel ez az éles zónahatárok egyre inkább elmosódnak az olivinben lévő elemek (Fe, Mg, Ni, Mn, Ca) diffúziója miatt, amit az egyes zónák közötti összetételbeli különbségek kiegyenlítésére való törekvés irányít (Costa et al., 2008). Minél hosszabb idő telik el a kémiai összetételi változást előidéző esemény óta, annál diffúzabb lesz a zónahatár, ami természetesen függ az adott elem

diffúziós együtthatójától is. Amennyiben kísérletekből ismerjük egy adott elem hőmérséklet-függő diffúziós együtthatóját, kiszámolható, hogy egy kristályon belüli elemváltozási függvény mennyi idő alatt jön létre. Kahl és munkatársai (2011) az Etna 1991-1993 lávaöntő kitorése során keletkezett bazaltjaiban elemezték az olivin kristályokat, az azokban megfigyelhető elemeloszlási trendeket, és megállapították, hogy legalább három magmás környezetben fejlődtek a kristályok, amelyek története a kitorés előtt másfél évig nyomozható vissza. Ezek között egyes kristályok mindössze egy hónappal a kitorés előtt kerültek más környezetbe, azaz történt friss magmafelfolyulás és -keveredés. Ez arra utal, hogy a vulkán alatti sekély magmakamrában dinamikus eseménysor zajlik (Albaréde, 1993), magma eltávozással, -újratöltődéssel, -keveredéssel, és ez a vulkáni közetekben lévő kristályok nagy felbontású elemzésével rekonstruálható. A közettani vulkanológia nagy kihívása, hogy ezeket az ásványokon belüli kémiai változásokból levonható következtetéseket hatékonyan fel lehessen használni a kitorések előrejelzésében a vulkán monitoring során. Erre már vannak kecsegtető próbálkozások. Kahl és munkatársai (2013) például korrelálni tudták az olivin kristályokon belüli összetételi változások idejét a kiáramló CO₂/SO₂ gázok összetételbeli értékeivel, amelyek a magmatározó friss magmával való feltöltődésének idejét jelzik. Marti és munkatársai (2013b) az El Hierro 2011-2012-es kitoréseinek bazaltjaiban vizsgálták az olivin kristályokat, és az elemdiffúziós eloszlások alapján rekonstruálni tudták a magmatározó friss magmával való feltöltődésének idejét (1,5-3 hónappal a kitorés előtt), ami összhangban van a földrengések alapján levonható következtetéssel.

Egy másik lényeges kérdés, hogy milyen gyorsan érkezik fel a magma egy adott mélységből. Ezt szintén a bazaltokban lévő kristályok nagy felbontású elemdiffúziós elemzésével értékelhetjük. Ehhez a fenokristályoktól eltérő összetételű kristályokat kell keresnünk, mint például a földképenyből a magmába kerülő olivin kristályokat (xenokristályok). A Mg-gazdag olivin kristály és a bezáró olvadék között nincs kémiai egyensúly, magas hőmérsékleten ezért elemdiffúzió indul közöttük. Az Fe-Mg elemkicserélődés mellett az olivinben lévő nyomelemek (Mn, Ni és Ca) a kristály peremén akár jelentős koncentrációbeli változást mutathatnak. A Ca olivinben való diffúziójára Jurewicz és Watson (1988) munkája alapján Lasaga (1998) adott egy egyszerű modellt, amit felhasználva az olivin Ca-tartalmában történt változás alapján kiszámolható az ehhez a változáshoz szükséges idő. Ez az olivin magmába való bekerülése és a magma felszínre jutása közötti idő, ami alapján megadható a magmafelfolyulás sebessége. Az alsórákosi bazaltban (Harangi et al., 2013) és a füzes-tői bazaltban (Jankovics et al., 2013) egyaránt találtak megfelelő olivin xenokristályokat, amelyekben a Ca-tartalom a peridotitokra jellemző alacsony koncentrációt mutatta (0,1-0,15 t%), majd a kristályperemek közvetlen közelében, a peremtől 20-25 µm-en belül koncentrációja hirtelen több mint háromszorosára ugrott. A Lasaga (1998) által megadott kalcium diffúziós együttható felhasználásával ez azt jelenti, hogy 3-5 napot tölthetett az olivin a bazaltban, ami alapján a magmafelfolyási sebesség 60 km mélységből számolva 0,19 m/s (11. ábra). Ez az érték összhangban van Marti és munkatársai (2013a) magmafelfolyási sebesség becslésével (0,13 m/s), amit az El Hierro 2011. októberi kitorés előtti szeizmikus jelek alapján számoltak. Ez azt jelenti, hogy a bazaltos magmák nagyon gyorsan, akár szinte minden előjel nélkül a felszínre törhetnek. Mind az alsórákosi, mind a füzes-tői bazalt esetében a megfigyelések arra utalnak, hogy a kitorések előtt nem alakult ki a földképeny-földkéreg határon magmatározó, azaz még annyi földrengéssel sem jöhetett, mint az El Hierro 2011-es vulkánkitörés előtt (néhány hónap). Ez fontos figyelmeztetés a bazalt vulkáni területek kitorés előrejelzésében.



11. ábra – Magma felemelkedési sebesség becslése bazaltban lévő olivin xenokristály Ca-zónássága alapján (Harangi et al., 2013).

A kristálydiffúziós vizsgálatok a szilíciumgazdag rendszerekben is a kutatások frontvonalában vannak (Costa, 2008; Druitt et al., 2012; Saunders et al., 2012), és a jövőben ebben komoly előrelépések történhetnek. Ehhez a különböző elemek diffúziós együtthatójának egyre pontosabb ismerete, hőmérséklet- és kristályorientáció függése szükséges. A rutinszerű alkalmazást egyelőre az ezekben a paraméterekben való bizonytalanság, a megfelelő kristálmetszet kiválasztása, illetve a kristályorientáció vékonycsiszolatban való meghatározásának nehézségei még nehezítik, de nincs kétség afelől, hogy ez az alkalmazási terület is jelentős fejlődésen fog átmenni, és bekerülhet a vulkáni veszély-előrejelzés vizsgálati tárházába.

7. A felszínen: a kitörés mechanizmusa

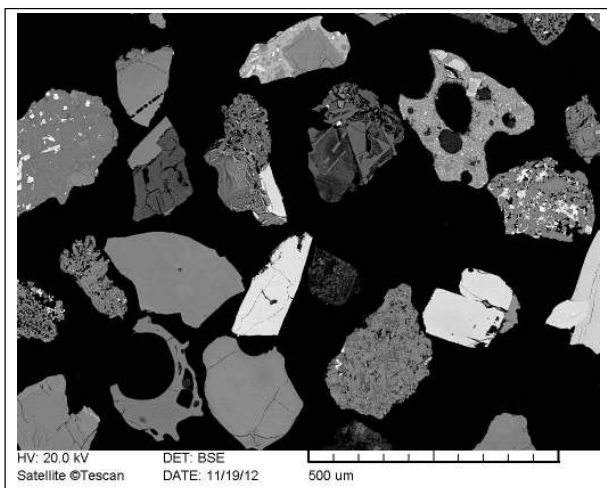
A vulkánkitörés mechanizmusát a bazaltos magma kémiai és fizikai tulajdonságai, valamint a külső környezet határozza meg. A kis viszkozitású magmában a feláramlás közben az illók könnyen ki tudnak válni (buborékosodás), és méretük is kis ellenállás mellett növekedhet. A gázbuborékok csökkentik a magma sűrűségét, és ezzel elősegítik felnyomulását. A gyorsabban mozgó gázbuborékok a magmatest felső részén koncentrálnak, és nagyobb mélységben jelentős túlnyomást okoznak, ami elősegíti a kőzettestek repesztését. A felszín közelébe érve azonban a gázfázis akár könnyen meg is szökhet a repedések mentén, aminek eredményeképpen már egy kigázosodott magma jut a felszínre. Ezzel magyarázható, hogy a bazaltos magmák kitörése gyakrabban jár lávaöntéssel, mint robbanással. Sok esetben tapasztaljuk azt, hogy kezdetben robbanásos kitöréssel jut a bazaltos magma a felszínre, majd később lávaöntéssel folytatódik. Ebben az esetben is a magyarázat az, hogy a gázbuborékok gyorsan mozogva a kis viszkozitású magmában a kitörés elején elérik a felszínt, majd a már kigázosodott magma ömlik ki, miközben a vulkáni gázok szabadon áramlanak ki a légkörbe.

A bazaltos magma robbanásos kitörését, a vulkáni működés lefolyását többek között az befolyásolja, hogy milyen az olvadék és a gázfázis relatív felemelkedési gyorsasága, azaz hogyan válnak külön a felemelkedés során (Vergnolle, Jaupart, 1986; Parfitt, Wilson, 1995, 2008; Vergnolle, 1996; Parfitt, 2004). A gyors magma felemelkedés (> 1 m/s) a lávaszökőkutak kialakulásának kedvez. Ekkor a gázbuborékok sebessége kisebb, mint az olvadéké, ezért megmarad a sok kis buborék, ami egyre gyarapodva magmahabbá áll össze. Lassabb magma felemelkedés (kb. 0,5 m/s) esetén nagyobb esély van a magmában egy önálló nagy gázbuborék kialakulására, aminek nyomáscsökkenéses szétpukkanása okozza a tűzijátékszerű, stromboli-típusú kitörést. Nem ritka az sem, amikor a vulkánkitörés stromboli-típusú robbanásos kitöréssel indul, majd hirtelen lávaszökőkút kitörésbe csap át. Ez a paroxizmás kitörés jellemzi például az Etna vulkáni működését az elmúlt években. Az időszakos, sokszor csak nagyon rövid előjellel meginduló kitörések

eltérő gáztartalmú magmacsomagok felemelkedésével magyarázhatók. Akár egy néhány óráig vagy egy-két napig tartó kitörés során is előfordulhat, hogy változik a felszínre törő bazaltos magma típusa, idővel kevésbé differenciált, nagyobb gáztartalmú magma érkezik, ami megváltoztatja a kitörés lefolyását.

A robbanásos kitörés másik oka a felnyomuló forró magma külső vízzel vagy vizes üledékkel való találkozása és keveredése. A magma és víz relatív mennyiségétől függően ekkor különbözőképpen lejátszódó freatomagmás kitörések történnek. Amennyiben nincs közvetlen érintkezés, de a magas hőmérsékletű magma közelsége miatt a felszínalatti vizek felhevülnek, és hirtelen gőzzé válnak, akkor freatik robbanásos kitörés történik. Ekkor friss magmás anyag nem kerül be a felszínre robbanó törmelékanyagba, csupán a sekély közettest feltört anyaga repül ki. Ez a kitörés minden előjel nélkül bekövetkezhet, azaz komoly veszélyt jelent, mint azt a 2014-es japán Ontake és a 2013-as fülöp-szigeteki Mayon kitörésének tragikus kimenetele mutatja. Az ilyen kitörések esetében már közvetlenül a kitörés után fontos a mintavétel és a keletkezett üledékekben található piroklasztok jellemzése, annak megállapítása, hogy vajon friss magma anyaga szerepel-e a kitörési termékben. 2012-ben két váratlan kitörése is volt a Tongariro vulkánnak, ami egy fontos, turistákkal teli kiránduló útvonal közelében van. A gyorsan a helyszínre érkező új-zélandi szakemberek szisztematikusan vettek mintát a robbanásos kitörési termékek anyagából, és igyekeztek megállapítani a benne lévő szemcsék eredetét (Pardo et al., 2014). Néhány mintát kutatócsoportunk is kapott, így közvetlen tapasztalatot szerezhettünk arról, hogy mennyire nehéz a piroklasztok eredetének értelmezése. Az üledékben a sok hidrotermásan átalakult kőzettörmelék mellett előfordultak első meglátásra juvenilisnek tekinthető kőzetüvegszilánkok is (12. ábra). Hogyan is értelmezhetők ezek? Ennek fontos tanulsága van az idősebb képződmények elemzésében is. Különösen azok a kőzetüvegszilánkok jelentenek még mindig kétséget egy fejlett, riolitos magma esetleges részvétele mellett, amelyek karéjos pereműek, hólyagüregesek, illetve a kőzetüveg kémiai összetétele és az ásványegyüttes nem hasonlít sem a Tongariro korábbi kitörési anyagaira, sem a Taupo kitörések képződményeire. Szembesülni kellett azzal a ténnyel, hogy egy ilyen kitörés esetében mobilizálódhat a még konszolidálatlan korábbi vulkáni üledék is, így a kitörési termékbe azok juvenilis piroklasztjai is bekerülhetnek. Ez azt jelenti, hogy nagyon jól kell ismerni egy ilyen tűzhányó korábbi működésének történetét. Mennyi minden múlhat egy üvegszilánk eredetének értelmezésén? 1975-77-ben komoly krízishelyzet alakult ki a guadeloupei (Kis-Antillák, Karib-szigetek) La Soufrière vulkán környezetében (Hincks et al., 2014). Az 1975-ben elkezdődött földrengésrajokat követően 1976 nyarán történt az első vulkánkitörés, ami egy 9 hónapig tartó kitöréssorozat nyitányát jelentette. A vulkánnak a múltban voltak veszélyes kitörései, így égető kérdés volt, hogy a közelben lévő több tízezer lakos számára mit jelentenek ezek az események. A tefravizsgálatok nem hoztak konszenzusos eredményt, voltak akik szerint van juvenilis piroklaszt a kitörési anyagban, és emiatt komolyabb veszélyhelyzet alakulhat ki, mások vitatták ezt az értelmezést, és nem tartották szükségesnek lényegesebb lépéseket. Végül 73 ezer embert telepítettek ki, ami jelentős feszültséggel járt. A nagy erejű vulkánkitörés végül nem következett be. Ez a példa is mutatja, hogy nagy súlya lehet a kőzettani szemléletű vulkanológiai munkáknak, és adott esetben a következtetéseknek veszélykezelési következményei is vannak.

A múlt vulkáni kitöréseit fontos tehát minél alaposabban megismerni, és ezen a téren is vannak perspektívák. A bazaltos robbanásos kitörések esetében a vulkanológiai vizsgálatok alapvetően a proximális üledékeken történnek. A lerakódott rétegek jellemzői, a szemcseméret, az osztályozottság, a piroklasztok típusa alapján elkülöníthetők a magmás és freatomagmás kitörési események,



12. ábra – Vulkanai hamuszemcsék a Tongariro 2012. augusztusi kitörésének üledékében

A hidrotermásan átalakult közetsemcsék mellett előfordulnak karéjos megjelenésű közetüvegszilánkok is, amelyek megjelenésük alapján juvenilis eredetűnek értelmezhetők. Visszaszórt elektronkép (BSE).

felépíthető a kitörés története, rekonstruálhatók a vulkáni működés során kialakult morfológiai formák (salakkúp, fröccskúp vagy tufagyűrű, tufakúp, maar, stb). Azonban jóval kevesebbet tudunk a bazaltos magmákhoz kötődő nagyobb robbanásos vulkáni eseményekről, olyanokról, amelyek jelentős területen okoznak hamuhullást (Williams, 1983; Coltelli et al., 1998; Costantini et al., 2010), sőt piroklaszt-árakat (Vinkler et al., 2012). A disztális tefrarétegek megtalálása azonban nem egyszerű. Szárazföldi területen hamar lepusztulnak, vízi környezetek üledékei esetében pedig fúrásos kutatások szükségesek, hacsak a későbbi erózió következtében nem tárnak fel ezek a képződmények. Előfordulhat, hogy adott területek esetében teljesen eltörlődik az ilyen vulkáni események nyoma. Felismerésük azonban nagy fontosságú a még mindig aktív bazalt vulkáni mezőkön. Az új-zélandi Auckland Vulkanai Terület esetében Kereszturi és munkatársai (2014) minden egyes bazalt kitörési központ esetében meghatározták az egykori kitörési mechanizmust, és ez alapján körvonalozták a vulkáni működés által veszélyeztetett terület nagyságát. Korábban Kereszturi és munkatársai (2012) pedig közvetlen megfigyelések és távérzékelési eszközök (LiDAR) segítségével adták meg a bazaltos lávafolyásoknak kitett területeket. Ezek a munkák példaértékűen mutatják be azt, hogy a kitörési mechanizmus rekonstruálása, azaz a klasszikus fizikai vulkanológiai munka eredményei, ötvözve a kvantitatív becslési modellekkel és modern távérzékelési eszközökkel, hogyan tehetők át a társadalomra, az embereket közvetlenül érintő információvá. A vulkáni veszély felméréséhez azonban szükséges azt is tudni, hogy az adott terület mennyire van kitéve nagyobb robbanásos kitörésekhez kapcsolódó hamuhullásnak. Molloy és munkatársai (2009) egy 80 ezer évet átfogó maar üledékben 24 bazaltos tefraréteget mutattak ki Auckland térségében, ami alapján feltárták a heves robbanásos kitörések ciklikus jellegét, a különösen aktív időszakokat és a nyugodtabb periódusokat. Mindezeket összevetve az adott időszak környezeti viszonyaival, pontosabb képet kaphatunk arról, hogy mi szabályozhatja a vulkánkitöréseket egy ilyen területen. Később Shane és munkatársai (2013) egy újabb módszerrel vizsgálták a Rangitoto közelében lévő Pupuke-tó és Motutapu tőzegláp üledékeit. Az aprólékos megfigyelések nagyszámú kriptotefra szintet tártak fel. Ezek olyan rétegek, amelyekben szabad szemmel nem látható tefra üledék, azonban gondos laboratóriumi munkával még a kis számban megjelenő vulkáni közetüvegszilánkok is

felismerhetők (Blockley et al., 2005, 2007). Ezzel pedig heves robbanásos kitöréseket és azok disztális anyagának elterjedését lehet dokumentálni. Shane et al. (2013) ezzel a módszerrel kimutatta, hogy a Rangitoto vulkán legalább 1000 éven keresztül aktív volt, amit a felszíni képződmények alapján nem lehetett felismerni. A vulkáni kitörések ismétlődési gyakoriságának statisztikai értékelésében ezzel a korábbi 750 évenkénti vulkáni kitörés ismétlődési idő 400 évre szűkült, ami emberi léptékben jelentős változásnak számít. Ezek a tanulmányok új perspektívát adnak a bazaltos vulkáni működés vizsgálatában. Bazaltos magmák nagy – erőteljes stromboli-típusú vagy subpliniosi-pliniosi – kitöréseinek azonosítása azonban nem egyszerű, ehhez találni kell olyan üledékgyűjtőt, ahol a disztális üledékek megőrződtek. A Kárpát-Pannon térségben ilyenek lehetnek a maar vulkánokban felhalmozódott tavi üledékek. A pulai maar alginit rétegsorában Németh és munkatársai (2008) írtak le egy olyan üledékes közbetelepülést, amelyben nagyszámú (37; Soós et al., 2015) tefralamina különíthető el (13. ábra). Az előzetes geokémiai elemzések (Soós et al., 2014) szerint ezek különböző összetételű bazaltos magmákhoz kapcsolódnak és elképzelhető, hogy a Bakony-Balaton-felvidéki Vulkanai Terület egy heves robbanásos kitörésekkel jellemzett eseményét rögzítik.

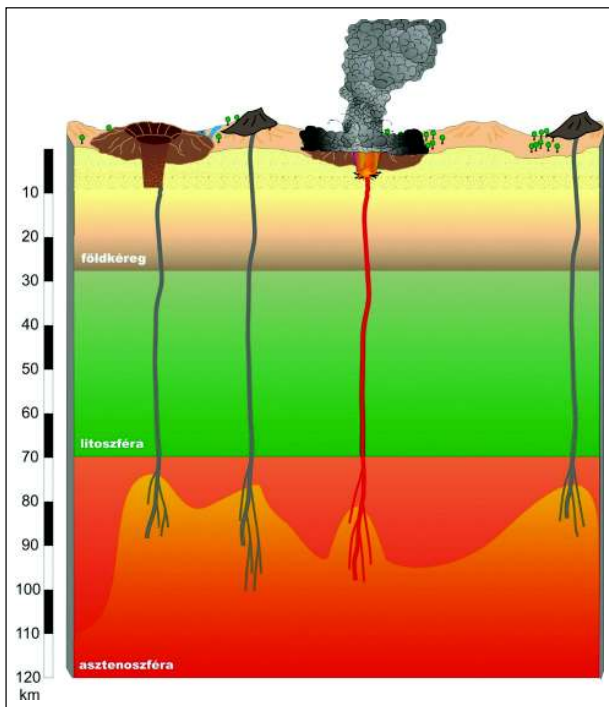


13. ábra – Tefra laminákat tartalmazó rétegegység a pulai alginitben: a környező bazalt vulkánok nagy robbanásos kitöréseinek emlékei?

8. A felszínen: monogenetikus bazalt vulkáni mezők

A bazaltos magmákhoz kapcsolódó vulkáni működés széles területű pajzsvulkánokat eredményez (pl. Mauna Loa, Etna, Izland központi tűzhányói), azonban gyakori, hogy a kitörési központok egy nagyobb területen oszlanak el. Ez utóbbiakat vulkáni mezőknek vagy vulkáni területeknek nevezzük (Connor, Conway, 2000; Valentine, Gregg, 2008; Németh, 2010; Valentine, Hirano, 2010; Kereszturi, Németh, 2012). E területek másképp működnek, mint a központi, összetett vulkánok, és ennek megértése fontos a vulkáni veszély-előrejelzés szempontjából is. A bazalt vulkáni mezőkön a kitörések rövid ideig tartanak (néhány nap, maximum egy évtized), sok esetben egy kitörés egy vulkáni felépítményt hoz létre, ahol aztán később nem újul fel a vulkáni működés. Ezért ezeket monogenetikus vulkánoknak nevezik (14. ábra). A kitörések mindig új helyen történnek, amit sok esetben az adott terület tektonikai felépítése határoz meg (Connor et al., 1992, 2000; Schmincke, 2007). Összességében egy vulkáni mező élete jóval hosszabb, mint egy összetett tűzhányóé. A vulkáni működés aktívabb és nyugodtabb időszakok váltakozásával akár több millió éven keresztül is foly-

tatódhat. A nyugalmi időszakok hossza akár a több százezer évet is elérheti, ami felveti a kérdést, hogy mikor tekinthető egy bazalt vulkáni mező működése befejezettnek. Itt különösen felvetődik az emberi gondolkodás által befogható időlépték és a vulkáni kitörések ismétlődési gyakorisága közötti nagy különbség. Az emberiség egész modern kori történeti időszaka többszörösen beleférhet egy bazalt vulkáni mező nyugalmi időszakába, illetve előfordulhat, hogy csak egy-egy ilyen vulkáni esemény esik bele az emberiség életébe. A különösen nagy veszélyt azonban az jelenti, hogy ezek a nyugodtnak hitt bazalt vulkáni mezők is egyre jobban betelepülnek. Új-Zéland legnagyobb városa, Auckland (itt él az ország lakosságának egyharmada) például egy fiatal bazalt vulkáni mező kellős közepére épült. Az Aucklandi Vulkáni Terület mindössze 250 ezer éve alakult ki, aminek során 50 vulkáni centrum jött létre. Utoljára 600 éve volt itt vulkánkitörés, amelynek során a jelentős térfogatú Rangitoto pajzsvulkán jött létre (Nichol, 1992). A lakosok, a város döntéshozói csak a közelmúltban ismerték fel az intenzív vulkanológiai kutatások eredményeinek és ezek hatékony társadalmi közvetítéseinek eredményeképpen (Allen, Smith, 1994; Houghton et al., 2006; Bebbington, Cronin, 2011; Lindsay et al., 2011; Kereszturi et al., 2012; 2014; Németh et al., 2012), hogy egy valós vulkáni veszélyben élnek.



14. ábra – Egy monogenetikus bazalt vulkáni mező idealizált felépítése

A bazalt vulkáni mezők kutatása az elmúlt évtizedben jelentős mértékben fejlődött. Ennek két fontos mozgatórugója volt. Az egyik az Amerikai Egyesült Államok területén, a Yucca-hegységben tervezett radioaktív hulladék tároló tervezése, ami egy bazalt vulkáni mezőre esett. Ez különösen fontossá tette egy ilyen vulkáni terület működésének jobb megértését, a kitörések gyakoriságának pontosítását, a kitörések ismétlődésének matematikai, valószínűségi becslését (pl. Connor, Hill, 1995; Ho, Smith, 1998; Connor et al., 2000). A következő serkentő mozzanat pedig az volt, amikor társadalmi szinten is elfogadottá vált Auckland térségének vulkáni veszélyeztetettsége. A társadalmi igény újabb és újabb szempontú kutatások elindítását is lehetővé tette, ami nagyban segítette a-

zalt vulkáni kitörések jobb megértését (Valentine, Gregg, 2008). A fizikai vulkanológiai vizsgálatok mellett fontos szerepet kaptak a magmagenetikai kutatások is, és kialakult a „forrástól a felszínig” elemzési szemlélet (Valentine, Gregg, 2008; Németh, 2010). Egyes bazalt vulkánok rétegtanilag kontrollált mintáin végzett elemzései azt is feltárták, hogy nem minden monogenetikusnak tekintett vulkán esetében állja meg a helyét a korábbi besorolás, vagyis az egy adott földképenybeli forrásból származó magmácsomag egyszerű kitéréséhez köthető kialakulás. Több esetben kiderült, hogy a vulkáni működés előrehaladtával változik a felszínre jutó magma jellege, sőt előfordul olyan is, amikor emberi léptékben mérve hosszabb szünet választja el a kitöréseket (Strong, Wolff, 2003; Smith et al., 2008; Brenna et al., 2010, 2011; McGee et al., 2012; Jankovics et al., 2015). Azaz a korábban monogenetikusnak vélt bazalt tűzhányók sok esetben valójában polimagmásak (eltérő összetételű magmák által táplált), sőt akár policiklikusak (ismétlődő, rövidebb-hosszabb szünetekkel elválasztott kitérés események során felépülő) is lehetnek.

9. Zárógondolatok

A 21. századba lépve a bazaltok kutatása is új kihívásokat hozott a vulkanológusok számára (Harangi, 2013). A pusztán tudományos megismerés által vezérelt, a bazaltos magmák kialakulását és fejlődését feltáró, a bazaltok kémiai összetételén keresztül a földképeny természetének leírását megcélzó és a klasszikus fizikai vulkanológiai vizsgálatokkal a tűzhányók működésének jobb megértését segítő munkák mellett egyre inkább jelentkezik a társadalmi igény, a vulkáni veszélyeztetettség irányából érkező elvárások, hogy új módszerekkel, új szempontok figyelembe vételével jellemezzük a bazaltos vulkanizmust. Ehhez jó keretet ad a forrástól, azaz a magmaképződés körülményeinek lokális és regionális rekonstrukciójától (Smith et al., 2002; Wang et al., 2002; Brenna et al., 2010, 2011; McGee et al., 2012, 2013, 2015; Harangi et al., 2013, 2015) a felszínig, azaz a vulkáni kitérés mechanizmusáig (Németh et al., 2012; Kereszturi et al., 2013, 2014) terjedő folyamatsort felölelő kutatási szemlélet. Ebben nagy szerepet kaphatnak az olyan új kutatási módszerek is, mint a közettani vulkanológia (Harangi, 2013), ami a kőzetek nagy felbontású, integrált ásványászati és -kémiai elemzésén keresztül igyekszik választ adni a bazaltos tűzhányók működésének jobb megértéséhez (Jankovics et al., 2009, 2012, 2013, 2015; Harangi et al., 2013). A bazaltok jó egy évszázadot felölelő intenzív kutatása a 21. században sem marad új, felfrissítő perspektívák nélkül! A Kárpát-Pannon térség ebben továbbra is fontos természeti laboratóriumot nyújthat, ahol a bazaltok kutatása szép hagyományokra (Mauritz, 1913, 1948; Jugovics, 1916, 1937, 1969, 1972, 1976; Mauritz, Harwood, 1937; Mauritz, 1948; Embey-Isztin, 1981; Pantó, 1981; Kubovics, 1984; Embey-Isztin et al., 1985, 1993, 2001; Dobosi, 1989; Dobosi et al., 1991, 1995, 1998; Dobosi, Fodor, 1992; Embey-Isztin, Dobosi, 1995, 1997) tekint vissza, és amely örökség továbbvitele fontos az új kutatói nemzedék számára is.

Irodalomjegyzék

- Albaréde, F. (1993): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 615–621.
 Allan, J.F., Sack, R.O., Batiza, R. (1988): *American Mineralogist*, 741–753.
 Allen, S.R., Smith, I.E.M. (1994): *Geoscience Reports of Shizuoka University*, **20**, 5–14.
 Arai, S. (1992): *Mineralogical Magazine*, **56**, 173–184.
 Arai, S. (1994): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **59**, 279–293.
 Auer, A., Martin, U., Németh, K. (2007): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **159**, 225–245.
 Baker, M.B., Stolper, E.M. (1994): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 2811–2827.
 Balogh, K., Árvai-Sós, E., Pécskay, Z., Ravasz-Baranyai, L. (1986): *Acta Mineralogica - Petrographica*, Szeged, **28**, 75–93.

- Beattie, P. (1993): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**, 103–111.
- Bebbington, M.S., Cronin, S.J. (2011): *Bulletin of Volcanology*, **73**, 55–72.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Coltorti, M., Milani, L., Salvini, L., Siena, F., Tassinari, R. (2007): *Geological Society of America, Special paper*, **418**, 131–152.
- Bianchini, G., Beccaluva, L., Siena, F. (2008): *Lithos*, **101**, 125–140.
- Blockley, S.P.E., Pyne-O'Donnell, S.D.F., Lowe, J.J., Matthews, I.P., Stone, A., Pollard, A.M., Turney, C.S.M., Molyneux, E.G. (2005): *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1952–1960.
- Blockley, S.P.E., Lane, C.S., Lotter, A.F., Pollard, A.M. (2007): *Quaternary Science Reviews*, **26**, 3030–3036.
- Bond, D.P.G.; Wignall P.B. (2014): *Geological Society of America Special Papers*, **505**, 29–55.
- Brenna, M., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K., Németh, K. (2010): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **160**, 931–950.
- Brenna, M., Cronin, S.J., Németh, K., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K. (2011): *Terra Nova*, 1–6.
- Clynne, M.A., Borg, L.E. (1997): *The Canadian Mineralogist*, **35**, 453–472.
- Coltelli, M., Del Carlo, P., Vezzoli, L. (1998): *Geology*, **26**, 1095–1098.
- Connor, C.B., Conway, F.M. (2000): In: Sigurdsson, H. (Ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 331–343.
- Connor, C.B., Hill, B.E. (1995): *Journal of Geophysical Research*, **100**, 10107–10125.
- Connor, C.B., Condit, C.D., Crumpler, L.S., Aubele, J.C., (1992): *Journal of Geophysical Research*, **97**, 12349–12359.
- Connor, C.B., Stamatakis, J.A., Ferrill, D.A., Hill, B.E., Ofoegbu, G.I., Conway, F.M., Sagar, B., Trapp, J. (2000): *Journal of Geophysical Research*, **105**, 417–432.
- Costa, F. (2008): *Developments in Volcanology*, **10**, 1–55.
- Costa, F., Cochmen, R., Chakraborty, S. (2008): In: Putirka, K.D., Tepley III, F.J. (Eds.): *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes*. Mineralogical Society of America & Geochemical Society, 545–594.
- Costantini, L., Houghton, B.F., Bonadonna, C. (2010): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **189**, 207–224.
- DePaolo, D.J., Daley, E.E. (2000): *Chemical Geology*, **169**, 157–185.
- Dick, H.J.B., Bullen, T. (1984): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 54–76.
- Dobosi, G. (1989): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**, 112–121.
- Dobosi, G., Fodor, V. (1992): *Lithos*, **28**, 133–150.
- Dobosi, G., Schultz-Güttler, R., Kurat, G., Krachler, A. (1991): *Mineralogy and Petrology*, **43**, 275–292.
- Dobosi, G., Fodor, R.V., Goldberg, S.A. (1995): *Acta Vulcanologica*, **7**, 199–207.
- Dobosi, G., Downes, H., Matthey, D., Embey-Isztin, A. (1998): *Lithos*, **42**, 213–223.
- Druitt, T.H., Costa, F., Delouie, E., Dungan, M., Scaillet, B. (2012): *Nature*, **482**, 77–80.
- Ellam, R.M. (1992): *Geology*, **20**, 153–156.
- Embey-Isztin, A. (1981): *Földtani Közlöny*, **111**, 43–58.
- Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D.E., Upton, B.G.J., Dobosi G., Ingram, G.A., Harmon, R.S., Scharbert, H.G. (1993): *Journal of Petrology*, **34**, 317–343.
- Embey-Isztin, A., Dobosi, G. (1995): *Acta Vulcanologica*, **7**, 155–166.
- Embey-Isztin, A., Dobosi, G. (1997): *Földtani Közlöny*, **127**, 321–351.
- Embey-Isztin, A., Peltz, S., Póka, T. (1985): *Fragm. Min. Pet.*, **12**, 5–18.
- Embey-Isztin, A., Downes, H., Dobosi G. (2001): *Acta Geologica Hungarica*, **44**, 259–80.
- Fisk, M.R., Bence, A.E. (1980): *Earth and Planetary Science Letters*, **48**, 111–123.
- Fitton, J.G., James, D., Leeman, W.P. (1991): *Journal of Geophysical Research*, **96**, 13693–13711.
- Gast, P.W. (1968): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **32**, 1057–1086.
- Haase, K.M. (1996): *Earth and Planetary Science Letters*, **144**, 75–92.
- Harangi, Sz., Sági, T., Seghedi, I., Ntaflós, T., (2013): *Lithos*, **180–181**, 43–57.
- Harangi, Sz., Jankovics, M.É., Sági, T., Kiss, B., Lukács, R., Soós, I. (2015): *International Journal of Earth Sciences*, DOI: 10.1007/s00531-014-1105-7.
- Harangi, Sz. (2013): *Magyar Tudomány*, **174**, 959–979.
- Herzberg, C. (2011): *Journal of Petrology*, **52**, 113–146.
- Herzberg, C., Asimow, P.D. (2008): *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, **9**, Q09001, doi:10.1029/2008GC002057.
- Herzberg, C., O'Hara, M.J. (2002): *Journal of Petrology*, **43**, 1857–1883.
- Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y.L., Leshner, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J., Saunders, A.D. (2007): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**, doi:10.1029/2006GC001390.
- Hill, R., Roeder, P. (1974): *Journal of Geology*, **82**, 709–729.
- Hincks, T.K., Komorowski, J.C., Sparks, S.R., Aspinall, W.P. (2014): *Journal of Applied Volcanology*, **3/3**, 26.
- Hirose, K., Kushiro, I. (1993): *Earth and Planetary Science Letters*, **114**, 477–489.
- Ho, C.H., Smith, E.I. (1998): *Mathematical Geology*, **30**, 497–510.
- Hofmann, A.W. (1988): *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 297–314.
- Houghton, B.F., Bonadonna, C., Gregg, C.E., Johnston, D.M., Cousins, W.J., Cole, J.W., Del Carlo, P. (2006): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **155**, 138–149.
- Iwamori, H., McKenzie, D., Takahashi, E. (1995): *Earth and Planetary Science Letters*, **134**, 253–266.
- Jankovics, É. (2014): *PhD értekezés*, Budapest, 125 p.
- Jankovics, É., Harangi, S., Ntaflós, T. (2009): *Central European Geology*, **52**, 97–124.
- Jankovics, M.É., Harangi, S., Kiss, B., Ntaflós, T. (2012): *Lithos*, **140–141**, 25–37.
- Jankovics, M.É., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Kiss, B., Sági, T., Harangi, S., Ntaflós, T. (2013): *Bulletin of Volcanology*, **75**, 1–23.
- Jankovics, M. É., Harangi, S., Németh, K., Kiss, B., Ntaflós, T. (2015): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **301**, 38–55.
- Jugovics, L. (1916): *Földtani Intézet Évi Jelentése 1915-ről*, 46–73.
- Jugovics, L. (1937): *M. Tud. Akad. Math. Term. tud. Ért.*, **56**, 1214–1235.
- Jugovics, L. (1969): *Földtani Intézet Évi Jelentése 1967-ről*, 75–82.
- Jugovics, L. (1972): *MÁFI Évi Jelentése 1970-ről*, 79–101.
- Jugovics, L. (1976): *MÁFI Évi jelentése 1974-ről*, 431–470.
- Jurewicz, A.J.G., Watson, E.B. (1988): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 186–201.
- Kahl, M., Chakraborty, S., Costa, F., Pompilio, M. (2011): *Earth and Planetary Science Letters*, **308**, 11–22.
- Kahl, M., Chakraborty, S., Costa, F., Pompilio, M., Liuzzo, M., Viccaro, M. (2013): *Bulletin of Volcanology*, **75**: 692 DOI 10.1007/s00445-013-0692-7
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S. (2001): *Journal of Petrology*, **42**, 655–671.
- Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Y., Fedorenko, V.A., Davis, D.W., Trofimov, V.R. (2003): *Earth and Planetary Science Letters*, **214**, 75–91.
- Kereszturi, G., Németh, K. (2012): In: Németh, K. (Ed.): *Updates in Volcanology – New Advances in Understanding Volcanic Systems*, InTech, 3–88.
- Kereszturi, G., Procter, J., Cronin, J.S., Németh, K., Bebbington, M., Lindsay, J. (2012): *Remote Sensing of Environment*, **125**, 198–213.
- Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, J.S., Agustín-Flores, J., Smith, I.E.M., Lindsay, J. (2013): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **266**, 16–33.
- Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, S.J., Procter, J., Agustín-Flores, J. (2014): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **286**, 101–115.
- Klébesz, R., Harangi, Sz., Ntaflós, T. (2009): *Földtani Közlöny*, **139**, 237–250.
- Kubovics, I. (1984): *Acta Geologica Hungarica*, **27**, 163–189.
- Langmuir, C.H., Forsyth, D.W. (2007): *Oceanography*, **20**, 78–89.
- Langmuir, C.H., Klein E.M., Plank, T. (1992): *Geophysical Monograph*, **71**, 183–280. Lasaga, A.C. (1998): Princeton University Press.
- Lee, C.T., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., Leeman, W.P. (2009): *Earth and Planetary Science Letters*, **279**, 20–33.
- Lindsay, J.M., Leonard, G.S., Smid, E.R., Hayward, B.W. (2011): *Journal of Geology and Geophysics*, **54**, 379–401.
- Longpré, M.-A., Klügel, A., Diehl, A., Stix, J. (2014): *Geology*, **42**, 315–318.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. (1985): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **90**, 142–161.
- Martí, J., Castro, A., Rodríguez, C., Costa, F., Carrasquilla, S., Pedreira, R., Bolos, X. (2013a): *Journal of Petrology*, **54**, 1349–1373.
- Martí, J., Pinel, V., Lopez, C., Geyer, A., Abella, R., Tarraga, M., Blanco, M.J., Castro, A., Rodríguez, C. (2013b): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**, doi:10.1002/jgrb.50087.
- Mauritz, B., Harwood, H.F. (1937): *Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítő*, **55**, 938–958.
- Mauritz, B. (1913): *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*, **21**, 171–213.
- Mauritz, B. (1948): *Földtani Közlöny*, **78**, 134–169.
- Mayer, B., Jung, S., Romer, R.L., Stracke, A., Haase, K.M., Garbe-Schönberg, C.D. (2013): *Journal of Petrology*, **54**, 2095–2123.
- Mayer, B., Jung, S., Romer, R., Pfänder, J.A., Klügel, A., Pack, A., Gröner, E. (2014): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **167**: DOI: http://doi.org/10.1007/s00410-014-0989-3

- McGee, L.E., Millet, M.-A., Smith, I.E.M., Németh, K., Lindsay, J.M., (2012): *Lithos*, **155**, 360–374.
- McGee, L.E., Smith, I.E.M., Millet, M.-A., Handley, H.K., Lindsay, J.M. (2013): *Journal of Petrology*, **54**, 2125–2153.
- McGee, L.E., Millet, M.-A., Beier, C., Smith, I.E.M., Lindsay, J.M., (2015): *Geology*, **43**, 551–554.
- McKenzie, D., Bickle, M.J. (1988): *Journal of Petrology*, **29/3**, 625–679.
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B. (2007): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **167**, 282–299.
- Molloy, C., Shane, P., Augustinus, P. (2009): *Geological Society of America Bulletin*, **121**, 1666–1677.
- Moufti, M.R., Németh, K. (2013): *Geoheritage*, **5**, 185–206
- Moufti, M.R., Németh, K., El-Masry, N., Qaddah, A. (2014): *Geoheritage*, **7**, 103–118.
- Németh, K. (2010): *Geological Society of America Special Papers*, **470**, 43–66.
- Németh, K., Goth, K., Martin, U., Csillag, G., Suhr, P. (2008): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177**, 441–456.
- Németh, K., Cronin, S., Smith, I.M., Agustín Flores, J. (2012): *Bulletin of Volcanology*, **74**, 2121–2137.
- Nichol, R. (1992): *Journal of the Royal Society of New Zealand*, **22/3**, 159–180.
- Niu, Y. (2005): *Geological Journal of China Universities*, **11**, 9–46.
- Niu, Y. (2009): *Chinese Science Bulletin*, doi: 10.1007/s11434-009-0668-3
- Niu, Y., Wilson, M., Humphreys, E. R., O'Hara, M.J. (2011): *Journal of Petrology*, **52**, 1443–1468.
- Ormerod, D.S., Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J. (1991): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**, 305–317.
- Pálfy, J., Kocsis, T.Á. (2014): *Geological Society of America Special Paper*, **505**, 245–261.
- Pálfy, J., Smith, P.L., Mortensen, J.K. (2002): *Geological Society of America Special Paper*, **356**, 523–532.
- Pantó, Gy. (1981): *Earth Evolution Sciences*, **3–4**, 249–256.
- Pardo, N., Cronin, S.J., Németh, K., Brenna, M., Schipper, C.I., Breard, E., White, J.D.L., Procter, J., Stewart, B., Agustín-Flores, J., Moebis, A., Zernack, A., Kereszturi, G., Lube, G., Auer, A., Neall, V., Wallace, C. (2014): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **286**, 397–414.
- Parfitt, E.A. (2004) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **134**, 77–107.
- Parfitt, E.A., Wilson, L. (1995): *Geophysical Journal International*, **121**, 226–232.
- Parfitt, L., Wilson L. (2008): *Fundamentals of physical volcanology*. Wiley-Blackwell, 252 p.
- Pilet, S., Hernandez, J., Sylvester, P., Poujol, M. (2005) *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 148–166.
- Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E.M. (2008): *Science*, **320**, 916–919.
- Putirka, K. (1999): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **135**, 151–163.
- Putirka, K. D. (2005): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**, Q05L08, doi:10.1029/2005GC000915.
- Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F.J., Jackson, M.G. (2007): *Chemical Geology*, **241**, 177–206.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F. (1970): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **29**, 275–289.
- Roeder, P.L., Thornber, C., Poustovetov, A., Grant, A. (2003): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **123**, 245–265.
- Roeder, P., Gofton, E., Thornber, C. (2006): *Journal of Petrology*, **47**, 883–900.
- Sakuyama, T., Ozawa, K., Sumino, H., Nagao, K. (2009): *Journal of Petrology*, **50**, 725–779.
- Saunders, K., Blundy, J., Dohmen, R., Cashman, K. (2012): *Science*, **336**, 1023–1027
- Scarrow, J.H., Cox, K.G. (1995): *Journal of Petrology*, **36**, 3–22.
- Schmincke, H.-U. (2007): In: Ritter, R., Christensen, U. (Eds.): *Mantle Plumes – a Multidisciplinary Approach*, Springer, 241–322.
- Self, S., Widdowson, M., Thordarson, T., Jay, A.E. (2006): *Earth and Planetary Science Letters*, **248**, 518–532.
- Self, S., Jay, A.E., Widdowson, M., Keszthelyi, L.P. (2008): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **172**, 3–19.
- Self, S., Schmitt, A., Mather, T.A., (2014): *The Geological Society of America Special Paper*, **505**, 319–337.
- Shane, P., Gehrels, M., Zawalna-Geer, A., Augustinus, P., Lindsay, J., Chaillou, I. (2013): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **257**, 174–183.
- Shaw, D.M. (1970): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**, 237–243.
- Shaw, D.M. (2000): *The Canadian Mineralogist*, **38**, 1041–1063.
- Sigurðsson, H., Schilling, J.G. (1976): *Earth and Planetary Science Letters*, **29**, 7–20.
- Smith, E.I., Keenan, D.L., Plank, T. (2002): *GSA Today*, 4–10.
- Smith, I.E.M., Blake, S., Wilson, C.J.N., Houghton, B.F. (2008): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **155**, 511–527.
- Sobolev, A.V., Shimizu, N. (1992): *Dokl. Ross. Akad. Nauk*, **326**, 354–360.
- Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Sobolev, S.V., Nikogosian, I.K. (2005): *Nature*, **434**, 590–597.
- Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.L., Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutskaya, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M., Teklay, M. (2007): *Science*, **316**, 412–417.
- Soós, I., Harangi, Sz., Lukács, R., Németh, K. (2014): In: Pál-Molnár, E., Harangi, Sz. (Eds.): *Közöttani folyamatok a földköpenytől a felszínig*. 5. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés. 78.
- Soós, I., Harangi, Sz., Lukács, R., Németh, K., Ntaflós, T. (2015) In: Pál-Molnár, E., Raucsik, B., Varga, A. (Eds.): *Meddig ér a takarónk? A magmaképződéstől a regionális litoszféra formálódásáig*. 6. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés. 101.
- Streck, M. (2008): *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **69**, 595–622.
- Strong, M., Wolff, J. (2003): *Geology*, **31**, 143–146.
- Takahashi, E., Kushiro, I. (1983): *American Mineralogist*, **68**, 859–879.
- Taracsák, Z., Harangi, Sz., Molnár, G. (2015): In: Pál-Molnár, E., Raucsik, B., Varga, A. (Eds.): *Meddig ér a takarónk? A magmaképződéstől a regionális litoszféra formálódásáig*. 6. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés. 113–116.
- Valentine, G.A., Gregg, T.K.P. (2008): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, doi: 10.1016/j.volgeores.2008.01.050.
- Valentine, G.A., Hirano, N. (2010): *Geology*, **38**, 55–58.
- Valentine, G.A., Perry, F.V. (2007): *Earth and Planetary Science Letters*, **261**, 201–216.
- Vergnolle, S. (1996): *Earth and Planetary Science Letters*, **140**, 269–279.
- Vergnolle, S., Jaupart, C. (1986): *Journal of Geophysical Research*, **91**, 12842–12860.
- Vinet, N., Higgins, M.D. (2010): *Journal of Petrology*, **51**, 1297–1332.
- Vinkler, A.P., Cashman, K., Giordano, G., Groppelli, G. (2012): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **235**, 37–54.
- Walter, M.J. (1998): *Journal of Petrology*, **39**, 29–60.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., Smith, E.I. (2002): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **107(B1)**, ECV 5-1-ECV 5-21.
- Whiteside, J.H., Olsen, P.E., Kent, D.V., Fowell, S.J., Et-Touhami, M., (2007): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 345–367.
- Wignall, P.B. (2005): *Elements*, **1**, 293–297.
- Wilson, M. (1993): *Sedimentary Geology*, **86**, 5–29.
- Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., Balogh, K. (2007): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **164**, 193–204.
- Williams, S.N. (1983): *Geology*, **11**, 211–214.
- Zou, H. (1998): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 1937–1945.

II. RÉSZ ELŐADÁSOK

A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM ULTRAMAFIKUS KUMULÁTUM KŐZETEINEK AMFIBOLJAI

Almási Enikő Eszter¹, Batki Anikó^{1,2}, Kiss Balázs², Heincz Adrián László¹

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

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: almasieniko@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A magmák eredetének és fejlődésének feltárásában fontos szerepet játszanak a mafikus és az ultramafikus kumulátumok (pl. Azzone et al., 2013; Davidson et al., 2007; Tiepolo et al., 2011, 2012 stb.). Az amfibol kumulátumoknak jelentős szerepük van a magma kémiai összetételének és illó tartalmának alakulásában a magmás differenciáció során (pl. Davidson et al., 2007; Laracque, Canil, 2010).

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] ultramafikus kőzeteinek egyik leggyakoribb kőzetalkotó ásványa az amfibol (Morogan et al., 2000; Pál-Molnár, 2000). Az amfibolok összetételének változásán keresztül nyomon követhetjük a magmafejlődés folyamatait és körülményeit, mivel az amfibol kémiai összetétele érzékeny a magmás változókra (hőmérséklet, nyomás, redox viszonyok, illótartalom és az olvadék összetétele; Backmann, Dungan, 2002; Rutherford, Hill, 1993; Ridolfi et al., 2010). A magmatározó rendszer megismerésében és a magmafejlődés körülményeinek számszerűsítésében az amfibol összetételén alapuló termobarométerek fontos információkat szolgáltatnak (pl. Anderson, Smith, 1995; Ridolfi et al., 2010).

A DAM ultramafikus kőzetek amfiboljainak vizsgálata a primér olvadék összetételének feltárásával közelebb visz a masszívum keletkezési körülményeinek megismeréséhez, pontosításához.

2. Földtani háttér

A Ditrói Alkáli Masszívum a Keleti-Kárpátok déli részén helyezkedik el, mezozoos magmás komplexum. A masszívum felszínén látható részének átmérője ÉNy-DK irányban 19 km, DNy-ÉK irányban 14 km, területe a határzónákkal együtt megközelítőleg 200 km². Keletkezése a középső triász Meliata-Hallstatt óceán kinyílásához köthető (Bagdasarian, 1972; Pál-Molnár, Árva-Sós 1995; Dallmeyer et al., 1997; Batki et al., 2004; Batki, Pál-Molnár, 2005, 2006; Hoeck et al., 2009; Pál-Molnár, 2010a; Pál-Molnár, 2015a). Kora K/Ar koradatok alapján 196±6 (Bagdasarian, 1972), illetve 216±8,8 és 237±9,1 millió év (Pál-Molnár, Árva-Sós, 1995), valamint ⁴⁰Ar/³⁹Ar 231,5±0,1 és 227,1±0,1 millió év (Dallmeyer et al., 1997) és U/Pb koradatok alapján 229,6+1,7/-1,2 millió év (Pană et al., 2002).

A DAM kőzettanilag nagyon változatos: ultramafikus kőzetek (hornblenditék), gabbrók, dioritok, monzodioritok, monzonitok, monzoszienitok, szienitok, nefelinszienitok, kvarcszienitok, alkáliföldpát szienitok, gránitok és ezeket átszelő lamprofir és tinguitaitelések építik fel.

A DAM hornblenditjei kumulátumok, a kumulátumokra jellemző szerkezeti és szöveti bélyegeket mutatják (Pál-Molnár et al., 2015b).

Az ultramafikus kumulátumok a masszívum ÉNy-i részén – a Csibi Jakab-patak és a Tászok-patak között – gabbrókkal és dioritokkal együtt (Tarnița Komplexum; Pál-Molnár, 1992, 1994a, 2000, 2010b) bukkannak a felszínre (Pál-Molnár, 1994b, 1995). A

kumulátumok a gabbrókban és dioritokban lencse alakban vagy tömbökben jelennek meg (1. ábra). Az ultramafikus kőzetek mérete néhány cm-től több 100 méterig terjedhet.



1. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum hornblenditjeinek megjelenése a Tarnița Komplexumban (Pietrăriei de Sus-patak, Orotva)

3. Analitikai módszerek

A kőzetmintákat a masszívum É-i részéről (Tarnița Komplexum), a Csibi Jakab-, Pietrăriei de Jos-, Pietrăriei de Sus-, Tarnița de Jos-, Tarnița de Sus-, Orotva-, Fülöp- és Éles-patakok völgyéből

gyűjtöttük.

Az egyes ásványfázisok (amfibol, klinopiroxén, földpát, olivin, titanit, biotit) főelem kémiai összetételének meghatározása a Berni Egyetemen történt Cameca SX-50 típusú elektronmikroszondával, természetes standardok segítségével. A gyorsítófeszültség 15 kV, míg a mintaáram 20 nA volt. Az ortopiroxének főelem kémiai összetételének meghatározását JEOL 8900 típusú elektronmikroszondával (természetes standardok segítségével) a Tübingeni Egyetem Földtudományok Tanszékén végeztük. A gerjesztési feszültség 20 kV, míg az áramerősség 20 nA volt.

Az egyes ásványfázisok összetételét (amfibol, orto- és klinopiroxén) 350 vonalmenti méréssel határoztuk meg (az amfibolok esetében a pontok közötti távolság 10 µm, míg a piroxének esetében 50, illetve 100 µm volt). Hat minta főelem geokémiai összetételét a Stockholmi Egyetem Geológia Tanszékén Finnigan MAT Element

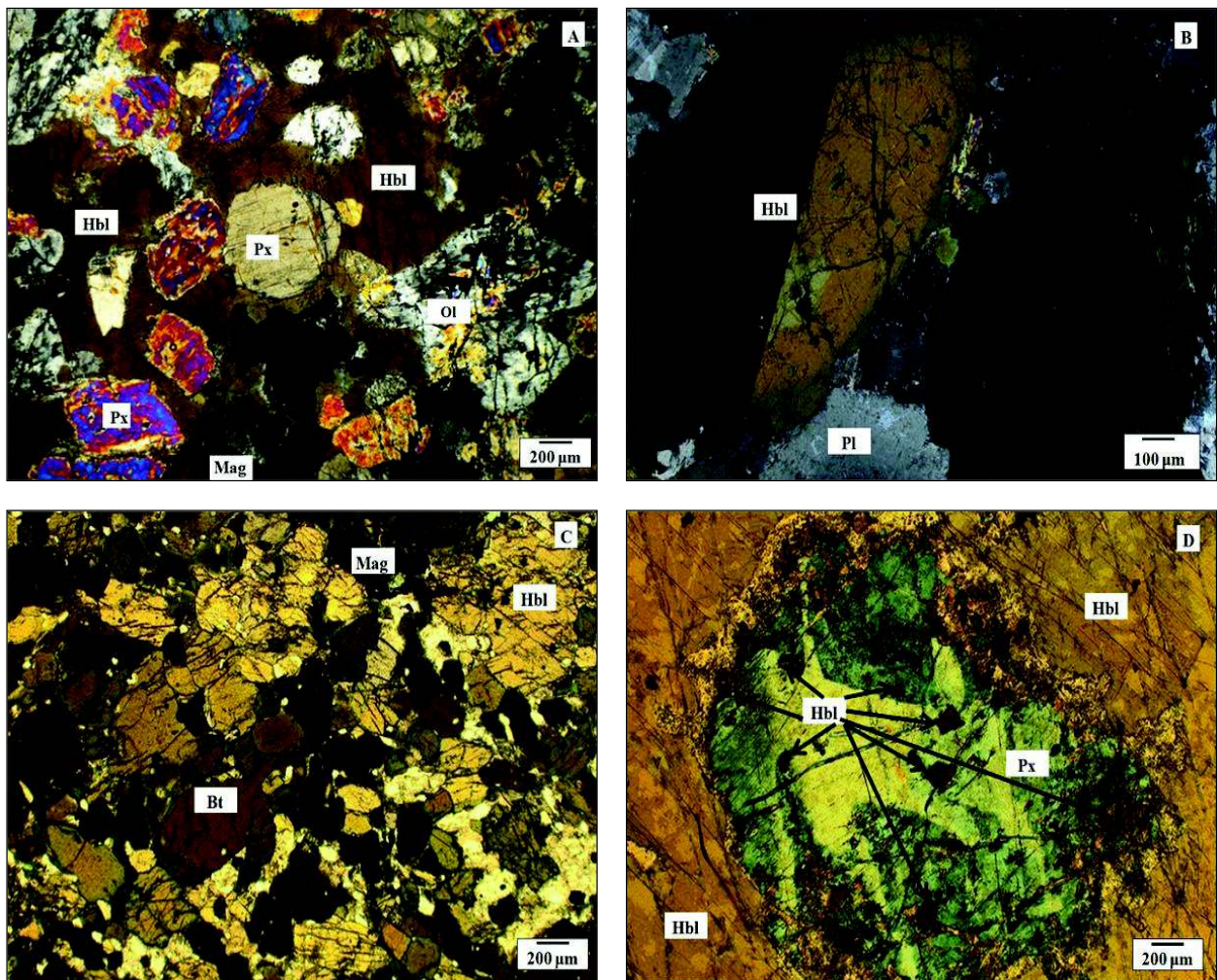
geokémiai összetételének meghatározása (ICP emissziós spektrométer, ICP tömeg spektrométer) a kanadai ACME Labs-ban történt.

4. Petrográfia és ásványkémia

Az ultramafikus kőzetek (hornblenditek) fekete színűek, holokristályosak és irányítatlan szövetűek, modális összetételüknek akár 90%-át amfibolok alkotják.

Négyféle kőzetváltozatban jelennek meg: olivin-piroxén hornblendit, piroxén hornblendit, plagioklász tartalmú piroxén hornblendit és hornblendit. Szövetük poikilites, rétegzettek, durva és közep-szemcsések. A kőzetváltozatok ásványos összetétele hasonló, az ásványok mennyiségükben különböznek. Fő kőzetalkotó ásványaik az olivin, piroxén, amfibol, biotit és plagioklász földpát.

Akcesszórius elegyrészek: titanit, apatit, opak ásványok (mag-



2. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum ultrabázikus kumulátumában megjelenő amfibolok vékonycsiszolati képei (a rövidítések Whitney és Evans (2010) alapján történtek)

A. Interkumulusz amfibol olivin-piroxén hornblenditben; B. Kumulusz amfibol makrokristályok hornblenditben; C. Kumulusz amfibol mikrokristályok hornblenditben; D. Amfibol zárványok klinopiroxénben, amelyet kumulusz amfibol makrokristály zár magába.

tömeg spektrométer segítségével (HR-ICP-MS módszerrel), míg a nyomelem és ritkaföldfém elemzéseket Varian Vista AX spektrométerrel, ICP-AES módszerrel végeztük. Nyolc db kőzetminta fő- és nyomelem geokémiai összetételének meghatározása az Edinburghi Egyetem Földtudományok Iskolájában, Panalytical PW2404 hullámhosszdiszperzív XRF-fel történt. Három minta fő- és nyomelem

netit és ilmenit) és ritkán kalcit

A kumulátumot két összetevő alkotja: a kumulált fázis (az angol cumulus crystal kifejezés után a továbbiakban kumulusz kristály), amely a kumulátum vázát alkotó saját alakú kristályok csoportja, illetve a kumulált ásványok térközi ásványfázisa (a további használatban az angol intercumulus crystal után interkumulusz kristály),

amely a szemcseközi térben kristályosodott xenomorf ásványok összessége (Irvine, 1982; Wager et al., 1960).

A DAM ultrabázikus kőzeteiben a kumulusz fázist az olivin, piroxén, amfibol, míg az interkumulusz fázist az amfibol, biotit és plagioklász földpát képviseli. Ezek a kőzetek adkumulátumok és mezokumulátumok, az interkumulusz amfibol és a plagioklászok aránya 0-11% között változik.

Az olivin lekerekített, xenomorf, nagymértékben szerpentinesedett. Csak az olivin-piroxén hornblenditekben fordul elő, összetétele: $\text{Fo}_{73-79}\text{Fa}_{21-27}$.

Az ortopiroxén xenomorf, szintén lekerekített, erősen töredezett és mállott. A kristályok körül 40-50 μm vastagságú finomszemcsés reakció perem található, amelyet döntően talk, kevés plagioklász földpát, illetve kis mennyiségben magnetit alkot. A reakcióperem az ortopiroxén H_2O -ban gazdag hornblendit kumulátummal való érintkezése során alakulhatott ki (pl. Eggleton, Boland, 1982). Az ortopiroxén nem-egyensúlyi szöveti jellemzői xenokristály eredetét bizonyítják, valószínűleg a magma felemelkedése során, kéreg körülmények között, a mellékkőzetből került a kumulátumokba. Összetétele Morimoto (1988) osztályozása alapján enstatit ($\text{Wo}_{2-3}\text{En}_{67-69}\text{Fs}_{29-30}$).

A klinopiroxén idiomorf és hipidiomorf, rövid prizmák formájában jelenik meg. Összetételét tekintve a kristályok magja diopszid ($\text{Wo}_{46-68}\text{En}_{23-42}\text{Fs}_{9-18}$), míg a pereme augit ($\text{Wo}_{28-44}\text{En}_{54-65}\text{Fs}_{13-33}$).

A plagioklász albit és oligoklász összetételt mutat ($\text{Ab}_{62-98}\text{Or}_{0-14}\text{An}_{2-24}$).

A biotit kémiai összetétele alapján sziderofillit és annit közötti átmenetet tükröz.

Az amfibol a DAM ultrabázikus kumulátumának fő kőzetalkotó ásványa, változó mennyiségben (38-91 t%) fordul elő. Leake és munkatársai (1997) és Hawthorne és munkatársai (2012) osztályozási kritériumai alapján a kumulátum amfiboljai kalcium amfibolok, magneziohastingsit, pargazit, ferropargazit és kaersutit összetétellel.

A változó összetételű amfibolok egyaránt megjelennek interkumulusz kristályként és kumulusz kristályként is a DAM hornblenditjeiben.

Az interkumulusz amfibol körbeveszi a lekerekített olivin és piroxén kristályokat (2.A ábra). A kumulusz amfibol a hornblenditekben nagyméretű (1-11 mm), idiomorf vagy hipidiomorf prizmás, illetve oszlopos makrokristály (2.B ábra) és kisebb méretű (150 μm) mikrokristály formájában (2.C ábra) jelenik meg.

A kumulusz amfibol kristályok apatit, magnetit és titanit zárványokat tartalmaznak. Ritkán az amfibol a piroxénben repedések mentén zárványként jelenik meg (2.D ábra).

Néhány esetben az amfibolok peremi részein klorit és/vagy epidot átalakulás látható. Ritkán a peremeken aktinolitoidosodás is észrevehető.

Az interkumulusz amfibolok átlagosan nagyobb MgO-(14,17%) és kisebb FeO -(10,21%) tartalommal rendelkeznek, mint a kumulusz amfibolok (MgO: 10,24% és FeO : 15,22%). A zárványként megjelenő amfibolok összetétele hasonló a kumulusz amfibolokéhoz. A kumulusz amfibol kristályokon 10 μm -ként vonalmenti (perem-mag-perem) mérések készültek. Kémiai sztratiográfiajuk alapján a kumulusz amfibolok között vannak homogén (pargazit vagy kaersutit) és zónás kristályok (magneziohastingsit-kaersutit-magneziohastingsit) is. A zónás amfibol kristályokban a magtól a perem irányába FeO növekedés és TiO_2 csökkenés jellemző. A homogén kristályok egymáshoz képest eltérő Al_2O_3 tartalmat mutatnak.

5. Kőzetgeokémia

A DAM ultrabázikus kumulátum kőzetei alkáli jellegűek, nagyrészt metalumíniosak és káliumban gazdagok. Alumínium telítettség indexük ($\text{ASI}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) nagy változatosságot mutat, 0,5-1,0 között változik (metalumínios jellegű). A kőzetek miaszkitosak ($(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3=0,18-0,63$).

A hornblenditek inkompatibilis nyomelem arányai alapján lemezen belüli eredetet mutatnak ($\text{Ba}/\text{Nb}=3,73-10,84$). A kumulátumok lemezen belüli eredetét Morogan et al. (2000), Batki és munkatársai (2014) és Pál-Molnár és munkatársai (2015b) eredményei is alátámasztják.

6. Disszkuzió

Az amfibol jól használható a kristályosodási folyamatok rekonstruálásához, mivel érzékenyen reagál a kristályosodási körülmények változására és megjegyzi a magmakamrában végbement folyamatokat. Összetételét nagyban befolyásolja a magma kémiai összetétele, a kristályosodási körülmények (nyomás, hőmérséklet, oxigén és víz fugacitás), valamint a vele együtt kristályosodó ásványfázisok (pl. Johnson, Rutherford, 1989; Bachmann, Dungan, 2002; Ridolfi et al., 2010; Krawczynski et al., 2012).

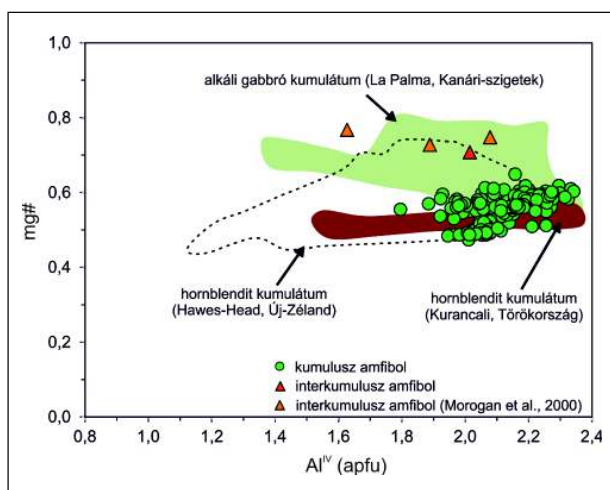
A DAM kumulátum amfiboljaira az alkáli rendszerekre kalibrált termobarométer (Ridolfi, Renzulli, 2012) használtuk, amely az előzetes kutatások során a legmegfelelőbbnek bizonyult (Pál-Molnár et al., 2015b).

A plagioklász tartalmú, piroxén hornblenditek és hornblenditek kumulusz amfiboljai azt mutatják, hogy 6-8 kbar (600-800 MPa) nyomás értékek között jöttek létre. Az olivin-piroxén hornblendit interkumulusz amfiboljai 7-8 kbar kristályosodási nyomást mutatnak. Az amfibol típusok között nincs különbség, mind a kaersutitok, mind a magneziohastingsitok, pargazitok és ferropargazitok hasonló keletkezési nyomás értékeket jeleznek.

A DAM kumulátum kőzetek amfiboljainak keletkezési hőmérsékletének meghatározására három különböző termométert használtunk (Fémenias et al., 2006; Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012). A számolt képződési hőmérséklet értékek a magneziohastingsit, pargazit és ferropargazit esetében közel megegyeznek (997-1050 °C), míg a kaersutitoknál az amfibolba épülő több Ti-tartalom miatt Fémenias és munkatársai (2006) termométere magasabb (950-1140 °C) értékű. Egyes esetekben a termométerrel számolt kaersutit értékek (1163-1175 °C) jóval meghaladják az amfibolok képződési hőmérséklet határát bazalt és bazalt-andezites rendszerekben (1050 °C, Barclay, Carmichael, 2004; Krawczynski et al., 2012), ami nem fogadható el.

A kőzettípusok amfiboljainak keletkezési hőmérséklet értékei között nincs különbség. A plagioklász tartalmú piroxén hornblendit és hornblendit kumulusz amfiboljai, illetve az olivin-piroxén hornblendit interkumulusz amfiboljai is hasonló képződési hőmérsékleti értékeket mutatnak (kumulusz amfibol 900-1050 °C, interkumulusz amfibol 950-1000 °C).

Ridolfi és Renzulli (2012) összefüggését használva meghatározható az amfibol létrehozó olvadék víztartalma. A DAM kumulátumának interkumulusz amfiboljai az mutatják, hogy 6-7 t% H_2O -t, míg a kumulusz amfibolok 5-8 t% H_2O -t tartalmazó olvadékból kristályosodtak ki. A kaersutitok valamivel kisebb (5-7 t%) H_2O -tartalmú olvadékokat képviselnek, mint a többi amfibol típus (magneziohastingsit, pargazit, ferropargazit, 6-8 t% H_2O).



3. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum kumulátumában lévő amfibolok AlIV vs mg# diagramja

Összehasonlításként feltüntetjük a törökországi Kurancali hornblendit kumulátum (Toksoy-Köksal, Oberhaensli, 2009), a La Palma kanári-szigeteki alkáli gabbro kumulátum (Neumann et al., 2000) és az új-zélandi Hawes Head hornblendit kumulátum (Daczko et al., 2014) amfibol adatait is.

A gránátok hiánya a kőzetekben arra utal, hogy a kristályosodás a gránát stabilitásánál kisebb nyomáson zajlott, az olvadék víztartalma kevesebb volt, mint 8 t% (Alonso-Perez et al., 2009).

A DAM kumulátumának amfiboljai hasonlóságot mutatnak olyan lemezen belüli hornblendit kumulátumokkal, amelyek H₂O-ban gazdag magmából kristályosodtak (Hawes Head, Új-Zéland Daczko et al. 2014; Kurancali, Törökország, Toksoy-Köksal, Oberhaensli, R., 2009), valamint olyan alkáli gabbro kumulátumokkal, amelyek lemezen belüli környezetben, alkáli mafikus olvadékokból frakcionációs kristályosodás útján keletkeztek (La Palma, Kanári-szigetek, Neumann et al., 2000; Graciosa, Azori-szigetek, Portugália, Larrea et al., 2014) (3. ábra).

7. Következtetések

A DAM ultrabázikus kumulátumában négy kőzettípus (olivin-piroxén hornblendit, piroxén hornblendit, plagioklász tartalmú, piroxén hornblendit és hornblendit) különböztethető meg, amelyeket hasonló összetételű amfibolok építenek fel. Az amfibol a kumulátumokban mind kumuluszaként, mind interkumuluszaként megjelenik. Összetételüket tekintve az amfibolok pargazitok, ferropargazitok, magneziohastingsitok és kaersutitok.

Az amfibol kémiai összetételéből keletkezési nyomás és hőmérsékleti értékeket számoltunk ki. Az amfibolok képződési nyomás és hőmérséklet értékei között nem mutatkozik különbség. Mind az interkumulusz, mind a kumulusz amfibolok ugyanolyan keletkezési körülmények között jöttek létre 5–9 kbar nyomáson és 900–1050 °C hőmérsékleten, feltehetőleg középső-alsó kéreg régióban.

A DAM amfibol-gazdag ultramafikus kumulátuma a szülőmagma frakcionációs kristályosodása során, a frakcionálódott kristályok akkumulálódásával keletkezett, középső-alsó kéreg régióban, vízben gazdag alkáli mafikus olvadékból, lemezen belüli környezetben.

Irodalomjegyzék

- Alonso-Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P. (2009): *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **157**, 541–558.
- Azzone, R.G., Enrich, G.E.R., Gomes, C. de B., Ruberti, E. (2013): *Journal of South American Earth Sciences*, **41**, 5–21.
- Bachmann, O., Dungan, M.A. (2002): *American Mineralogist*, **87/8–9**, 1062–1076.
- Bagdasarian, G.P. (1972): *Studii și cercetării geologie, geofizică și geografie, Seria Geologie*, **17/11**, 13–21.
- Barclay, J., Carmichael, I.S.E. (2004): *Journal of Petrology*, **45**, 485–506.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Bárdossy, A. (2004): *Acta Mineralogica Petrographica*, **45/2**, 21–28.
- Batki, A., Pál-Molnár, E. (2005): *Geolines*, **19**, 20–22.
- Batki, A., Pál-Molnár, E. (2006): *Mineralogia (Mineralogia Polonica)*, **28**, 22–24.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G., Skelton, A. (2014): *Lithos*, **200–201**, 181–196.
- Dallmeyer, D.R., Kräutner, H.G., Neubauer, F. (1997): *Geologica Carpathica*, **48**, 347–352.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., Dosseto, A. (2007): *Geology*, **35/9**, 787–790.
- Daczko, N.R., Ernani, S., Allibone, A.H., Turnbull, I.M. (2012): *Journal of Geology and Geophysics*, **55/4**, 361–374.
- Eggleton, R.A., Boland, J.N. (1982): *Clays and Clay Minerals*, **30/1**, 11–20.
- Hoeck, V., Ionescu, C., Balintoni, I., Koller, F. (2009): *Lithos*, **108**, 151–171.
- Irvine, T.H. (1982): *Journal of Petrology*, **23/2**, 127–162.
- Johnson, M.C., Rutherford, M. J. (1989): *Geology*, **17**, 837–841.
- Krawczynski, M., Grove, T., Behrens, H. (2012): *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **164/2**, 317–339.
- Larrea, P., Galé, C., Ubide, T., Widom, E., Lago, M., França, Z. (2014): *Journal of Petrology*, **55/11**, 2125–2154.
- Morogan, V., Upton, B.G.J., Fitton J.G. (2000): *Mineralogy and Petrology*, **69**, 227–265.
- Laracque, J., Canil, D. (2010): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **159**, 475–492.
- Neumann, E.R., Sørensen, V.B., Simonsen, S.L., Johnsen, K. (2000): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **103**, 313–342.
- Pál-Molnár, E. (1992): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **33**, 67–80.
- Pál-Molnár, E. (1994a): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **34**, 95–109.
- Pál-Molnár, E. (1994b): *MTA SZAB Competition, Manuscript*, 2–45.
- Pál-Molnár, E. (2000): *Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged*, 172 p.
- Pál-Molnár, E. (2010a): In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): *Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda*, 33–43.
- Pál-Molnár, E. (2010b): In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): *Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda*, 63–88.
- Pál-Molnár, E., Árvai-Sós, E. (1995): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **36**, 101–116.
- Pál-Molnár, E., Batki, A., Ódri, Á., Kiss, B., (2015a): *Geologia Croatica*, **68/1**, 51–66.
- Pál-Molnár, E., Batki, A., Almási, E., Kiss, B., Upton, B.G.J., Markl, G., Odling, N. (2015b): in press.
- Paná, D., Balintoni, I., Heamen, L., Creaser, R. (2002): *Geologica Carpathica*, **53**, Special Issue: 177–180.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010): *Contribution of Mineralogy and Petrology*, **160**, 45–66.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **163**, 877–895.
- Rutherford, M.J., Hill, P.M. (1993): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **98/B11**, 19667–19685.
- Tiepolo, M., Tribuzio R., Langone, A. (2011): *Journal of Petrology*, **49**, 937–970.
- Tiepolo, M., Langone, A., Morishita, T., Yuhara, M. (2012): *Journal of Petrology*, **53/6**, 1255–1285.
- Toksoy-Köksal, F., Oberhaensli, R. (2009): *Mineralogy and Petrology*, **95**, 273–290.
- Wager, L.R. (1960): *Petrology*, **1**, 364–98.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010): *American Mineralogist*, **95**, 185–187.

DEFORMÁCIÓS FOLYAMATOK NYOMON KÖVETÉSE A STÁJER-MEDENCE ALATTI FELSŐKÖPENYBEN

Aradi László Előd¹, Hidas Károly², Klébesz Rita³, Patkó Levente¹, Szabó Csaba¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Géosciences Montpellier, CNRS & Université Montpellier, Montpellier

³ MTA CSFK Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

e-mail: aradi.laszloelod@gmail.com

A Kárpát-Pannon régió (KPR) öt, a köpenylitoszférát is megmintázó plio-pleisztocén alkáli bazalt előfordulása közül (Szabó et al., 2004) a legnyugatibbi a stájer-medencei vulkáni terület (SMVT). Regionális tektonikai szempontból kulcsfontosságú helyen, az ALCAPA és a Közép-Magyarországi Zóna határához közel fekszik a SMVT, így újszerű ismereteket nyújthat a KPR neogén fejlődéstörténetéről. A területet feldolgozó nagyszámú irodalom elsősorban az üde, nagyméretű, kapfensteini xenolitok alapján a felsőköpeny viszonylagos petrográfiai és geokémiai homogenitásáról tesz említést (pl. Kurat et al., 1991). Ezen munkák alapján geokémiailag gazdagított, igen kismértékben deformált köpenylitoszféra feltételezhető a tanulmányozott terület alatt.

Jelen munkában a SMVT 12 lelőhelyéről 30 xenolitot választottunk ki részletes szöveti és kristályorientációs vizsgálatokra az előzetes petrográfiai megfigyelések alapján. A vizsgált xenolitok – modális összetételük alapján – elsősorban spinell lherzolitok, azonban alárendelt mennyiségben harzburgitok is megjelennek. Amfibolt a tanulmányozott xenolitok harmadában, míg flogopitot mindössze egy harzburgitban figyeltünk meg. A kőzetek szövetére jellemző a nagyméretű kőzetalkotó ásványok (>2 mm) jelenléte, amelyek szinte kivétel nélkül 120°-ot bezáró hármaspontokban, egyenes szemcsehatárok mentén érintkeznek, ami a durvaszemcsés szövet jellemzője (Harte, 1977). Kevés minta kivételével – elsősorban olivinben – alszemcsehatárok csak kis mennyiségben találhatók. A spinell gyakran a piroxénnel együtt klaszterekben jelenik meg, amelyek egykori gránátok subsolidus átalakulásával jöhettek létre (Falus et al., 2000). Az amfibolok általában a klinopiroxének szegélyén, vagy azok helyén, kiszorításos szövettel jelennek meg, akár modálisan is jelentős (>10%) mennyiségben. A vizsgált xenolitok szövetére irányítottság nem jellemző, mindössze néhány mintában figyelhető meg foliáció és ásványi lineáció a piroxének sávokba rendeződésének, valamint az olivinek és a spinellek megnyúlt alakjának köszönhetően.

A tanulmányozott peridotit xenolitok kőzetalkotó ásványainak kristályorientációját a vékonycsiszolatokban visszaszórt elektron-diffrakció (EBSD) segítségével határoztuk meg. Az olivin főtengeleynének eloszlásai (CPO – crystal preferred orientation) alapján következtetni lehet a felsőköpenyt ért deformációk mechanizmusára (pl. Nicolas et al., 1973). A vizsgált mintákat olivinjeik alapján három főbb csoportba különítettük el. A felsőköpenyben leggyakoribb CPO típusok egyike a rombos tengelyeloszlás, amely esetében mindhárom kristálytani tengely eloszlása pontszerű maximumot mutat egymásra merőlegesen. Létrejöttéért egyszerű nyírás felel és gyakran asztenoszféra áramláshoz köthető a jelenléte.

Mindössze néhány xenolitra teljesül ez a szimmetria, a legtöbb minta átmenetet mutat a rombos és az axiális-[010] szimmetria között. Utóbbira jellemző a [010] tengelyek pontszerű maximuma, amely merőleges a foliáció síkjára, míg a [001] és [100] tengelyek a foliáció síkjában övszerű eloszlást mutatnak. Létrejöttéért olvadékok jelenlétében történő deformáció (Higgie, Tommasi, 2012), valamint transzpressziós erőteret lehet felelős (Tommasi et al., 1999). A fenti két csoporton kívül négy xenolit CPO-ja az ún. axiális-[100] szimmetriát mutatja, ami a [100] tengely pontszerű maximumát a foliáció síkjában és a másik két főtengeley övszerű eloszlását jelent a foliációra merőlegesen. Utóbbi típus megjelenése extenziós feszültségrezsimhez köthető (Tommasi et al., 1999). Az olivinek szövet-erősségét mutató J-index (Bunge, 1982) alapján a vizsgált xenolitok gyengén, illetve közepesen irányítottak.

A piroxének CPO-ja alapján megállapítható, hogy az olivinekkel együtt, hasonló körülmények között deformálódtak. Az amfibolok orientációja általában megegyezik a klinopiroxénékéval, ami megerősíti azon mikroszkópos megfigyelést, hogy az amfibolok a klinopiroxének rovására jelentek meg a mintákban és örökölték azok orientációját.

Munkánk során megállapítottuk, hogy habár a terület alatti felsőköpeny makro- és mikroszkóposan homogénnek tűnhet, az EBSD vizsgálatok alapján azonban igen eltérő deformációtörténet olvasható ki a xenolitokból. Megállapítható továbbá, hogy a köpenyt ért metasztatikus folyamatok felülírják a köpenydomént ért deformációt. Továbbá, a CPO adatok alapján egyszerűsödhet a köpenylitoszférában tapasztalt szeizmikus anizotrópia értelmezése is. Az elvégzett vizsgálatokat geokémiai adatokkal kiegészítve pontosítható a régió alatti köpenylitoszféra fejlődéstörténete.

Irodalomjegyzék

- Bunge, H.J. (1982): *Texture Analysis in Materials Sciences*, Butterworth, London, 593 p.
- Falus, Gy., Szabó, C., Vaselli, O. (2000): *Terra Nova*, **12/6**, 295–302.
- Harte, B. (1977): *Journal of Geology*, **85**, 279–288.
- Higgie, K., Tommasi, A., (2012): *Earth and Planetary Science Letters*, **168**, 173–186.
- Kurat, G., Embey-Isztin, A., Kracher, A., Scharbert, H.G. (1991): *Mineralogy and Petrology*, **44**, 21–38.
- Nicolas, A., Boudier, F., Boullier, A.M. (1973): *American Journal of Sciences*, **273**, 853–876.
- Szabó, C., Falus, Gy., Zajacz, Z., Kovács, I., Bali, E. (2004): *Tectonophysics*, **393**, 119–137.
- Tommasi, A., Tikoff, B., Vauchez, A. (1999): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**, 7893–7908.

KLINOPIROXÉNEK PETROGENETIKAI JELENTŐSÉGE A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM KŐZETEIBEN

Batki Anikó^{1,2}, Pál-Molnár Elemér^{1,2}, Gregor Markl³

¹MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

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

³Institut für Geowissenschaften, Universität Tübingen, Tübingen

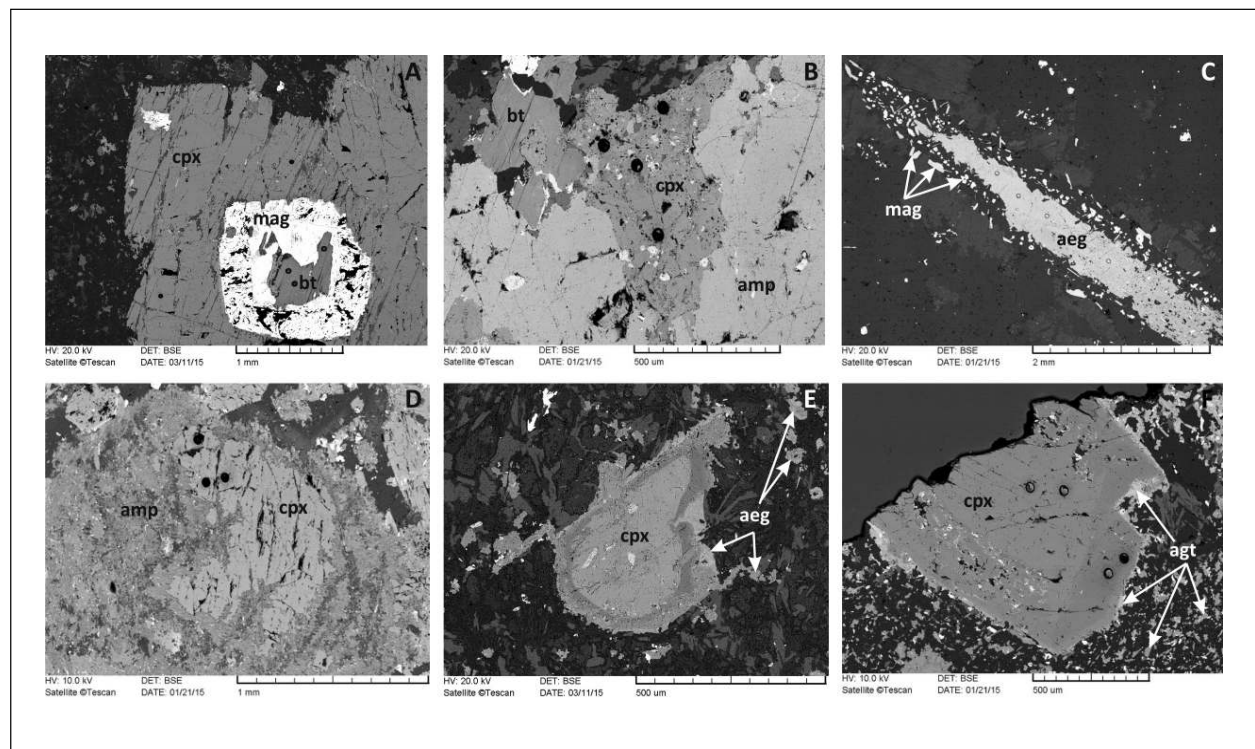
e-mail: batki@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A magmás differenciáció korai szakaszában kristályosodó klinopiroxén az egyetlen mafikus kőzetalkotó ásvány, amely a Ditrói Alkáli Masszívum szinte összes kőzetében jelen van (hornblendit kumulátum, gabbró, diorit, szienit, nefelinszienit, lamprofir, tinguait és ijolit). A klinopiroxének változatos szövete és gazdag nyomelem tartalma tükrözi az olvadék összetételében végbement változásokat, illetve magmakamra eseményeket, mint például a frakcionációs – asszimilációs folyamatokat vagy magmakeveredést, valamint a magmakamra újra töltődését. A klinopiroxének átfogó szöveti és geokémiai vizsgálata éppen ezért kiváló lehetőséget ad a masszívum kőzetei közötti, 180 éve tisztázatlan, genetikai kapcsolatok meghatározására.

A Ditrói Alkáli Masszívum a Gyergyói-havasok D-i és DNy-i részét képezi (Keleti-Kárpátok), a Kelemen-Görgény-Hargita neogén-kvarter vulkáni övtől K-re az alpi Bukovinai Takaró prealpi

metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre. A masszívum a Keleti-Kárpátok központi kristályos kőzettömegébe nyomult be, és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben (Pál-Molnár, 1992, 1994a, 1994b, 1994c). Keletkezése a középső triász Meliata–Hallstatt óceán kinyílásához köthető (Bagdasarian, 1972; Pál-Molnár, Árva-Sós 1995; Dallmeyer et al., 1997; Hoeck et al., 2009; Pál-Molnár, 2010a). Kora K/Ar koradatok alapján 196 ± 6 (Bagdasarian, 1972), illetve $216 \pm 8,8$ és $237 \pm 9,1$ millió év (Pál-Molnár, Árva-Sós, 1995), valamint $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $231,5 \pm 0,1$ és $227,1 \pm 0,1$ millió év (Dallmeyer et al., 1997). A magmatizmus változatos alkáli kőzetegyüttest produkált a hornblenditektől, a gabbrón, dioriton, szieniten, monzoniton át a gránitig, illetve a nefelinszienitig (Pál-Molnár, 2000, 2010b; Fall et al., 2007). A magmatizmus utolsó fázisaként tinguait és lamprofir telérek, telérrajok jelentek meg (Batki et al., 2004, 2014).



1. ábra – Klinopiroxének mikroszveti visszszórt elektronképei a Ditrói Alkáli Masszívum magmás kőzeteiben (a rövidítések Whitney és Evans (2010) alapján történtek)

2. Települési viszonyok és petrográfia

A hornblendit kumulátumok legnagyobb tömegben a masszívum ÉNY-i részén gabbrókkal és dioritokkal összefogazódva (Tarnița Komplexum; Pál-Molnár, 1992, 1994a, 2000, 2010b) bukkannak felszínre. A szienitek és gránitok a masszívum É-i részén gyakoriak, míg a nefelinszenitek a K-i részen dominálnak. A lamprofirok jellemzően hornblenditet, dioritot, nefelinszenitet és gránitot járnak át, míg a tinguitak telérek nefelinszenitben és gránitban jelennek meg. A tinguitokban gyakoriak a kerekded, alkáli bázisos ijolit közzestettek. A klinopiroxént tartalmazó reprezentatív hornblendit, szienit, nefelinszenit, lamprofir, tinguit és ijolit mintákat a masszívum teljes területéről gyűjtöttük.

A klinopiroxén a hornblenditekben világosbarna színű, idiomorf–hipidiomorf kumulusz fázisként jelenik meg változó méretben (0,4–4,0 mm). A kumulusz piroxének önálló kristályként (1.A ábra) és amfibol oikokristályba zárva is előfordulnak. A szienitekben szintelen, 660–800 µm nagyságú, erősen mállott, xenomorf klinopiroxén kristályok a jellemzőek, amfibol makrokristályba zárva (1.B ábra). A nefelinszenitekben zöld színű, nagyméretű (≥ 6mm), hipidiomorf egirin–egirinaugit tük jelennek meg. A szektor zónás egirin–egirinaugit tüket magnetitből, albitből és biotitből álló korona veszi körül (1.C ábra). A lamprofirokban a klinopiroxén szintelen–világosbarna színű, hipidiomorf megjelenésű (1.D ábra), erősen mállott fenokristály (0,6–2,4 mm). A tinguit telérekben a klinopiroxén kétgenerációs. Az egyik halványzöld–zöldessárga színű, idiomorf–hipidiomorf megjelenésű, gyakran ikres, reverz zónás mikro- és makrokristály (0,3–1,2 mm), a másik pedig az alapanyagot alkotó, zöld színű egirinaugit mikro kristály (20–200 µm). Az első generációs klinopiroxén kristályok peremén az alapanyaggal megegyező zöld színű egirinaugit ránövekedés figyelhető meg (1.E ábra). Az ijolit közzestárványokban a klinopiroxén többgenerációs. Az egyik generáció mikro- és makrokristályai (65 µm–1,0 mm) világosbarna színűek, félig saját alakúak, változatos (oszillációs vagy reverz) zónáságot mutatnak (1.F ábra), valamint jellemzően visszaoldódott peremük van. Egy másik generáció makrokristályai (0,5–1,7 mm) zöld színűek, félig saját alakúak, szektor zónásak, kissé átalakultak (foltokban biotit jelenik meg), illetve hiányzik a visszaoldódott perem. Néhány szemcsében nagyobb olvadékközzestárványok (50–350 µm) figyelhetők meg, amelyek szöveti jellemzői és ásványos összetétele megegyezik az ijolit alapanyagával, vagyis az ijolitos olvadék összetételével. Ezen szöveti jellemzők alapján, a zöld színű makrokristályok az ijolit fenokristályaiként értelmezhetőek. A harmadik generációt zöld színű egirinaugit mikro kristályok képviselik, amelyek egyrészt a finomszemcsés alapanyag fő alkotói, másrészt pedig az előző két generáció klinopiroxénjeinek peremén továbbnövökés formájában jelennek meg (1.F ábra).

3. Analitikai módszerek

A klinopiroxének főelem kémiai elemzését (27 szemcse) több elektronmikroszkopos laboratóriumban végeztük. Az ijolitos és lamprofirok klinopiroxén kristályai a Tübingeni Egyetem Földtudományok Tanszékén, JEOL 8900 típusú elektronmikroszkopon kerültek elemzésre, természetes standardok segítségével (15 nA mintaáram, 15 kV gyorsítófeszültség). A hornblenditek és nefelinszenitek klinopiroxénjeinek összetételét a Berni Egyetemen, Cameca SX-50 típusú elektronmikroszkopon határoztuk meg (20 nA mintaáram, 15 kV gyorsítófeszültség). A szienitek piroxénjeinek, illetve további ijolit, valamint lamprofir klinopiroxének főelemzése az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézetében készült JEOL Superprobe 733 típusú elektronmikroszkopon (15 nA mintaáram, 20 kV gyorsítófeszültség). A tinguitok és egy lamprofir minta klinopiroxén kristályainak összetételét az Uppsalai

Egyetem Geológiai Tanszékén határoztuk meg Cameca SX-50 típusú mikroszkopon (15 nA mintaáram, 20 kV gyorsítófeszültség). A nyers adatok korrekciói a JEOL ZAF-korrekciós programjával és a Cameca online PAP korrekciós programjával készültek.

A klinopiroxének in-situ nyomelem kémiai elemzése (21 szemcse) a Cardiffi Egyetem Földtudományi és Oceanológiai Intézetében történt lézeralációs módszerrel, egy Thermo X Series 2 típusú ICP-MS készülékkel és az ehhez csatolt New Wave Research UP213 típusú lézeralációs mintabeviteli rendszerrel. A piroxén kristályok nyomelem összetételének meghatározásához 40 µm átmérőjű lézertücsőket használtunk. A nyomelem vizsgálat során a frekvencia 10 Hz, a lézer energiája ~5 J cm⁻² volt. Az elemzések során BIR, BHVO és BCR referenciaanyagokat alkalmaztunk. Belső sztenderdként a klinopiroxének ⁴⁴Ca koncentrációját használtuk. A belső sztenderd korrekcióját Thermo Plasmalab programmal végeztük.

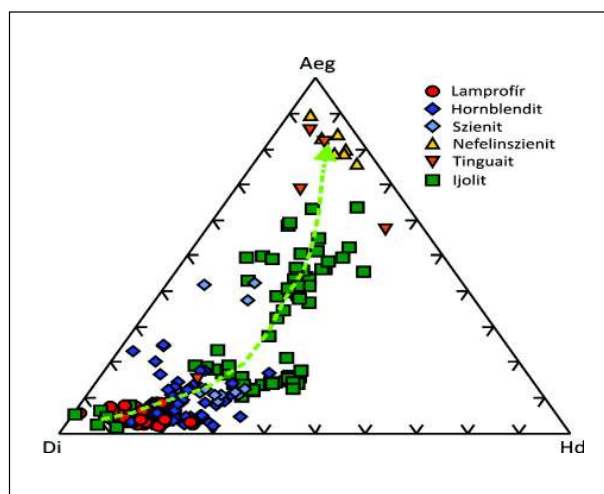
4. Ásványkémia

4.1. Klinopiroxének főelem összetétele

A klinopiroxén kristályok változatos összetételűek, Quad piroxének, Ca-Na- és Na-piroxének; a hornblenditekben és lamprofirokban diopszid és augit, a nefelinszenitekben egirin és egirinaugit, a szienitekben és a tinguit telérekben diopszid és egirinaugit, míg az ijolit közzestárványokban diopszid, hedenbergit, augit és egirinaugit is megjelenik.

A legritimébb diopszid mikro- és makrokristályok a lamprofirokban (Di₇₆₋₉₃Hd₁₋₂₄, mg#=0,75–0,99) és az ijolitosokban (Di₇₆₋₉₄, mg#=0,81–0,99) találhatóak nagy Al₂O₃- és TiO₂-tartalommal (lamprofir: ≤7,9 t% Al₂O₃, ≤3,3 t% TiO₂; ijolit: ≤8,9 t% Al₂O₃, ≤3,8 t% TiO₂). A hornblendit és tinguit diopszidjai hasonlóan primitív összetételűek. A lamprofir és ijolit diopszidok összetételével átfedést mutatnak, de kevesebb Di komponenssel és kisebb mg# értékkel, Al₂O₃-, valamint TiO₂-tartalommal rendelkeznek (hornblendit: Di₆₂₋₈₂Hd₁₃₋₂₇, mg#=0,70–0,87, ≤6,0 t% Al₂O₃, ≤1,8 t% TiO₂; tinguit: Di₆₅, mg#=0,78, 5,8 t% Al₂O₃, 1,9 t% TiO₂).

A lamprofirok, hornblenditek és nefelinszenitek klinopiroxénjei adott kristályokon belül homogének, míg a szienit klinopiroxénjei (Di₄₁₋₆₈Hd₈₋₂₉Aeg₉₋₄₃), valamint a tinguit kétgenerációs és az ijolit többgenerációs klinopiroxén mikro- és makrokristályai, illetve fenokristályai változatos összetétellel jellemezhetőek (2. ábra). A tinguit klinopiroxének összetétele élesen elkülönül egymástól. Az



2. ábra – Klinopiroxének Di-Hd-Aeg (mol%) összetétele a Ditrói Alkáli Masszívum közzestében

első generációs reverz zónás makrokristályok Mg-ban és Al-ban gazdag diopszidok, míg az alapanyag mikrokristályai Na gazdagodást, illetve Al és Ti szegényedést ($Di_{7-18}Hd_{7-35}Aeg_{57-85}$, 1,7–2,2 t% Al_2O_3 , 0–2,0 t% TiO_2) mutatnak. Az ijolit klinopiroxének széles összetételbeli tartományt képviselnek a diopszidtól az egirinaugitig ($Di_{10-94}Hd_{0,5-40}Aeg_{2,63}$), de nem mutatnak folyamatos fejlődési trendet a Di-Hd-Aeg szélsőtag komponensek között (2. ábra). Al_2O_3 - és TiO_2 -tartalmuk a diopszidtól az egirinaugit felé jelentősen lecsökken (8,9→1,2 t% Al_2O_3 ; 3,8→0,1 t% TiO_2). A nefelinszenit és szienit klinopiroxén kristályainak Al_2O_3 - és TiO_2 -tartalma szintén kicsi (nefelinszenit: 1,2–2,5 t% Al_2O_3 , 0,2–0,8 t% TiO_2 ; szienit: 1,6–3,0 t% Al_2O_3 , 0–1,1 t% TiO_2).

4.2. Klinopiroxének nyomelem összetétele

A klinopiroxének változatos összetételéből adódóan nyomelem tartalmuk is változó. A Fe-diopszidok, a hornblendit klinopiroxén makrokristályok kivételével, általában nagy Cr- és Ni-, valamint kis U- és Pb-tartalmúak, (lamprofir: ≤ 3160 ppm Cr, ≤ 200 ppm Ni, $\leq 0,05$ ppm U, $\leq 2,1$ ppm Pb; tinguit: ≤ 1160 ppm Cr, ≤ 120 ppm Ni, $\leq 0,09$ ppm U, $\leq 2,0$ ppm Pb; ijolit: ≤ 5290 ppm Cr, ≤ 210 ppm Ni, $\leq 0,07$ ppm U, $\leq 0,7$ ppm Pb). Az ijolitik reverz zónás diopszid kristályokban a mag körüli zónában (1F ábra) hirtelen jelentősen megnő a Cr és a Ni koncentrációja (Cr=80→3710 ppm, Ni=100→180 ppm), míg a Ti- és a ritkaföldfém-(RFF) tartalom lecsökken. A hornblenditek Fe-diopszid kristályainak jóval kisebb a Cr-tartalma (20–250 ppm), viszont Ni-tartalma (20–140 ppm) átfedést mutat az előző közettípusok Fe-diopszid Ni koncentrációival. Néhány Fe-diopszid kumulusz makrokristálnak (1.A ábra) kiemelkedően nagy a Sr (500–2200 ppm) és az Pb (≤ 29 ppm) koncentrációja a hornblenditekben, akár az amfibol oikokristályba zárt piroxén kumulusz fázisokhoz, akár a többi kőzet primitív diopszid kristályaihoz viszonyítva.

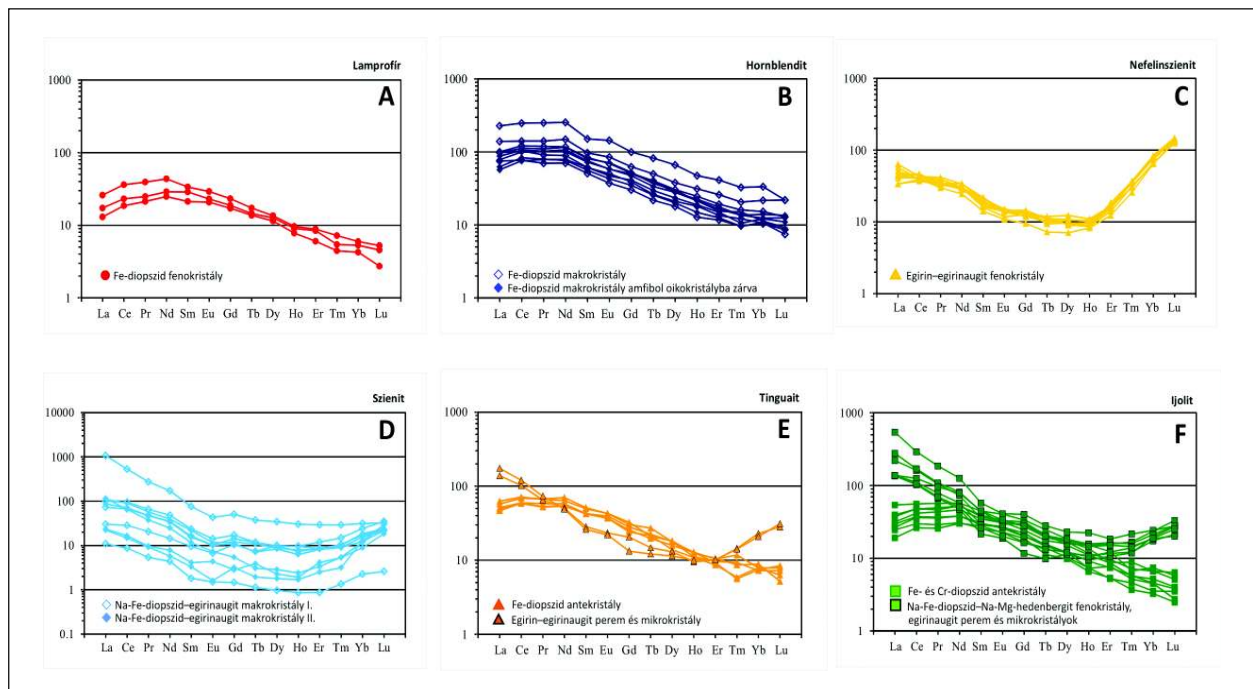
A szienitek Na-Fe-diopszid-egirinaugit kristályaira szintén változatos nyomelem összetétel jellemző (Zr=110–750 ppm, Hf=4–25 ppm, La=3–250 ppm, Ce=5–320 ppm, U=0–1,2 ppm, Pb=0–0,4

ppm). A nefelinszenitek egirin-egirinaugit fenokristályainak nagy a Zr- (4300–6200 ppm) és Hf-(140–180 ppm) tartalma, Nb- (1–37 ppm), U- (0–6,2 ppm) és Pb- (0–1,4 ppm) tartalmuk változó, könnyű RFF-tartalmuk (La=8–15 ppm, Ce=23–28 ppm) pedig kicsi. Az ijolitik Na-Fe-diopszid-Na-Mg-hedenbergit fenokristályainak nyomelem tartalma (Zr=500–850 ppm, Hf=13–20 ppm, La=30–130 ppm, Ce=60–180 ppm, U=0–0,26 ppm, Pb=0,1–7,8 ppm) átfedést mutat a szienit klinopiroxének összetételével. A tinguitok és ijolitik alapanyagát, valamint makrokristályaik ránövekedett peremét alkotó egirinaugit mikrokristályok nyomelem tartalma (Zr=640–3550 ppm, Hf=12–70 ppm, Nb=7–17 ppm, La=33–56 ppm, Ce=62–80 ppm, U=0,3–0,7 ppm, Pb=1–60 ppm) a nefelinszenitek egirin-egirinaugit fenokristályainak nyomelem koncentrációjával mutat hasonlóságot.

A klinopiroxének kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém eloszlása két különböző lefutást mutat (3. ábra). A lamprofirok, hornblenditek, tinguitok és ijolitik Fe-diopszid kristályai a könnyű lantanidák felé dúsulást mutatnak, a kondritos értékek 10–100-szorosát is elérik, La_N/Yb_N arányuk 3–8 között változik. A hornblenditek önálló kumulusz makrokristályában a könnyű RFF koncentráció eléri a kondritos érték 200-szorosát is, La_N/Yb_N arányuk pedig a 9,2-t. A szienitek, nefelinszenitek, tinguitok és ijolitik Na-Fe-diopszid-egirinaugit-egirin kristályai jellegzetes U-alakú RFF lefutással jellemezhetők (3. ábra). Míg a nefelinszenit és tinguit egirinaugit-egirin kristályainak RFF koncentrációja homogén (nefelinszenit: $La_N/Yb_N=0,5-0,7$; tinguit: $La_N/Yb_N=6,0-9,4$), addig a szienitek és ijolitik Na-gazdag piroxénjéi RFF összetételükben nagyobb változatosságot mutatnak (szienit: $La_N/Yb_N=1,2-34,0$; ijolit: $La_N/Yb_N=3,8-22,4$) (3. ábra).

5. Diskusszió és következtetések

A Ditrói Alkáli Masszívum magmás kőzeteinek klinopiroxén kristályai változatos szöveti és összetételbeli tulajdonságokkal rendelkeznek, amelyek közettípusonként és az egyes kristályokon belül is módosulhatnak. A klinopiroxének összetételében megfigyelhető normál



3. ábra – Klinopiroxének C1 kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) ritkaföldfém eloszlása a Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben

frakcionációs fejlődési trend a lamprofirok Cr-gazdag Fe-diopszid fenokristályaitól indul, amelyek, a hornblenditek Fe-diopszidjaival együtt Hd-komponensben gazdagodást mutatnak egészen a szienit piroxénekig. Az ijolit klinopiroxénekre szintén jellemző a Fe^{2+} -ben való dúsulás, de összetételükben az egirin komponens egyre nagyobb részarányban jelenik meg. A Na-ban való dúsulás a tinguitok és nefelinszenitek piroxénjeiben éri el a maximumot. A lamprofirok, hornblenditek és szienitek piroxénjeinek fejlődési trendje a Fen komplexum (Mitchell, 1980) és az Alnö komplexum (Hode Vuorinen et al., 2005) piroxénjeinek Fe^{2+} fejlődési trendjeivel, míg az ijolit és tinguit piroxének fejlődési trendje az Alnö komplexum (Hode Vuorinen et al., 2005) piroxénjeinek Na^+ fejlődési trendjével mutatnak hasonlóságot.

A klinopiroxének ritkaföldfém lefutásai hasonlóak más alkáli komplexumok diopszid–augit–egirin lefutási görbéihez (pl. Alnö komplexum (Hode Vuorinen et al., 2005), Oslói Árok (Dunworth et al., 2000), Ilímausaq komplexum (Shearer, Larsen, 1994)). A Ca–Mg szélsőtágokra jellemző a könnyű RFF dúsulás, míg a Na– Fe^{3+} szélsőtágok felé haladva a nehéz RFF-ek is egyre nagyobb gazdagodást mutatnak. A hornblendit diopszidok nagy RFF- és Sr-tartalma (3B ábra) arra utal, hogy ezen kumulusz fázisok kristályosodásakor, a magmás fejlődés korai szakaszában, nem vagy csak kevésbé volt jellemző a ritkaföldfémeket és a stronciumot magába építő ásványok frakcionációja (pl. apatit, cirkon, plagioklász), ezért ezen elemek a kristályosodó kumulusz piroxénben dúsultak. A nehéz ritkaföldfémek dúsulását a Ca–Na- és különösen a Na-gazdag piroxénekben valószínűleg a Na^+ töltéskülönbségét ellensúlyozó RFF^{3+} beépülése okozza az M2 pozícióban ($Na^+ + REE \leftrightarrow 2 Ca$), ami természetesen a könnyű ritkaföldfémek gazdagodásával is együtt jár (Wood, Blundy, 1997; Marks et al., 2004). Ez a folyamat jól megfigyelhető a masszívum Ca–Na- és Na-gazdag piroxénjeiben (3. ábra).

A tinguitokban és ijolitokban megjelenő klinopiroxén mikro- és makrokristályok visszaoldódott szegélye a ránövekedett egrinaugit peremmel, valamint a Fe-diopszid szemcsék összetételének hasonlósága a többi kőzet primitív diopszidjainak összetételével (2. és 3. ábra), ezen kristályok antekristály eredetét sugallja. Az ijolit piroxén antekristályok összetétele és szakaszos fejlődési trendje (2. ábra) arra utal, hogy az ijolitos olvadék felfelé történő áramlása során a magmakamra mélyebb régióiban megmintázta mind a bazanitos-lamprofiros olvadék félig kristályosodott magmatömegét, mind a hornblendit kumulátumot, ahonnan a korai fázisban kristályosodott piroxéneket magával tudta ragadni. A tinguit és ijolit klinopiroxének reverz zónás antekristályainak magját körülvevő zóna (1.E, F ábra) jelentősen megnövekedett Cr- és Ni-tartalma arra utal, hogy ezen antekristályok tovább növekedése során (még az ijolit olvadékkal történő feláramlás előtt) a magmakamrában friss primitív magma utántöltődés történt. Valószínűleg ebből a friss olvadékból kristályosodhattak azok az ijolitban található Cr-diopszid antekristályok is, amelyek Cr-tartalma még a lamprofirok diopszidjainak Cr koncentrációját is jóval meghaladják.

A hornblenditek néhány Fe-diopszid makrokristályának, az ijolitos Na-Fe-diopszid fenokristályainak és a tinguitok egrinaugit mikrokristályainak nagy Pb koncentrációja, illetve a nefelinszenitek és szienitek nagy U-tartalma kéreg eredetű kőzetek asszimilációjára utal (pl. Rudnick, Fountain, 1995; McDonough, Sun, 1995).

A klinopiroxének szöveti és összetételbeli tulajdonságai alapján, a Ditrói Alkáli Masszívum magmafejlődéséről megállapítható, hogy (1) a lamprofirok és a hornblenditek egy fejlődési trendhez, azonos forrásrégióhoz, míg a szienitek, nefelinszenitek, tinguitok és ijolitosok egy másik fejlődési trendhez, azaz másik forrásrégióhoz tartoznak. (2) A masszívum kialakulásában legalább két szülőmagma vett részt (bazanitos-lamprofiros és ijolitos olvadékok). (3) A magmafejlődés során jelentős szerepe volt a klinopiroxének normál frakcionációjának, a magmakeveredésnek (antekristályok jelenléte), a magmakamra utántöltődésének (reverz zónás kristályok), valamint kéreg eredetű kőzetek asszimilációjának.

Irodalomjegyzék

- Bagdasarian G.P. (1972): Studii și cercetării geologie, geofizică și geografie, *Seria Geologie*, **17/11**, 13–21.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Bárdossy, A. (2004): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **45/2**, 21–28.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G., Skelton, A. (2014): *Lithos*, **200–201**, 181–196.
- Dallmeyer, D.R., Krätner, H.G., Neubauer, F. (1997): *Geologica Carpathica*, **48**, 347–352.
- Dunworth, E.A., Neumann, E.R., Rosenbaum, J.M. (2000): *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **140**, 701–719.
- Fall, A., Bodnar, R.J., Szabó, Cs., Pál-Molnár, E. (2007): *Lithos*, **95**, 331–345.
- Hode Vuorinen, J., Hålenius, U., Whitehouse, M.J., Mansfeld, J., Skelton, A.D.L. (2005): *Lithos*, **81**, 55–77.
- Hoeck V., Ionescu C., Balintoni I., Koller F. (2009): *Lithos*, **108**, 151–171.
- Marks, M., Halama, R., Wenzel, T., Markl, G. (2004): *Chemical Geology*, **211**, 185–215.
- McDonough, W.F., Sun, S. (1995): *Chemical Geology*, **120**, 223–253.
- Mitchell, R. (1980): *American Mineralogist*, **65**, 45–54.
- Pál-Molnár, E. (1992): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **33**, 67–80.
- Pál-Molnár, E. (1994a): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **34**, 95–109.
- Pál-Molnár, E. (1994b): MTA SZAB Competition, Manuscript, 2–45.
- Pál-Molnár, E. (1994c): MTA SZAB Kiadványai, Szeged, 86 p.
- Pál-Molnár, E. (2000): Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 p.
- Pál-Molnár, E. (2010a): In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): *Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda*, 33–43.
- Pál-Molnár, E. (2010b): In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): *Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda*, 63–88.
- Pál-Molnár, E., Árva-Sós, E. (1995): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **36**, 101–116.
- Rudnick, R., Fountain, D.M. (1995): *Reviews of Geophysics*, **33**, 267–309.
- Shearer, C.K., Larsen, L.M. (1994): *American Mineralogist*, **79**, 340–352.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010): *American Mineralogist*, **95**, 185–187.
- Wood, B.J., Blundy, J.D. (1997): *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **129**, 166–181.

ORFŰI BARLANGI ÜLEDÉKEK GEOKÉMIAI ÉS GEOLÓGIAI TULAJDONSÁGAI

Bencsik Attila, László Noémi, Bozsó Gábor, Bauer Márton

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: bencsika@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A Földön ténylegesen előforduló karsztos területek kiterjedése 5,3 millió km², ami a szárazföldek felszínének ~4%-át teszi ki. Ezen belül Magyarországon a felszíni karsztterület 1350 km², hazánk területének 1,45%-a.

A Föld lakosságának egynegyede karsztvízből fedezi ivóvíz szükségleteit. A karsztvíz hasznosítása mindig is meghatározó volt mind nemzetközi szinten, mind Magyarországon. Hazánkban, az 1980-as években majdnem az összes társadalmi célú vízhasználat 1/3-a karsztvizekből történt.

A karsztvíz-készletek ipari méretű felhasználása érdekében tisztában kell lennünk azok nagymértékű sérülékenységgel, ugyanis a karsztokat csupán néhány dm-es talajtakaró fedi, így a beszivárgó csapadékvíz tulajdonképpen akadály nélkül, csak nagyon kis mértékben megszűrve tud lejutni a vízkivétel, illetve a vízkilépés helyéig. Ezért a szennyező anyagok nem tudnak teljes mértékben megsűrődni, megkötődni. A karsztos tározókban a többi vízadó-rendszerhez képest sokkal gyorsabban mozog a víz, ezáltal a szennyeződések is gyorsabban tudnak terjedni.

Fontos kiemelni, hogy nem csak víz áramlik a karsztos barlangokon keresztül. A beszivárgó víz ugyanis nagy mennyiségű üledéket is szállít magával, ezek az üledékek pedig megkötődhetnek olyan anyagokat is, melyek hatására egy adott terület szennyeződé-érzékenysége megváltozhat.

Éppen ezért szükséges megvizsgálni, hogy pontosan hogyan is zajlik az üledékszállítás a barlangokban, mivel az általuk szállított, és a helyben képződött nagy agyagásvány tartalmú, finomszemcsés üledékek nagyobb mértékben képesek a szervetlen szennyező anyagokat adszorbeálni, így a durva szemcsés üledékeknél erősebb adszorpciós képességgel rendelkeznek. Tehát nem elegendő csak a barlangokon keresztül áramló víz hidrológiai tulajdonságait ismerni, hanem azt az általa szállított üledékekkel együtt kell vizsgálni ahhoz, hogy meg tudjuk határozni egy karsztos terület szennyeződé-érzékenységet. Mindezek tudatában fontos a mintaterület pontos megválasztása. Vizsgálataink helyszínének a Nyugat-mecseki Szuadó-völgy karsztos barlangrendszerét választottuk, mivel e barlangoknak nagy szerepe volt korábban Komló városának, napjainkban pedig Orfű és a környező községek vízellátásában, valamint geológiailag kellően megkutatott területről van szó.

A törmelékes barlangi üledékeknek alapvetően két fő forrása van; autochton üledékek az anyakőzet oldhatatlan maradékából, és allochton üledékek, melyek külső forrásból származnak, gyakran víznyelőkől. Az allochton törmelékes üledékek különböző módon juthatnak a karsztrendszerbe: víznyelőkön keresztül, az alapkőzet repedésein át, illetve aknákon keresztül. Az allochton víznyelők által táplált karsztrendszerek főként fluviális üledékképződést mutatnak. A vízgyűjtő területtől függően az üledék forrásterülete kiterjedt lehet, és számos kőzettípust és környezetet tartalmazhat,

illetve a patakok pedig részben, vagy teljesen folytonos üledék-áramlást biztosítanak a barlangrendszerben. Néhány vízgyűjtő a barlanggal együtt keletkezhetett, így annak teljes élettartamában üledékforrásként működhet. Ezen kívül a víznyelők képződhetnek később is, akár be is omolhatnak, így szolgáltatva nagyobb, de epizodikus üledék beáramlást. A barlangokban messze a leggyakoribb üledékes fácies a törmelékes üledék és az üledékszállítás főként lebegtetett és fenékhordalék formájában történik.

A durva fenékhordalék, különösen a homokban gazdag fácies, nagyon könnyen szállítódik a barlangrendszerben. Míg a durvább frakciók a nagyobb kavicsok jelentette akadályokon keresztül is tovább szállíthatódnak, vagy szétesnek szállítás közben, addig a finomabb szemcséjű iszap és agyag kevésbé mobilis, ha már egyszer leülepedett. Az üledék utánpótlástól és forrásától függően az üledék felhalmozódás helyhez kötött, de néhány rendszerben az egész barlangra kiterjedhet. A hordalék lerakódása általában időszakosan korlátozott, kapcsolatban áll az epizodikus, vagy extrém eseményekkel, mint például a törmelékáramlások okozta földcsuszamlásokkal, vagy a víznyelők beomlásával. Ezek hatására a végső üledék nem biztos, hogy tükrözi a barlangban uralkodó hidrológiai körülményeket (Andrew, 2011).

2. Földtani háttér

A Szuadó-völgyet a Jakabhegyi Homokkő Formáció, a Hetvehelyi Formáció Viganvári Mészkö Tagozata és a Mísinaai Formációcsoportba tartozó Rókahegyi Dolomit és Lapsi Mészkö alkotják. A karsztosodó rétegek északi, közel 20°-os rétegdőléssel jellemezhetőek, azonban erősen gyűrtek.

A Szuadó-völgy vízgyűjtő területe 3,4 km². Az erről a területről érkező vízfolyások, illetve a területen fakadó kisebb források vizei a Szuadó pataokban egyesülnek, melynek így átlagos vízhozama 200 l/perc. A Szuadó-völgyben három viszonylag fejlett nyelő is kialakult egy 150 méteres szakaszon (Barta, Tarnai 1997). Vizsgálatainkhoz a barlangrendszer két tagját, a Trió-barlangot és a Vízfő barlangot választottuk. Korábbi barlangkutató vizsgálatok során vízfestés segítségével megállapították, hogy Vízfő barlang a barlangrendszer végpontja, a felsőbb térszíneken beszivárgó víz a többi barlangon keresztül itt egyesül.

2.1 A terület karsztos jellemzése

A triász mészkövek karsztosodása már a jurában elkezdődött, mely maradék formáit a kréta-eocén folyamán létrejött tönkfelszín őrizte egészen a középső-miocén tenger előrenyomulásáig (Hevesi, 1991). A helvétii emelettől a szarmatáig az egész Nyugat-mecseki karsztot tenger borította, majd a szarmatában fedett karsztként vált újra szárazulattá a triász mészkőtelep.

A Pannon-beltenger a részben kihantolt karsztnak már csak az északi részét öntötte el, partvonalát a jelenleg 330–370 méter magasan elhelyezkedő felső-pliocén abrázíós lépcső jelzi. Tehát a Nyugat-mecseki karszt morfológiailag két abrázíós felszínből áll, amelyeket egy jól nyomon követhető abrázíós lépcső választ el egymástól. E lépcsőtől délre a miocén abrázíós terasz maradványán csak egy keskeny mészkőszárvot találunk, mely dél felé kiékelődik és a fekjűt képező werfeni palás rétegek zárják le a karszterületet. E keskeny déli sáv karsztosodása a szarmatától napjainkig folyamatos. A kb. 320 m tengerszint feletti magasságú pannon abrázíós terasz jelenleg is folyó karsztosodása a Pannon-beltenger visszahúzódása utáni kihantolással kezdődött (Barta, Tarnai, 1997).

A karszterület határát, északkeleten még ma is a miocén és a Pannon beltenger üledékei jelzik, míg északon és nyugaton würmi lösz. Az északi térszín jóval rövidebb ideig tartó karsztosodása ellenére dolinában sokkal gazdagabb és az itt található dolinák méretei is lényegesen nagyobbak a miocén abrázíós felszín dolináinak méreteinél. (Barta, Tarnai, 1997). A dolinák döntő többsége sorokba rendeződve helyezkedik el a platón. E jól ismert jelenséget az eróziós völgyek szárazzá válása okozza. E völgyek a hegység kiemelkedésének még egy olyan stádiumában alakultak ki, amikor a karsztvízszint a felszín közelében húzódott, és ezért a csapadékvíz a felszínen talált lefolyást, völgyeket alakítva ki (Jakucs, 1971).

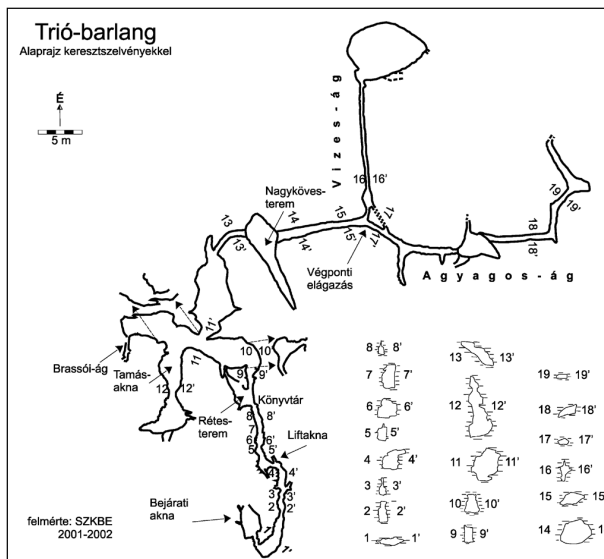
A völgyhálózat főbb irányainak kialakításában Barta K. és Tarnai T. (1997) szerint a fontos szerepet játszó törési irányok mellett a fiatal tektonikus mozgások felelősek. A pleisztocén és a holocén folyamán a hegység többször emelkedett és süllyedt, és ennek következményeként fellépő relieváltozások és karsztvízszint-ingadozások döntően befolyásolták a Nyugat-mecseki karszt völgyhálózatának és barlangjainak a kialakulását (Barta K, Tarnai, 1997).

Újabb vizsgálatok alapján ezek a szerkezeti mozgások nem összefüggő törérendszert alakítottak ki a területen, melynek közvetlen hatása van a barlangok fejlődésére. A jobban töredezett területek (pl. Szuadó-völgy bizonyos szakaszai és a Vízfő-forrásbarlang környéke) alkalmasabb feltételeket teremt a barlangok kialakulására és tovább fejlődésére, mint egyéb területek (Bauer, M. Tóth, 2015).

2.2. Trió barlang

A Trió-barlang az orfői Vízfő-forrásbarlangtól mintegy 2,5 km-re, délre a völgytalp keleti szélén található (1. ábra). A Trió-nyelő a legnagyobb kapacitású, legtöbbször az árvízi vízhozam teljes egészét képes a karszt mélyébe vezetni. A nyelő utáni kétméteres lépcső régebbi kialakulására utal, mint ahogy ugyanezt bizonyítja nagy kapacitása is. Inaktívvá válása, lefejezése éppen napjainkban történik a Szuadó-nyelő által (Bauer, 2010).

A barlang hossza 255 m, mélysége -55 m, így a Mecsek második legmélyebb és hatodik leghosszabb barlangja (Ország, 2007). Litológiailag a Lapisi Mészkő Formáció Lapisi Mészkő Tagozata és a Lapisi Mészkő Formáció Tubesi Mészkő Tagozata foglalja magába. A völgy legészakibb nyelője. Ebből következik, hogy a barlang jelenlegi állapotában már csak időszakosan aktív víznyelő.



1. ábra – A Trió-barlang alaprajza

2.3. Vízfő barlang

A Vízfő forrásbarlang a Nyugat-Mecsekben, Orfű község határában található barlang, triász dolomitban indul (Csukmai Formáció, Káni Dolomit Tagozat), a belsőbb részeiben pedig szintén triász mészkőben folytatódik. A barlang egészére jellemző, hogy nagy-részt hasadékok mentén alakult ki, a járatok szelvénye többnyire keskeny, sokszor 10 m magasságot is meghalad (Kordos, 1984) (2. ábra). A kereszthasadékoknál nagyobb üregek, termek alakultak ki. Mára a barlang morfológiája az erőteljes emberi beavatkozások miatt jelentős mértékben átalakult.



2. ábra – A vízfő-barlang alaprajza

3. Vizsgálati módszerek

A felszíni mintavételezés a Szuadó-völgy kőzeteire és üledékeire irányult. Mivel a völgyben két közettípus keveredése jellemző, ezért a Jakab-hegyről lefelé indulva minden szálban álló feltárásból vettünk közetmintát, továbbá a barlangrendszerbe folyó, azt kialakító Szuadó-patak üledékeit is megmintáztuk. A felszín alatti mintavétel a Trió és a Vízfő barlangokban talált üledék felhalmozódásokból történt, figyelembe véve a barlangon belüli térszínnek közti morfológiai különbségeket. Törekedtünk a bolygatatlan mintavételezésre.

Az összes mintából röntgen fluoreszcens (XRF) és röntgen por-diffrakció (XRD) mérés és szemcseösszetétel meghatározás történt, a felszíni közetminták esetében vékonycsiszolatokat is készítettünk.

4. Eredmények

4.1. XRF eredmények

Felszíni minták

A terület földtani felépítése és a terepi megfigyelések alapján a Szuadó-völgy felszíni kőzetei két alapvető közettípusra oszthatóak, homokkővekre és karbonátos kőzetekre. A kőzetekben mért SiO_2 , Al_2O_3 és Fe_2O_3 tartalom jó korrelációt mutat a Szuadó-patak üledékeiben mért értékekkel, azonban a CaO érték a barlangrendszer kezdeti szakaszán, ahol a kőzetfeltárások kizárólag karbonátos kőzeteket mutatnak, alig éri el az 5%-ot.

Barlangi minták

Szembetűnő tendencia, hogy a SiO_2 tartalom a Trió-barlang üledékeiben kisebb mennyiségű, mint a Vízfő-barlangban, ezzel szemben az Al_2O_3 érték ellentétesen alakul, a Vízfő-barlangban gyakorlatilag kimutatási érték alatt van.

Nyomelemek közül a Rb és a Sr koncentrációja a felszíni mintákhoz képest a Trió-barlangban enyhe dúsulást mutat. A Vízfő barlangban relatíve a Mn és a Zr dúsul.

4.2. XRD eredmények

A kvarc-tartalom a felszíni üledékekben a lefolyási irányt követve szinte végig 60% körül mozog, míg a Trió barlangba érve ez az érték a harmadára csökken, a barlang további mintavételi pontjain viszont 40-50% körül mozog, ám a Vízfő-barlangban már 70-75%-os kvarc-tartalmat mértünk.

A muszkovit-tartalom a felszíni üledékekben átlagosan 20% körüli, a Trió barlangban megnő, 28-36%-ra, viszont a Vízfő-barlangban visszaesik 18%-ra.

Az albit a felszíni üledékekben 1-19%-ban fordult elő, a Trió-barlangba érve ~22%-ra nő, majd a TRIÓ-2 mintavételi pontban kiugró, 55-60%-os értéket mértünk, ez azonban a Vízfő-barlangban mindössze 5%-ra esik vissza. Az anortit a felszíni üledékekben egy minta kivételével (40-45%) elenyésző mennyiségben van jelen, míg a felszínhez legközelebbi barlangi mintában 31%-ra ugrik a mennyisége.

A kalcit a felszíni üledékekben átlagosan 1-5% közötti értékeket mutat, ezzel szemben egy mintavételi pontot leszámítva (TRIÓ-2) a barlangi üledékekben kimutatási határhoz közeli értékre esik vissza.

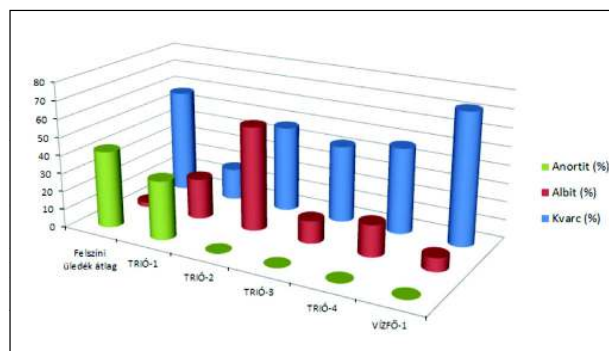
A biotit-tartalom a völgyben a barlangok felé haladva folyamatosan csökken.

Agyagásványok

Jól megfigyelhető tendencia, hogy a felszíni mintákban illit, míg a felszín alatti mintákban klorit és kaolinit mutatható ki.

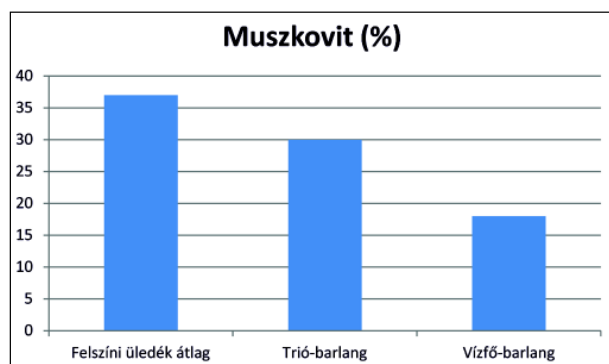
5. Konklúzió

A kapott mérési eredményekből szembetűnő, hogy a felszíni üledékekben a barlangrendszerbe bekerülő kvarc ásványfázis a Trió-barlangban kisebb mennyiségben van jelen, mint a Vízfő-barlangban, mely a barlangrendszer végpontja. Megfigyelhető az is, hogy a Trió-barlang első, felszínhez legközelebbi mintavételi pontja és a barlang legmélyebb pontja közt a kvarc mennyiség növekvő tendenciát mutat (3. ábra). Ennek oka nyilvánvalóan az, hogy a kvarc, mint fizikailag és kémiaiilag igen ellenálló ásványfázis, a barlangi üledékszállítás során csak a legtávolabbi pontban halmozódik fel (Vízfő-barlang), ahol az üledék már nem tud tovább haladni. E jelenséghez kapcsolható a Zr nyomelem kiugró koncentrációja a Vízfő-barlang üledékében.



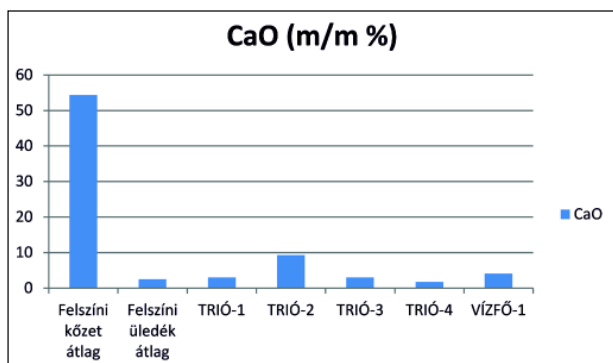
3. ábra – A kvarc és a plagioklász földpát mennyiségének változása a vizsgált terület üledékeiben

A muszkovit esetében is megfigyelhető az a tendencia, hogy a Trió-barlang üledékeiben átlagosan a felszíni üledékekben mért értékkel nagyjából azonos mennyiségben szerepel, míg a Vízfő-barlang üledékeiben ennél ~10%-kal kisebb mennyiségben található meg (4. ábra). Megjegyzendő, hogy a magas felszíni értékek esetében valószínűleg közrejátszik a kálicföldpátok nagymértékű szericitedése, mely magyarázatot adhat ezek majdnem teljes hiányára.



4. ábra – A Szuadó völgy felszíni és felszín alatti üledékeinek átlagos muszkovit tartalma

Érdekes megfigyelni a kalcit fázis és a CaO mennyiségének változását. A felszíni kőzetek közt karbonátos kőzeteket a Szuadó völgy végén kezdődő barlangrendszerhez kapcsolódóan jelennek meg. Ezzel szemben az erről a területről gyűjtött üledékminták CaO-tartalma meglepően kicsi (5. ábra).



5. ábra – Átlagos CaO-megoszlás a vizsgált mintákban

A Trió-barlang víznyelőjéből gyűjtött üledékminta csupán csak 2,9% CaO-t tartalmaz. A barlangi üledékek esetében is hasonló jelenséget lehet megfigyelni. Míg maga a barlang is mészkőben mélyült, az üledék rendkívül kis mennyiségű – a felszíni üledékekhez közeli, némely esetben (TRIÓ-2) annál valamivel több – CaO-t tartalmaz. A kalcit ásványfázis azonban a felszíni és a felszín alatti üledékek esetében is rendkívül kis értéket mutat, némely esetben XRD mérés során kimutatási határ alatt volt. A felszín alatti üledékek esetében megfigyelhető azonban, hogy a Sr mennyisége megnő a felszíni üledékekben mértekhez képest.

6. Összefoglalás

Vizsgálataink során sikerült megállapítani, hogy a felszíni hordalékszállításához képest a barlangi üledékképződés mechanizmusa sok szempontból eltérő. A kisebb szemcseméretű

frakciók már a hordalékszállítás elején, alkalmas körülmények közt (nyugodtabb, pangó vízű szakasz) kiülepednek, és utána jóval kevésbé mobilisak, mint a kémiailag és fizikailag is ellenálló ásványfázisok, jelen esetben főként a kvarc. Ennek eredményeként a felszíni üledékképződéssel szemben a durvább frakciók dúsulnak a kifolyási pont felé. Az is megállapítható, hogy a rendszeres magas barlangi vízállás miatt a kémiai mállással szemben kevésbé ellenálló ásványfázisok jóval nagyobb ütemben kezdenek mállani, mely jelentős poszt-szediment agyagásvány képződéshez is vezet. Mindemellett az elemkoncentrációk alapján világosan látszik, hogy ezen rövid szállítási út alatt is a vizsgált üledékek jelentős geokémiai változásokon mennek keresztül. A mállási folyamatok eredményeként egyes elemek (Si, Rb, Sr, Zr) relatív dúsulnak, míg például a kalcium szinte teljesen kilúgozódik az üledékből, vagyis az üledék térben és időben is gyors geokémiai átalakulásokat szenved. Összességében megállapítható, hogy ezek a geokémiai és ásványtani átalakulások jelentősen módosíthatják a karsztos barlangi üledékek szennyezésekkel szembeni viselkedését, így tovább pontosítható ezen területek szennyezés-érzékenységi megítélése.

Irodalomjegyzék

- Andrew, R.F., Peter, L. (2011): *Geomorphology*, **134/1–2**, 1–170.
 Barta, K., Tarnai, T. (1996): *Karszt és Barlang*, **1997/1–2**, 12–19.
 Bauer, M. (2010): *Szakkoloztat. Kézirat*, Szeged
 Bauer, M., M. Tóth, T. (2015): *Geologia Croatica*, **68/1**, 11–23.
 Jakucs, L. (1971): *A karsztok morfogenetikája*. Budapest, Akadémiai Kiadó
 Kordos, L. (1984): *Magyarország barlangjai*. Gondolat Kiadó, Budapest,
 Ország, J. (2007): *SZKBE – Hírmondó*, 234–241.
 Rónaki, L. (1962): *Karszt és Barlang*, **1962/II**, 51–55.

NAGYNYOMÁSÚ METAOFIOLIT NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZÖK MAGYARORSZÁGI RÉGÉSZETI LELETANYAGOKBAN

Bendő Zsolt¹, Szakmány György¹, Kasztovszky Zsolt², Szilágyi Szandra², Mile Viktória², Harsányi Ildikó²,
T. Biró Katalin³, Osztás Anett⁴, Oláh István³

¹ ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA Energiatudományi Kutatóközpont, Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratórium, Budapest

³ Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest

⁴ MTA Bölcsészettudományi Kutatóközpont Régészeti Intézet, Budapest

e-mail: bendozs@caesar.elte.hu

1. Bevezetés

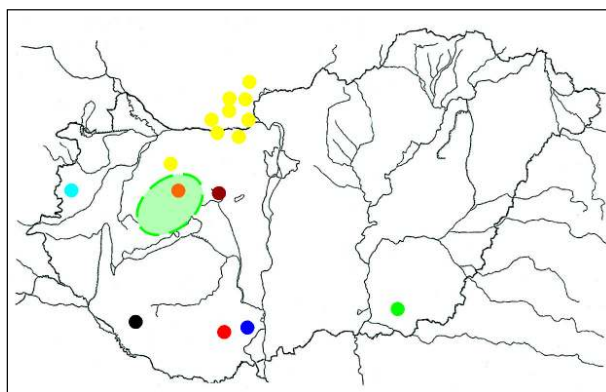
Nyugat Európában nagy területen elterjedtek az alpi eredetű, nagy nyomású metaofiolitból (HP metaofiolit) készült, rendkívül gondos megmunkálású, sokszor igen nagyméretű kőeszközök. A legjobb minőségű jade-kőből készült eszközök Skóciától (Pétrequin et al., 2010), Dél-Skandinávián (Klassen, 2012) át Spanyolországig (Domínguez-Bella et al., 2015) egyaránt megtalálhatók. Ugyanakkor Magyarország területén az utóbbi időkig szinte teljesen ismeretlenek voltak az ilyen nyersanyagból készült eszközök és a jelenlegi ismereteink szerint is az egyik legkevesebb eszközt számláló nyersanyag típusról van szó. Az elmúlt két évben jelentősen megnőtt a magyarországi múzeumokban, gyűjteményekben és régészeti lelőhelyeken felismert és megvizsgált HP metaofiolit nyersanyagú kőeszközök száma. A IV. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlésen (Szakmány et al., 2013) még csak az akkor ismert három darab kőeszközt mutattuk be. Az időközben bekövetkezett nagymértékű növekedés jelentős részben a roncsolásmentes vizsgálati módszereknek köszönhető. A vizsgálatok eredményei bebizonyították, hogy ezek a módszerek is jól használhatók kőeszközök nyersanyagának azonosítására, és a nemzetközi szakirodalomban közölt, más, az esetek többségében roncsolásos módszerrel kapott eredményekkel is jó egyezést mutatnak. Az időközben előkerült leletek nagy száma lehetővé tette, hogy a mintákat nyersanyaguk szerint csoportokba soroljuk. Vizsgálataink eredményeképpen 8 nyersanyagtypust azonosítottunk a magyarországi HP metaofiolit anyagú kőeszközök között.

2. Régészeti háttér

A megvizsgált kőeszközök különféle lelőhelyekről származnak. Egy részük a XIX. században összeállt gyűjteményekből került elő, másokat régészeti ásatások során találtak. Legnagyobb mennyiségben a Magyar Nemzeti Múzeumban megtalálható Ebenhöch gyűjteményben találtunk metaofiolit anyagú kőeszközöket, innen 10 darab ismert. Egy-egy darab található a veszprémi Laczkó Dezső Múzeum Mihály gyűjteményében, a Magyar Nemzeti Múzeum őskori gyűjteményének további leletanyagában, a kaposvári Rippl-Rónai Múzeumban és Wolf Ernő (Zirc) magángyűjteményében. Ezek mind szórványleletnek számítanak, mert bár lelőhelyük általában ismert, felszíni gyűjtések során bukkantak rájuk, vagyis nem köthetőek pontosan dokumentált régészeti adatokhoz (1. ábra).

A legtöbb darabból álló, egy ásatás során előkerült leletgyűjtést Alsónyéken, az M6-os autópálya építését megelőző régészeti feltárás

során találtak. Itt 5 darab HP metaofiolit anyagú kőeszköz került elő. Háromat találtak az ettől alig 20 km-re fekvő, Zengővárkony határában; két kisméretű töredék pedig Szombathelyen, az Oladi platón került elő. Egyetlen, de annál nagyobb jelentőségű lelet került elő Gorzsán, ami jelenleg az egyetlen ismert HP metaofiolit anyagú kőeszköz a Duna vonalától keletre (1. ábra). Az összes, ismert kontextussal rendelkező metaofiolit lelet a későneolitikumhoz köthető (i.e. V. évezred első fele). Alsónyék és Zengővárkony a Lengyeli kultúra lelőhelyei; a kőeszközöket sírokban találták. Szombathely-Oladi plató szintén a Lengyeli kultúra települése; Hódmezővásárhely-Gorzsza pedig a vele egykorú Tiszai kultúrába tartozik.



1. ábra – A vizsgált HP metaofiolit anyagú kőeszközök régészeti lelőhelyei

3. Vizsgálati módszerek

Vizsgálataink során kizárólag roncsolásmentes vizsgálati módszereket használtunk. Az alapvető vizsgálatok (makroszkópos és sztereomikroszkópi vizsgálatok, mágneses szuszceptibilitás mérés) után pásztázó elektronmikroszkóppal szöveti és ásványkémiai vizsgálatokat végeztünk az eredeti felszín vizsgálati módszer segítségével (részletes leírást ld. Bendő et al., 2013) az ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszékén. A kőeszközök teljeskörű kémiai összetételét Prompt-Gamma Aktivációs Analízissel (PGAA) határoztuk meg az MTA Energetikai Kutatóközpont Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratóriumában (a módszer részletes leírását ld. Szakmány et al., 2011).

4. Eredményeink

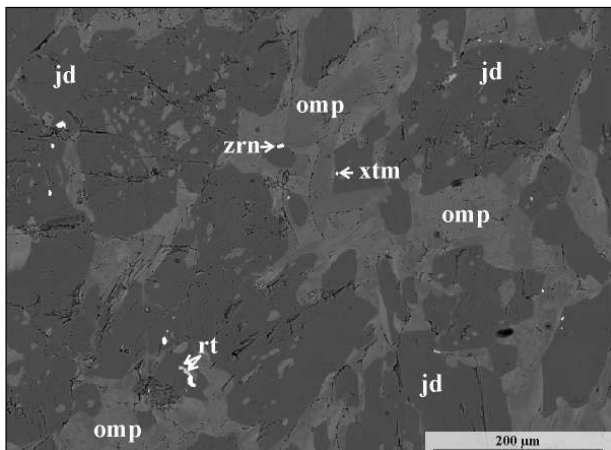
Vizsgálataink eredményei alapján az eddig azonosított HP metafoliit nyersanyagú kőszközők nyolc különböző nyersanyag-típusba tartoznak. A típusbesorolásnál D'Amico és munkatársai (2003) adataira és beosztására támaszkodtunk, amely adatokat Észak Olaszországban fellelt régészeti leletanyagok *roncsolásos* vizsgálatából kapták. A főelem összetételeket a jobb összehasonlíthatóság érdekében a McLennan (2001) által megadott felsőkéreg összetételre normálva mutatjuk be sokelemes diagramon, szintén D'Amico és munkatársai (2003) adataival összehasonlítva. A piroxének összetételének szemléltetéséhez a szabványos alkáli-piroxén nevezéktani diagramot használtuk (Morimoto et al, 1988). A mintákat növekvő vastartalom szerinti sorrendben mutatjuk be, külön a Na-piroxeniteket (a több mint 98% alkáli piroxént tartalmazó minták és a glaukofánpala) és az eklogitokat.

4.1. Jadeitit

A jadeitit a leggyakoribb nyersanyagtípus a megvizsgált HP metafoliit nyersanyagú kőszközők között, jelenleg összesen hét darabot ismerünk. Fő kőzetalkotó ásványok a jadeit és az omfacit, előbbi mennyisége jelentősen meghaladja az utóbbit. Az akcesszóriák közül gyakori a cirkon, a rutil és a titanit, ritkábban allanit, xenotim, monacit, ilmenit és apatit is előfordul (2. ábra). Retromorf fázisok ritkán előfordulnak (albit, M6.2010.10B.6348.1).

A piroxének általában zónásak, jadeit mag és omfacit perem jellemző rájuk (3. ábra). Deformációs szöveti jellegzetességeket mutató minta ebből a csoportból nem került elő.

A jadeititek főelem összetétele D'Amico és munkatársai adataival jó egyezést mutat, nagyobb eltérés a TiO_2 , a MgO , és a CaO értékeinél látható, ami a valószínűleg a változó omfacit és titanit tartalomra vezethető vissza (4. ábra).

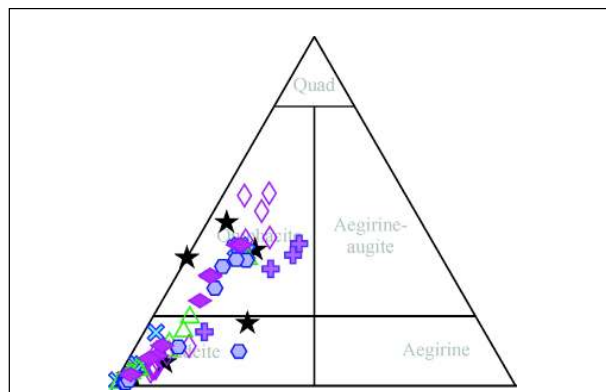


2. ábra – Tipikus jadeitit szöveti kép, a kőzet döntő többségét jadeit és omfacit alkotja, ezen kívül kis mennyiségű mellékes elegyrész található benne. M6.2010.10B.6348.1 minta

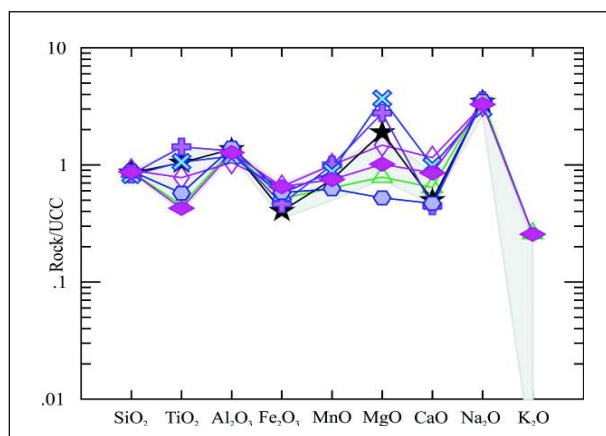
4.2. Kevert jadeitit

Ebbe a csoportba összesen három darab minta tartozik, ezzel viszonylag gyakori nyersanyagnak számít a magyarországi HP metafoliit anyagú leletek között. Nyersanyaguk több jadeitit tartalmaz, mint omfacitot (5. ábra). Gyakori akcesszória a rutil, a cirkon és az allanit, ezeken kívül előfordul még titanit, xenotim és monacit. Az N1/81-1938 minta retromorf ásványfázisokat, albitot és epidotot is tartalmaz.

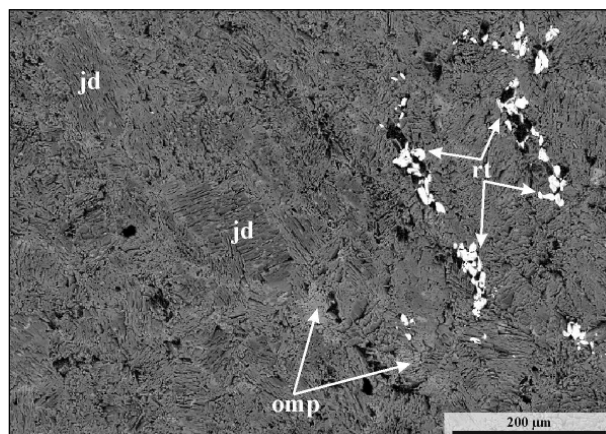
A piroxének általában zónásak, a magtól a perem felé ugrásszerűen növekedő omfacit-tartalom jellemző (5. ábra). Az M6.T0.10B.6320 minta nagyon erősen foliált.



3. ábra – A jadeititekben a fő összetevő jadeit mellett omfacit található



4. ábra – A jadeititek FKK-ra (McLennan, 2001) normált főelem összetétele D'Amico és munkatársai (2003) adataival összevetve

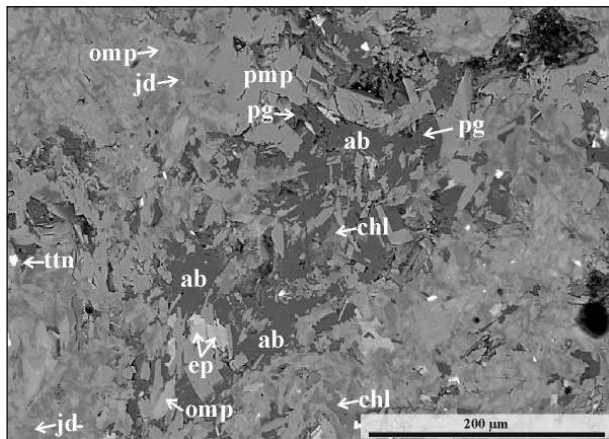


5. ábra – Kevert jadeitit piroxénjeinek tipikus zónás szövete. M6.T0.10B.6320 minta

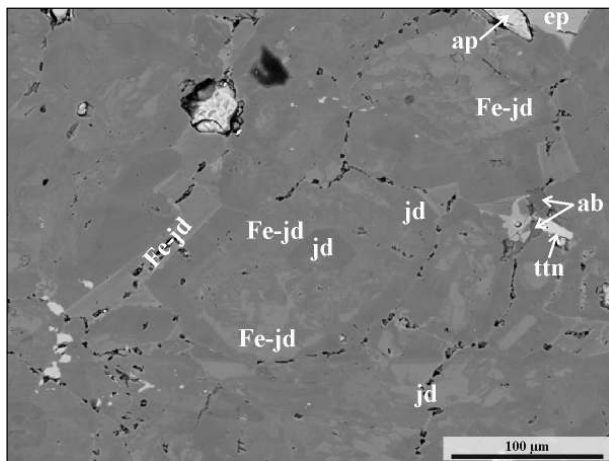
4.3. Omfacitit

Az omfacitit a legritkább nyersanyagtípusok közé tartozik, eddig egy példány került elő belőle. A mérések alapján a piroxén kristályok nagy része omfacit, jadeit mezőbe eső szemcséből csak kevés fordul elő benne. Akcesszóriaként kevés titanitot tartalmaz. Jelentős mennyiségben tartalmaz retromorf ásványfázisokat, albitot, paragonitot, epidotot, kloritot és pumpellyit (6. ábra).

A piroxén csak ritkán mutat szabályos zónásságot (6. ábra). Deformációs szöveti jellegeket nem találtunk.



6. ábra – Az omfacitit piroxénjei nem mutatnak szabályos zonációt. A 106/1882.58 minta sok retromorf ásványt tartalmaz



7. ábra – A vas-jadeititek tipikus zónás piroxénjei. A M6.2010.10B.792.2 minta retromorf fázisokat is tartalmaz

4.4. Vas-jadeitit

A vas-jadeitit gyakori nyersanyagtípus a magyarországi HP metaofiolit anyagú kőeszközök között, 4 darabot ismerünk jelen pillanatban. Benne a piroxén összetétele jadeites és vas-jadeites, omfacit nem jelenik meg ebben a típusban (7. ábra). Gyakori mellékes elegyrész a cirkon és a rutil, de titanit, allanit, apatit, ilmenit, xenotim, monacit és magnetit egyaránt előfordulhat. Retromorf ásványokat egy mintában találtunk (albit, epidot, M6.2010.10B.792.2).

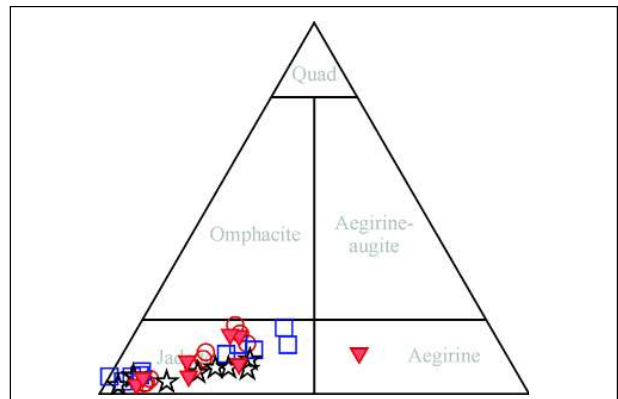
A piroxének általában zónásak, jadeit mag körül vas-jadeit perem található (8. ábra). Deformációs szöveti jellegeket nem figyeltünk meg ezeken a mintákon.

A vas-jadeititek főelem összetétele D'Amico és munkatársai (2003) adataival jó egyezést mutat, nagyobb eltérés a MnO és a MgO értékeknél látható (9. ábra).

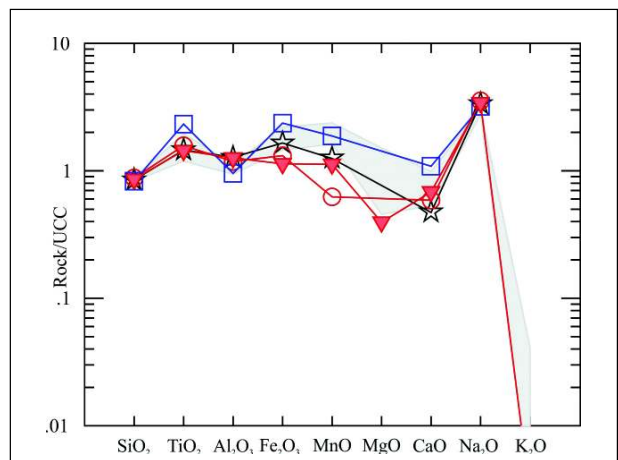
4.5. Vas-kevert jadeitit

A vas-kevert jadeitit viszonylag gyakori nyersanyagtípus, 3 darabot ismerünk jelen pillanatban. Piroxénként jadeitit, vas-jadeitit, omfacitot és/vagy egirinaugitot tartalmaz (10. ábra). Mellékes elegyrészei a cirkon, a rutil, az apatit, az allanit, az ilmenit, a titanit és a gránát. Retromorf ásványokat egy mintában találtunk (klorit, Olad-329).

A piroxének általában zónásak, a legtöbb esetben jadeit mag körül vas-jadeit perem található (10. ábra). Deformációs szöveti jellegeket nem figyeltünk meg ezeken a mintákon.



8. ábra – A vas-jadeititekben a fő összetevő jadeit mellett magas vastartalmú jadeit (vas-jadeit) található.



9. ábra – A vas-jadeititek FKK-ra (McLennan, 2001) normált főelem összetétele D'Amico és munkatársai (2003) adataival

4.6. Glaukofánpala

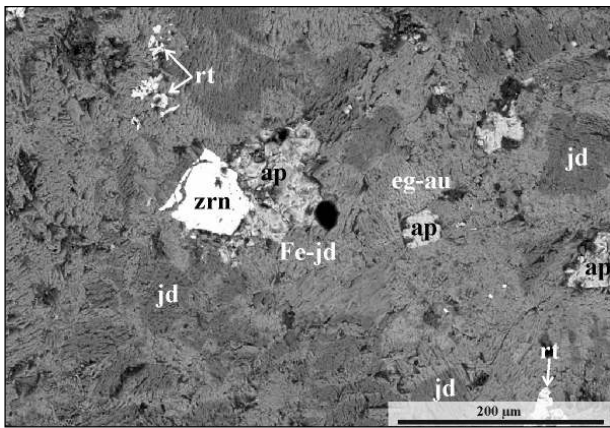
Az alpi eredetű glaukofánpala a magyarországi HP metaofiolit nyersanyagú kőeszközök között nagyon ritka, eddig egy példányt ismerünk. A kőzet eredetileg főleg piroxénből állt, ami részben még megmaradt, emellett azonban nagy mennyiségű glaukofánt (és egyéb retromorf fázisokat, mint pl. epidot) is tartalmaz (11. ábra). A piroxének között az omfacit dominál, a jadeit mennyisége jóval kisebb. Ilmenitet, apatitot és titanitot találunk a mintában mellékes elegyrészként.

A piroxének sokszor szabályos zónásságot mutatnak, ezekben az esetekben omfacit mag körül jadeit összetételű peremet találunk (11. ábra). Más esetekben a piroxén foltosan zónás, ekkor jadeit foltok jelennek meg az omfacitkristályok belsejében. Deformációs szöveti bélyegeket nem találtunk a mintában.

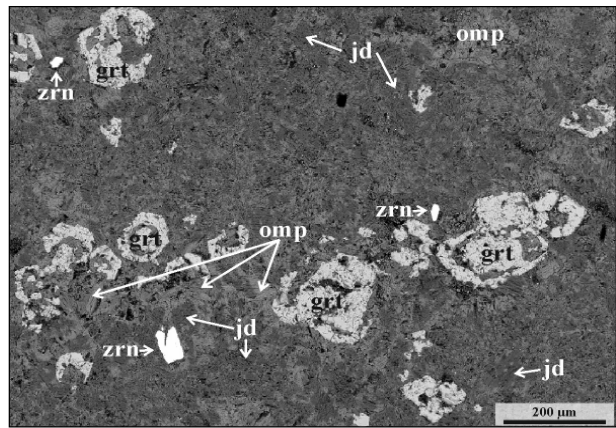
4.7. Magnézium-eklogit

A magnézium-eklogit ritka nyersanyagtípus a magyarországi kőeszközök között, eddig összesen 2 darab ismert. Fő kőzetalkotó ásványai az omfacit, ritkábban a jadeit (66/1883.173 minta) ill. az almandinos összetételű gránát. Mellékes elegyrészként titanit, ilmenit, rutil és cirkon fordul elő. A 66/1883.41 mintában albit, paragonit és epidot jelennek meg, mint retromorf ásványok.

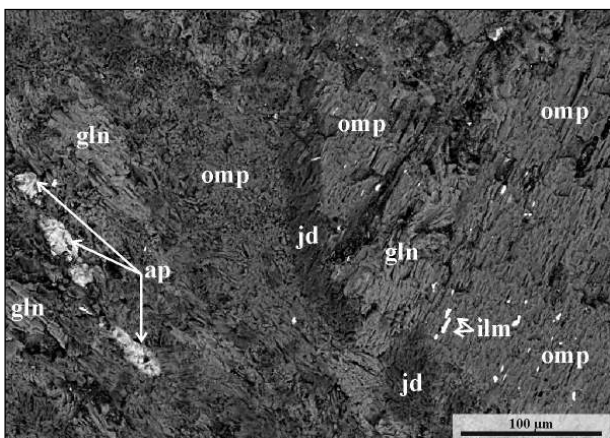
Szövetileg a két minta nagyon különbözik, a 66/1883.41 általában homogén piroxént és gránátot tartalmaz, a 66/1883.173 mintában ezzel szemben zónás piroxént (jadeit mag, omfacit perem) és atoll-gránátot találunk (12. ábra).



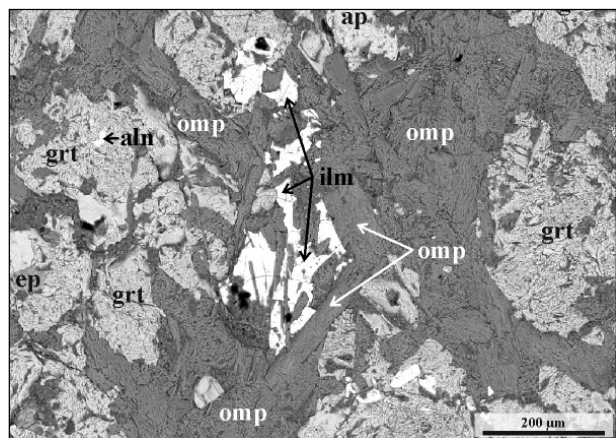
10. ábra – Vas-kevert jadeit szöveti képe, 99.3.1863 minta



12. ábra – Jadeitet is tartalmazó magnézium-eklogit szöveti képe. 66/1883.173 minta



11. ábra – Glaukofánpala szöveti képe, N5/47-1939 minta



13. ábra – Tipikus vas-eklogit szöveti képe, Olad-321 minta

4.8. Vas-eklogit

A vas-eklogit gyakori nyersanyagtípus a magyarországi HP metafoliit nyersanyagú kőszeközök között, jelen pillanatban 4 darabot ismerünk. Fő kőzetalkotó ásványai az omfacit és a magas almandin tartalmú gránát, jadeit ezekben a mintákban nem fordul elő. Leggyakoribb mellékes elegyrész az ilmenit, ezen kívül cirkont, rutilt, apatitot és allanitot találhatunk benne. Az Olad-321 minta retromorf fázisokat, biotitot és epidotot is tartalmaz (13. ábra).

Ezek a minták szöveteleg hasonlóak egymáshoz, a maximum 200 µm-es gránátok omfacit „mátrixban” helyezkednek el. Az M6.2010.10B.3060.3 és a 177/1872.L2 minta piroxénjei zónásak, belül nagyobb jadeit, kívül nagyobb omfacit tartalmú zónák jelennek meg. Ugyanebben a két mintában a gránátok is zónásak. Az M6.2010.10B.3060.3 minta enyhén foliált.

5. Konklúzió

Az elmúlt két évben jelentősen megnőtt a magyarországi gyűjteményekben és lelőhelyeken felismert és megvizsgált HP metafoliit nyersanyagú kőszeközök száma. Korábbi cikkünkben (Szakmány et al., 2013) leírt három darab kőszeközhez képest most 25 kőszeközről állnak rendelkezésre részletes vizsgálati eredmények. A vizsgálatok során alkalmazott roncsolásmentes módszerek bebizonyították, hogy jól használhatók kőszeközök nyersanyagának meghatározására. Az általuk szolgáltatott adatok a nemzetközi szakirodalomban közölt, általában roncsolásos vizsgálatok során kapott eredményekkel is jó egyezést mutatnak.

Vizsgálati eredményeink alapján a kőszeközök nyersanyaga a Nyugati-Alpok, a Voltri masszívum, ill. az Appenninek előterében előfordu-

ló HP metafoliit kőzetekhez nagyon hasonló (D’Amico et al., 2003; Pétrequin et al., 2010 Szakmány et al., 2013). Mindhárom terület a Kárpát-medencétől nagyjából 1000 km-re nyugatra található. Munkánk jelenlegi állapotában még nem tudunk állást foglalni, hogy a nyersanyagok a három előfordulási terület közül pontosan honnan származnak.

6. Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA K 100385 és a JADE2 projektek finanszírozták.

Irodalomjegyzék

- Bendő, Zs., Oláh, I., Péterdi, B., Horváth, E. (2013): Archeometriai Műhely, **10/1**, 51–66.
- D’Amico, C., Starnini, E., Gasparotto, G., Ghedini, M. (2003): Periodico di Mineralogia, **73**, 17–42.
- Dominguez-Bella, S., Cassen, S., Pétrequin, P., Přichystal, A., Martínez, J., Ramos, J., Medina, N. (2015): Archaeological and Anthropological Sciences, online publikálva 2015. feb. 19.
- Klassen, L. (2012): Danish Journal of Archaeology, **1/1**, 86–89.
- McLennan, S.M. (2001): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, **2/4**. DOI: 10.1029/2000GC000109
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G. (1988): American Mineralogist, **73**, 1123–1133.
- Pétrequin, P., Cassen, S., Errera, M., Klassen, L., Sheridan, A., Pétrequin, A.-M. (2010): JADE (monográfia).
- Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs., Szilágyi, V., Starnini, E., Friedel, O., Biró, K. T. (2011): European Journal of Mineralogy, **23**, 883–893.
- Szakmány, Gy., T. Biró, K., Kristály, F., Bendő, Zs., Kasztovszky, Zs., Zajzon, N. (2013): Archeometriai Műhely, **10/1**, 83–92.

A K-AR ÉS A ⁴⁰AR-³⁹AR KORMEGHATÁROZÁS: LEHETŐSÉGEK ÉS KORLÁTOK

Benkó Zsolt, Pécskay Zoltán

Magyar Tudományos Akadémia, Atommagkutató Intézet, Debrecen
e-mail: benko.zsolt@atomki.hu

A hagyományos K-Ar kormeghatározás az 1950-es évek óta – azaz az egyik legrégebben – alkalmazott radiometrikus módszer ásványok és kőzetek korának meghatározására. Segítségével sikerült meteoritok, Holdkőzetek továbbá számos földi eredetű magmás, metamorf és üledékes kőzet korát meghatározni. Magyarországon az első K-Ar radiometrikus kormeghatározásra az MTA Atommagkutató Intézetében 1972-ben a Balogh Kadosa által fejlesztett Ar-kivonó és tömegspektrométer segítségével kerül sor. A Kárpát-medence majd' összes vulkanikus és intruzív képződményének korát K-Ar radiometrikus kormeghatározások alapján ismerjük.

A ⁴⁰Ar-³⁹Ar módszer 1960-as évektől kezdve lassan, majd az tömegspektroszkópia fejlődésével az utóbbi évtizedekben egyre gyorsabban szorítja ki a hagyományos K-Ar módszert. Számos publikációban (pl.: Kelley, 2002) a K-Ar módszer csak, mint kalibrációs, vagy kiegészítő módszer jelenik meg a ⁴⁰Ar-³⁹Ar mellett. A K-Ar radiometrikus módszer iránt tapasztalt csökkenő bizalom, tapasztalataink alapján szinte kizárólag a helytelen mintakiválasztásra, a módszer nem-ismeretére és a kapott analitikai korok félreértelmezésére vezethető vissza. A Velencei-hegység perm granitoid és paleogén andezites kőzetein és nigériai platóbazaltok példáin keresztül mutatjuk be az ásványtani ismeretek, a földtani háttér, a K-Ar módszer ismeretének és az eredmények kritikai értékelésének jelentőségét a radiometrikus kormeghatározásban.

Korábbi mérések alapján a Velencei-hegység gránitjában található biotit kora 137 és 290 millió év között szóródott (n=17 mérés). Cirkonon végzett U/Pb kormeghatározások (Uher, Broska, 1994), bizonyították, hogy a gránit kora perm (274 millió év). Benkó és munkatársai (2014) kimutatták, hogy a gránitintrúzió jelentős területeken a triászban és a paleogén során felfűtést szenvedett el, aminek eredményeképpen a biotitkorok részlegesen fel fiatalodhattak. A terület földtanának alaposabb ismeretében, megfelelő mintaválasztással a nagyszámú mintavétel és mérés elkerülhető lett volna.

A Velencei-hegység paleogén vulkanizmusa a korábbi szakirodalmak (Bagdaszarjan, 1989) szerint eocén-oligocén korú (42-33 millió éves). A szakirodalmat áttanulmányozva kiderül ugyanakkor, hogy a mérés teljes, gyakran mállott kőzeten készült. Az új eredmények szerint (Benkó et al., 2014) a telérek részleges hidrotermás átalakuláson is átesetek, amely jelentős mennyiségű argonnal dúsíthatta a már kikristályosodott kőzetet. Megfelelő ásványszeparátumokon végzett K-Ar korolás és az eredmények izochron diagramon történő feldolgozása egyértelműen bizonyíthatta volna kőzetek tisztán oligocén, 28-31 millió éves korát és az anomálishan magas korok okát.

Hasonlóan Recsken, a Balaton-Darnó vonal menti K-Mátrai paleogén intermedier intruzív-vulkáni szerkezet korát is eocén-oligocénnek (25-40 millió évesnek; Földessy et al. 2008) határozták. Újabb U/Th-He (Arató et al., 2014) és paleontológiai vizsgálatok (Less et al., 2008) alapján ugyanakkor egyértelművé vált a mag-

más összlet oligocén kora (29-30 millió év). A K-Ar radiometrikus kormeghatározás megfelelő, hidrotermálisan nem átalakult ásványszeparátumon való elvégzése már jóval korábban, az U/Th-He módszerhez hasonlóan hibahatárral megadhatta volna a magmatizmus valós korát.

A K-Ar módszer megbízhatóságát bizonyítja, hogy üde, fiatal nigériai platóbazaltokon végzett K-Ar radiometrikus kormeghatározások – egybehangzóan Lanphere (2000) megfigyeléseivel – a ⁴⁰Ar-³⁹Ar módszerrel teljesen egybevethető, közel azonos hibával rendelkező korokat eredményeztek.

A három példa egyértelműen mutatja, hogy a K-Ar kormeghatározás geológusok és fizikusok együttműködésében megfelelő értelmezés mellett éppen olyan jó és megbízható eredményeket szolgáltathat, mint a ⁴⁰Ar-³⁹Ar módszer.

Ugyan a ⁴⁰Ar-³⁹Ar módszer kikerülve a kálium meghatározásának hibáját jelentősen kisebb analitikai hibával terhelt, mint a K-Ar módszer, hasonlóan korlátoltan alkalmazható, ha a magmás kőzet jelentős hidrotermális felülbélyegzést szenvedett el, vagy ha a kálium és az argon is mobilis volt a kőzet kikristályosodása után. A ⁴⁰Ar-³⁹Ar módszer nem alkalmazható kőzetüveg és illit korának meghatározására sem, az úgynevezett „recoil” effektus miatt sem. Diagenetikus folyamatok korának meghatározására a glaukonit és az illit révén csak a K-Ar módszer alkalmazható. Praktikus szempontból tekintve, nemzetközi laborokban a mérésnek mind ideje, mind ára többszöröse a K-Ar módszerének.

Fiatal magmás kőzetek esetében ugyanakkor a ⁴⁰Ar-³⁹Ar kormeghatározás egy kiváló geokronológiai módszer. Termálisan felülbélyegzett vagy metamorf kőzetek termokronológiájának megismerésére pedig a két módszer közül elsősorban a ³⁹Ar-⁴⁰Ar alkalmazandó. Az MTA Atommagkutató Intézetében futó fejlesztések révén terveink szerint hamarosan ismét mód nyílik hazánkban a K-Ar módszer mellett ⁴⁰Ar-³⁹Ar termokronológiai vizsgálatok elvégzésére is, továbbá a fiatal magmás kőzetek (holocén-pleisztocén) korának meghatározására alkalmas Cassignol módszer bevezetésére.

Irodalomjegyzék

- Arató, R., Dunkl, I., Takács Á., Szabó, G. (2014): ISZA absztrakt kötet.
Bagdaszarjan, G.P. (1989): Kézirat. MÁFI, Budapest.
Benkó, Z., Molnár, F., Lespinasse, M., Billström, K., Pécskay, Z., Németh, T. (2014): *Geologica Carpathica*, **65/3**, 177–194.
Földessy, J., Zelenka, T., Benedek, K., Pécskay, Z., Máday, F. (2008): *Geosciences, University of Miskolc, Series A*, **73**, 7–20.
Kelley, S. (2002): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **47**, 785–818.
Lanphere, M.A. (2000): *Quaternary Research*, **53**, 294–301.
Less, G., Báldi-Beke, M., Pálfalvi, S., Földessy, J., Kertész, B. (2008): *Geosciences, University of Miskolc, Series A*, **73**, 57–84.
Uher, P., Broska, I. (1994): *Acta Geologica Hungarica*, **37/1-2**, 45–66.

„VÍZ” A RIOLITOS PIROKLASZTITOK KVARCAIBAN

Biró Tamás¹, Kovács István János², Király Edit², Falus György², Karátson Dávid¹, Bendő Zsolt³, Fancsik Tamás², Sándorné K. Judit⁴

¹ ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

³ ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Közéttan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁴ Bűnügyi Szakértői és Kutatóintézet, Budapest

e-mail: tbiro.gogr@gmail.com

1. Bevezetés, alapvetések

A kvarc gyakori ásvány szilíciumgazdag magmás rendszerekben. A szilikát vázba beépülő kationok (Na^+ , K^+ , Al^{3+} , Ti^{4+} , B^{3+} , P^{5+}) vizsgálata, valamint ezek mennyiségének petrogenetikai indikátorként való használata egyre fontosabb a közétanban (pl.: Müller et al., 2002, 2003; Stalder, Konzett, 2012). A kvarcban, mint névlegesen vízmentes ásványban a hidrogén egyrészt töltéskompenzáló kationként ($\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{H}^+ + \text{M}^{3+}$), másrészt molekuláris vízként (H_2O nanozárványokban) lehet jelen (Stenina, 2004). Elsőként Kats (1962) vizsgálta különböző hidrotermális kvarcok szerkezetileg kötött OH-tartalmát infravörös (IR) spektroszkópia segítségével. Ezt követően mind természetes (törmelékes üledékes – Stalder, 2014; metamorf és gránit képződményekből – Müller, Koch-Müller, 2009), mind kísérletek során létrehozott kvarcok (Stalder, Konzett, 2012) szerkezetileg kötött OH-tartalmát kvantifikálták IR spektroszkópiai módszerekkel. Annak ellenére, hogy a szilíciumgazdag olvadékból táplálkozó robbanásos vulkánkitörésekben egyik leggyakoribb ásvány a kvarc, a piroklasztitok kvarcainak hidrogén tartalma eddig nem képezte szisztematikusan vizsgálat tárgyát.

Legjobb tudásunk szerint elsőként közlünk adatot robbanásos vulkánkitörésekből származó kvarcok víztartalmára vonatkozóan, amelyet víz egyenértékben adunk meg (ppm m/m%). Munkánk során a Bükkalján feltároló riolitos piroklaszt sűrűség ár üledékek (ignimbritek) kvarcainak „víztartalmát” (szerkezetileg kötött OH- és molekuláris H_2O nanozárványokban) vizsgáltuk mikro-FTIR spektroszkópia segítségével. Célunk volt meghatározni i) a hidrogén beépülésének módját, valamint mennyiségét; ii) a „víztartalmat” befolyásoló folyamatokat.

2. Módszerek

Öt feltárásból (Eger, Noszvaj, Tibolddaróc, Harsány, Bogács) gyűjtöttünk be horzsaköveket, amelyekből kvarcsemcséket szeparáltunk. A nem-poláros mikro-FTIR vizsgálatokat random orientációjú, kétoldalt polírozott, ~100–500 μm vastagságú kvarc szeleteken végeztük a víztartalom meghatározása érdekében. E mellett, a kvarcok Ti- és Al-tartalmát LA-ICP-MS, valamint SEM katódlumineszcencia segítségével határoztuk meg, térképeztük fel.

3. Eredmények és következtetések

A vizsgált piroklasztitok kvarcaiban két formában van jelen a hidrogén. Egyrészt szerkezetileg kötött OH-ként, ahol a hidrogén töltéskompenzáló szerepet tölt be Al^{3+} -hoz kapcsolódva. Az Si^{4+}

$\rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{H}^+$ helyettesítéseket a 3378, 3423, 3282 and 3197 cm^{-1} hullámszámoknál megfigyelhető fő elnyelési sávok jelzik. Ezen kívül, a ~3400 cm^{-1} hullámszámnál jelentkező széles abszorpciós jelenség a molekuláris víz jelenlétét jelzi nanozárványok formájában.

A szerkezetileg kötött OH mennyisége átlagosan ~2–5 ppm az általunk vizsgált piroklasztitok kvarcaiban. Ez az érték jóval alacsonyabb, mint a gránitos összetételű kiindulási anyagból különböző hőmérsékleten és nyomáson növesztett kvarcok esetében (~40–140 ppm; Stalder, Konzett 2012).

A szerkezetileg kötött OH mennyisége teljes mértékben függetlennek bizonyult a kvarcok Al^{3+} -zonációjától és a SEM CL felvételeken mutatkozó zónásságtól. Ez a jellemző, illetve az általános alacsony víztartalom arra utal, hogy a végső víztartalom kialakításában a kitorés előtt és/vagy a kitorés közbeni és utáni (lerakódás után) diffúziós kiegyenlítődés játsza a legfontosabb szerepet. A szerkezeti OH diffúziós sebessége ($\ln D = 10\text{--}13 \text{ m}^2/\text{s}$ 550 °C-on; Kronenberg, Kirby, 1987) mindhárom esetre lehetőséget ad.

Összefüggést mutatkozott a vizsgált ignimbritek összesültségi foka (lerakódási hőmérséklete) és a kvarcok víztartalma között. Ez a megfigyelés a lerakódás utáni, viszonylag magas hőmérsékleten (>500 °C) bekövetkező diffúzió fontosságára utal a kezdeti (pre-eruptív) víztartalom módosításában.

Továbbá, 300 μm vastagságig erős ($R=0,86$), lineáris korrelációt figyeltünk meg a Si-O vázrészecskékhöz kötődő 2110 and 1440 cm^{-1} hullámszám közti abszorbanciák integrált területe és a minta vastagsága között. Ezen összefüggés és a bemutatott mérési protokoll (nem-poláros IR spektroszkópia alkalmazása random indikatrix metszeteken) segítségével nagy pontossággal, gyorsan és költséghatékony módon határozható meg random orientációjú kvarcsemcsék víztartalma piroklasztitok esetén.

Irodalomjegyzék

- Kats, A., (1962): Phillips Research Reports, **17**, 33–279.
Kronenberg, A.K., Kirby, S.H. (1987): American Mineralogist, **72**, 739–747.
Müller, A., Koch-Müller, A. (2009): Mineralogical Magazine, **73**, 569–583.
Müller, A., Kronz, A., Breiter, A. (2002): Bulletin of the Czech Geological Survey, **77**, 135–145.
Müller, A., Wiedenbeck, M., Van Den Kerkhof, A.M., Kronz, A., Simon, K. (2003): European Journal of Mineralogy, **15**, 747–763.
Stalder, R., Konzett, J. (2012): European Journal of Mineralogy, **15**, 747–763.
Stenina, N.G. (2004): Bulletin of Geosciences, **79**, 251–268.

SZUBMIKROMÉTERES LÉPTÉKŰ MEGFIGYELÉSEK AZ ÓBRENBERGI CSILLÁMPALÁBAN – HÁROM TEKTONIKAI CIKLUS ELKÜLÖNÍTÉSE

Dégi Júlia¹, Török Kálmán¹, Ralf Schuster²

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² Ausztriai Geológiai Szolgálat, Bécs

e-mail: julia.degi@gmail.com

1. Bevezetés

A polimetamorfózist szenvedett Óbrennbergi Csillámpala fő kőzetalkotó fázisai andaluzit, sillimanit, biotit, plagioklász, káliföldpát és kvarc, amelyek mellett kisebb mennyiségben megjelenhet staurolit, gránát, muszkovit, spinell, korund, ilmenit, rutil, turmalin, monacit és apatit is. Az eredeti üledékes kőzet kémiai heterogenitásának megfelelően a kőzet doménekből épül fel, melyek jól megőrződött több generációs ásványegyütteseket tartalmaznak. Ezek nagy jelentőséggel bírnak a Sopron környéki kristályos aljzat metamorf fejlődéstörténetének, valamint az Alpokhoz való viszonyának meghatározásában. Annak ellenére, hogy a hetvenes évektől 2003-ig számos tanulmány foglalkozott a témával, több kérdés a mai napig megválaszolatlan maradt. Nem pontosan ismertek a pre-alpi és alpi metamorf fázisban lezajlott ásványreakciók és azok egymáshoz való viszonya valamint nagy a metamorf korok bizonytalansága. Ebben a tanulmányban a korábbi megfigyeléseket szubmikrométeres léptékű petrográfiai és ásványkémiai elemzéssel, radiometrikus kormeghatározással és termodinamikai modellezéssel kiegészítve igyekszünk elkülöníteni a különböző tektonikai ciklusokban lezajlott folyamatokat.

2. Eredmények diszkussziója

Az Óbrennbergi Csillámpala három fő mikroszerkezeti doménjében található pre-alpi reliktumok: gránát porfiroblasztokban, andaluzit porfiroblasztokban és plagioklász-káliföldpát-biotit-sillimanit-gazdag rétegekben.

2.1. Gránát porfiroblasztok

Gránátok általában ritkán és nagyon lokálisan találhatók a kőzetben, jellemzően a kevésbé kvarc- és andaluzit-gazdag részekben. Ezekben a doméneken több milliméteres, gyakran szabálytalan alakú gránát porfiroblasztok jelennek meg biotit, kvarc, plagioklász és/vagy muszkovit alkotta mátrixban. A porfiroblasztok kémiai összetételük és zárvaik alapján több zónára oszthatók (1. ábra).

2.1.1. Kémiai zónásság

A zárva mentes, Ca-gazdag magtól (Grt M) kifelé haladva biotit zárvaikat tartalmazó Fe-dúsabb zóna (Grt Z1) helyezkedik el, amelyben a Fe-tartalom növekedésével párhuzamosan kifelé csökken a Ca- és Mn-tartalom. Erre növekszik egy Mn-gazdag zóna (Grt Z2), ahol a Mn-tartalom növekedésével mind a Fe- és Ca-tartalom is csökken. Nagy felbontású elemterképezés alapján biotit szemcsék mellett ez a zóna a gránát szemcse szélétől néhány mikrométer távolságban ér véget, ahol a Fe-tartalom újra emelkedni, míg a

Mn-tartalom csökkenni kezd (Grt Z3). A két zóna határát gyakran a szemcsehatárral párhuzamos ilmenit zárva sor rajzolja ki.

2.1.2 Radiometrikus kormeghatározás

A gránát porfiroblasztok zárva mentes magjait a porított kőzet átlagminták 0,125–0,250 mm-es frakciójából mágneses szeparálással majd sztereomikroszkóp alatt történő gondos kézi válogatással szeparáltuk el. A szeparátumokból savas oldás után Sm-Nd kormeghatározást végeztünk a Bécsi Egyetemen.

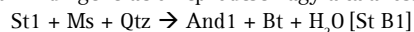
A három pontos izokron korok alapján a pre-alpi gránát magok 330 ± 3 millió évvel ezelőtt képződtek. A kapott eredmény jó összhangban van a korábban a Stájer-medencében mért gránát (321 ± 2 millió év) és monacit (320–330 millió év) korokkal, illetve az Óbrennbergi Csillámpala biotit és fehér csillám frakciójából mért K/Ar korokkal (320–329 millió év; Balogh, Dunkl, 2005), melyek a variszkuszi tektonometamorf eseményt datálják.

2.2. Andaluzit porfiroblasztok

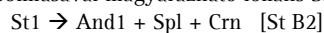
A kőzet jelentős részét adó andaluzit szemcsék általában több centiméteres, megnyúlt porfiroblasztokban jelennek meg, melyek két típusra oszthatók. Az idősebb (And1) generáció gyakran deformált és zárva gazdag, míg a gyakran erre növekedő vagy önállóan megjelenő And2 generáció deformálatlan és zárva szegény. Biotit mindkét andaluzit generációban előfordul zárvaiként, de az And1 generációban ezen felül található sajátalakú sillimanit (Sil1) zárvaik valamint staurolit reliktumok, melyek több generációs fejlődést mutatnak.

2.2.1. Staurolit bomlási és képződési reakciók

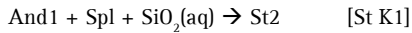
Az And1 porfiroblasztokban jól megőrződött, szabálytalan alakú staurolit reliktumok (St1) akár néhány mm-es méretet is elérhetnek és leggyakrabban biotit zárvaikkal együtt jelennek meg. Eszerint az And1 generáció képződése nagy általánosságban a



reakcióhoz köthető. A staurolit reliktumok közvetlen közelében vagy azzal érintkezésben gyakran figyelhetünk meg több tíz mikrométeres spinell és korund zárvaikat, ami szintén a St1 bomlásával magyarázható lokális SiO_2 -mentes környezetben:

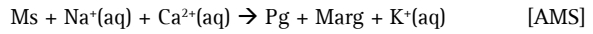


A spinell és korund zárvaik szélén növekedő új, néhány mikrométeres, léces megjelenésű staurolit (St2) kristályok, valamint a nagy staurolit reliktumok szegélyétől néhány tíz mikrométer távolságban megfigyelhető szubmikrométeres spinell zárvaik (2.a ábra) arra utalnak, hogy egy később beszívargó SiO_2 -gazdag fluidum hatására az [St B2] reakció iránya megfordult:

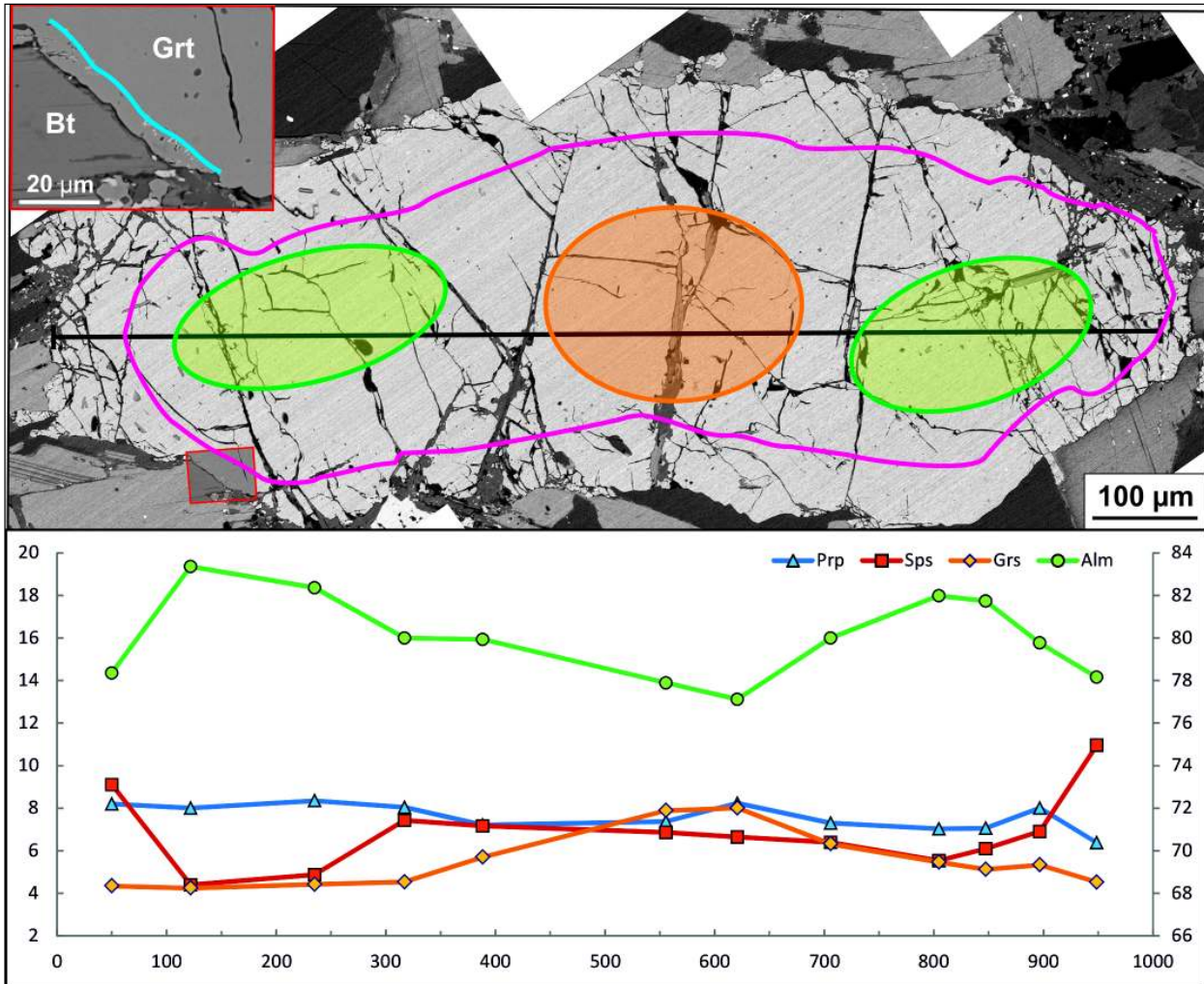


A léces kifejlődésű St2 staurolit szemcsék továbbnövekedéseiben (St3) nagy számú szubmikrométeres kvarc zárvány található, emiatt jellegzetesen szivacsos megjelenésű. Helyenként a kvarc zárványok mellett változatos összetételű fehér csillám (Ms-Pg-Marg) zárványok is megfigyelhetők. Az St3 kristályok és a befogadó And1 között gyakran húzódik 0,2-1 mikrométer széles kvarc sáv, ami helyenként fehér csillám reliktumokat ölel körül (2.b ábra). Ezek

a szöveti bélyegek a biotit és andaluzit közötti prograd reakcióra utalnak, míg a fehér csillám zárványok változatos alkália tartalma kései metasomatikus reakció eredménye lehet:



Az [St K3] reakció megfigyelhető az And1 porfiroblasztok biotit zárványai körül is. Az itt képződött staurolit Zn-tartalma jóval alacsonyabb, mint az St1 és St2 generációban megjelenőké.



1. ábra – Pre-alpi gránát porfiroblaszt visszaszórt elektronképe és kémiai zónássága

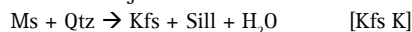
A Grt M, Z1 és Z2 összetételei zónák határát narancs, zöld és magenta kontúrok jelzik. A kép bal felső sarkában a pirossal jelölt képrészlet szerepel kinagyítva, rajta a legkülső Grt Z3 zóna határa kék kontúrral. b) A fekete profil mentén mért gránát összetételek (bal tengely: Prp-, Sps- és Grs-, jobb-tengely: Alm-tartalom %-ban megadva).

2.3. Plagioklász-káliföldpát-biotit-sillimanit domének

A kőzet legnagyobb tömegét ez a domén típus adja. Leggyakoribb fázisai nagy Ti-tartalmú biotit és plagioklász, melyek gyakran körülveszik a gránát és andaluzit porfiroblasztokat. A fiatalabb And2 porfiroblasztokban a nagy Ti-tartalmú biotit zárványként is előfordul. A kisebb mennyiségben megjelenő sillimanit jellemzően szálas kifejlődésű és gyakran összenövést alkot káliföldpáttal vagy csillámokkal. Kisebb mennyiségben legfeljebb néhány száz mikrométeres, zónás gránátok is előfordulnak a doménben. A domén különböző ásványai változatos átalakulásokat mutatnak.

2.3.1. Földpát mikroszerkezetek és reakciók

A káliföldpát jellegzetesen sillimanittal alkot összenövést, ezért a hőmérséklet emelkedés során bekövetkező szilárd fázisú reakcióból származtatjuk:



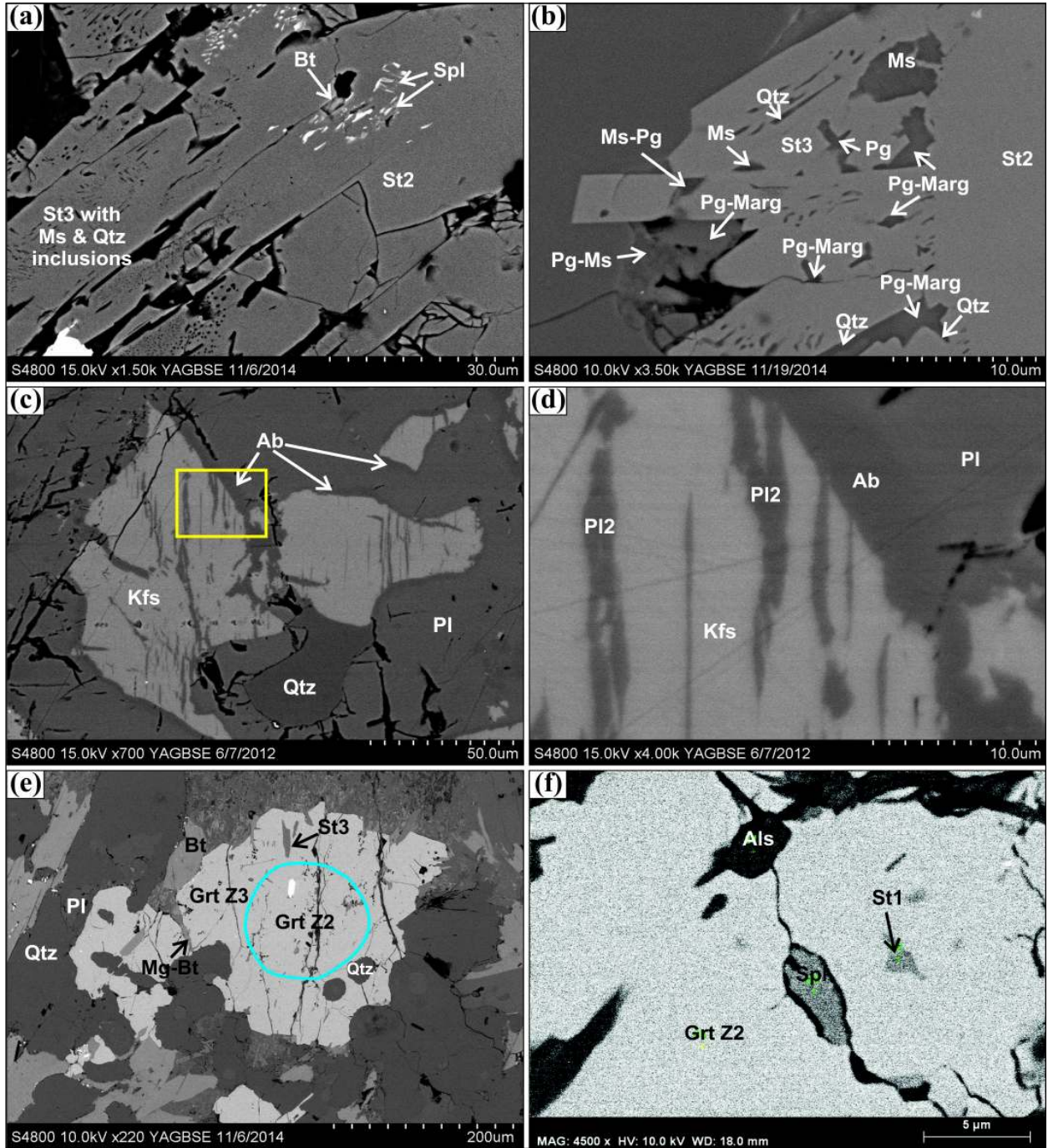
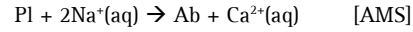
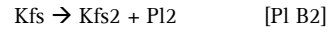
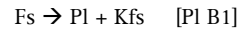
Ezekben a mikroszerkezetekben a káliföldpátot gyakran helyettesíti részben vagy teljesen muszkovit, ami retrograd rehidratációra utal: $\text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ms}$ [Kfs H]

Az akár centiméteres átmérőt elérő plagioklász szemcsék gyakran antipertites fázisátváltást mutatnak (2.c ábra). A zárványokként megjelenő, akár 100 mikrométer szélességet is elérő káliföldpát szemcséken belül néhány mikrométer széles albit-gazdag lamel-

lák figyelhető meg. Ezen felül a befogadó plagioklász és a belőle szételegyedett kálics földpát érintkezésénél a plagioklászban belül kimutatható egy 1-4 mikrométer széles tiszta albit zóna, mely a plagioklász felé diffúzió határokkal bír (2.d ábra).

Ezek alapján két hűlés során bekövetkező és egy metasztatikus

földpát reakció különíthető el:

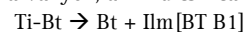


2. ábra – a. And1 porfiróblasztban található staurolit relikttum egymást követő növekedési zónái; b. Kései metasztatikus átalakulást szenvedett csillám zárványok az St3 staurolit generációban; c–d. Pertites fáziszétválás és tiszta albit korona antipertitben a Pl-Kfs-Sill-Bt doménben; e. Pre-alpi Mn-dús maggal (kék kontúrban belül) rendelkező alpi gránát a a Pl-Kfs-Sill-Bt doménben; f. Zn-tartalmú spinell és staurolit zárványok alpi gránát pre-alpi Mn-dús magjában

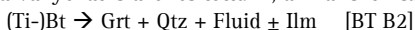
2.3.2. Nagy Ti-tartalmú biotit és reakciói

A nagy Ti-tartalmú biotit gyakran jellegzetes összenövést mutat sillimanittal és több metamorf reakcióban is részt vesz. A szemcsék

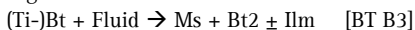
repedései és szélei mentén nagy számban jelennek meg ilmenit zárványok, ami hűlési reakcióra utal:



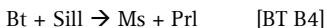
A nagy biotit szemcsék szélein gyakran gránát továbbnövekedés figyelhető meg. Nagy felbontású vizsgálatokkal ezekben az új gránátokban szubmikrométeres fluidum, kvarc és néhol ilmenit zárványokat is azonosítottunk, ami a lenti reakcióra utal:



Ezen felül sok helyen megfigyelhető muszkovitosodás, ami akár az egész szemcsét felemészti:

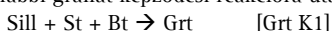


A reakció során képződő Bt2 biotit generáció kis Ti-tartalommal és nagyobb mg#-mal jellemezhető. Kései, szubmikrométeres lép-tékű reakcióban a biotit-sillimanit együttesek pirofillit-muszkovit összenövésékké alakulnak:

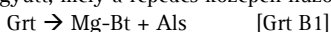


2.2.3. Gránát generációk

A plagioklász-káliföldpát-sillimanit-biotit doménekből megjelenő önálló gránát szemcsék ritkán érik el a néhány száz mikrométeres átmérőt és jellegzetes zónásságot mutatnak (2.e ábra). Mn-gazdag magra, Fe- és Ca-gazdag szegély nő. Összetétele alapján a Mn-gazdag mag a pre-alpi gránát porfiroblasztok Mn-gazdag Grt Z2 zónájának felel meg. Ezen magban szubmikrométeres zárványként megjelenhet az St1 vagy St2 staurolit generációnak megfelelő Zn-gazdag staurolit, spinell és aluminoszilikát (2.f ábra), ami az alábbi gránát képződési reakcióra utal:



A Fe-gazdag gránát szegélyében Zn-mentes staurolit és biotit zárványok találhatók. A biotittal érintkező külső gránát zónák néhány mikrométeres repedései mentén a gránát rovására szubmikronos méretű Mg-gazdag biotit képződik, aluminoszilikáttal együtt, mely a repedés közepén húzódik:



3. Metamorf fejlődéstörténet

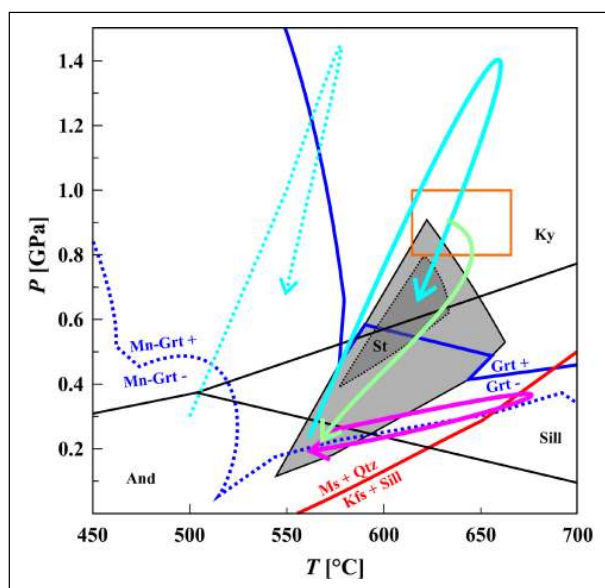
A megfigyelt ásványreakciók, kémiai zónásságok és a radio-metrikus kormeghatározás eredményei alapján az Óbrennbergi Csillámpalában három tektonikai ciklus eseményei különíthetők el (3. ábra).

A kőzet legidősebb megőrződött ásványtársulása 330 millió évvel ezelőtti variszkuszi tektonikai ciklus nyomás maximumán képződött Ca-gazdag gránát mag, ami sillimanittal és feltehetőleg muszkovit átalakulása során képződött staurolittal volt egyensúlyban (0,8–1,0 GPa, 610–660 °C; Török, 1999). A Grt Z2 gránát zóna folyamatosan növekvő Fe-tartalma arra utal, hogy a nyomás csúcsot időben kissé eltelve követte a hőmérsékleti maximum. Az idősebb andaluzit generáció képződése az [St B1] és [St B2] reakcióban 0,3 GPa alatt, 550 °C körüli hőmérsékleten a variszkuszi ciklus retrográd ágához köthető.

A permotriász magas hőmérsékletű esemény (Balogh, Dunkl, 2005) hőmérsékleti maximumán (kb. 670 °C Török, 1999) nagy Ti-tartalmú biotit, muszkovitból képződött káliföldpát-sillimanit összenövés, a Grt Z2 zónának megfelelő Mn-gazdag gránát valamint terner földpátok jelentek meg, valószínűleg olvadék-képződés mellett. A gránát nagy Mn-tartalma arra utal, hogy jelentős nyomás növekedés nem játszódott le ebben a ciklusban (Tinkham et al., 2001). A permotriász retrográd ágban rehidratációs reakciók (muszkovit és staurolit képződése) és a terner földpátok hűlés során történt fáziszétválása következett be. Ekkor képződött a kőzet nagy tömegét adó, deformálatlan, zárványszegény And2 andaluzit generáció is és megkezdődhetett az ilmenit kiválása a nagy Ti-tartalmú biotitokból [Bt B1].

Az alpi tektonikai ciklus kezdetén újabb gránát növekedés indult a [Bt B1] reakció szerint biotit rovására, ami a Grt Z3 zónának felel meg. Ezzel párhuzamosan az andaluzit profiroblasztokon belül a biotit staurolittá alakult az [St K3] reakció szerint. Nagy arányú muszkovit képződés feltehetően ehhez a fázishoz köthető. A csúcsmetamorf ásványegyüttesben gránát, biotit és staurolit tartott egyensúlyt. Ennek alapján a hőmérséklet maximum a Ky-St-Ctd-Grt csillámpalákra meghatározott alpi hőmérsékleteknél (Török, 2003) 50–100 °C-al magasabbnak adódik.

Szubmikrométeres skálán, több az alpi retrográd ágban lezajlott reakció is elkülöníthető. Ilyen a gránát visszaalakulása biotittá feltehetően nagy Al-tartalmú fluidum hatására [Grt B1], a különböző doménekből megfigyelhető alkáli metasomatózishoz köthető reakciók [AMS] valamint a biotit-sillimanit összenövés átalakulása muszkovit-pirofillit együttesé [Bt B4].



3. ábra – Az Óbrennbergi Csillámpala metamorf fejlődése a variszkuszi (zöld nyíl), a permotriász (rózsaszín nyíl) és az alpi (kék folytonos nyíl) tektonikai ciklusban. Sárga téglalap: variszti csúcsmetamorf körülmények Török (1999) alapján, kék szaggatott nyíl: Ky-St-Ctd-Grt csillámpalák alpi metamorf fejlődéstörténete (Török, 2003). A folytonos és szaggatott vonallal határolt ásvány stabilitási mezőket a KFMASH és az MnNCKFMASH rendszerben Tinkham és munkatársai (2001) alapján tüntettük fel.

4. Köszönetnyilvánítás

A kutatás az OTKA PD 104692 sz. posztdoktori kutatási pályázat és a Dégi Júlia számára megítélt Bolyai János Kutatói Ösztöndíj támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Balogh, K., Dunkl, I., (2005): Mineralogy and Petrology, **83/3–4**, 191–218.
 Tinkham, C.A., Stowell, H.H. (2001): Geological Materials Research, **3/1**, 1–42.
 Török, K. (1999): Acta Geologica Hungarica, **42**, 127–160.
 Török, K. (2003): Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen), **179/2**, 101–142.

A HAZAI KIS- ÉS KÖZEPES AKTIVITÁSÚ NUKLEÁRIS HULLADÉKLERAKÓ KONTÉNER BETONJA HOSSZÚ TÁVÚ DEGRADÁCIÓJÁNAK GEOKÉMIAI MODELLEZÉSE

Fintor Krisztián, Nagy Tamás

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: efkrisz@gmail.com

1. Bevezetés

Nukleáris hulladéktárolók hosszú távú biztonságának értékelése során számos, a nukleáris hulladék és a bioszféra hosszú távú izolációját befolyásoló folyamatokat figyelembe kell venni. Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéktárolók esetében ezt az izolálást több elemből álló gátrendszer biztosítja, amely műszaki és földtani gátak csoportjára osztható (Bennett, 2003; Nős, 2009). A műszaki gátak közül a tároló rendszert felépítő betonelemeknek van kulcsfontosságú jelentősége. A beton elemek bár fontos szerepet játszanak a nukleáris hulladék izolálása és retardációja szempontjából, természetes vizekkel érintkezve azonban hosszabb távon olyan kémiai átalakuláson eshetnek át, melyek módosíthatják a hulladéktárolók kialakítása idején fennállt biztonsági viszonyokat. A tanulmányban a hazai kis- és közepes aktivitású nukleáris hulladéktároló beton konténerének hosszú távú degradációjának geokémiai modellezési eredményeit mutatom be.

2. Módszerek

A konténer beton degradációjának modellezéséhez a PHREEQC 2.18 geokémiai modellező szoftvert alkalmaztuk. A konténer beton rendkívül kis permeabilitás értékei alapján csak diffúziós ionvándorlást feltételeztünk és a modellező szoftverrel diffúziós tömegtranszport modellezést végeztünk. A modellezés során azt vizsgáltuk, hogy hogyan hat a gránit befogadó kőzet természetes felszín alatti fluiduma a beton konténer anyagára. A modellezés során a beton konténer falvastagságát 7 cellára osztottuk fel.

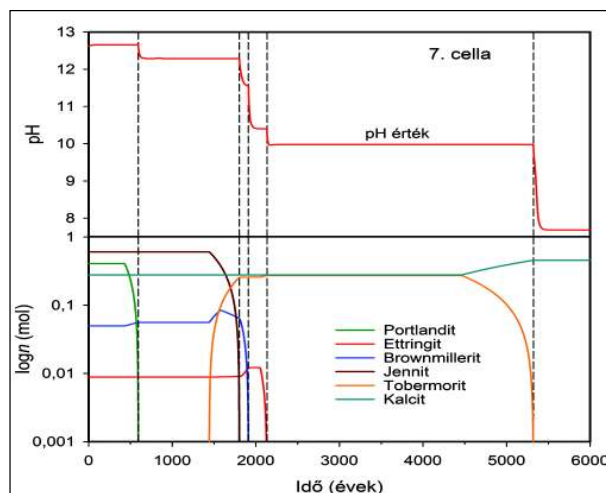
3. Eredmények

A pH változása a 7. cella végén jól jelzi az egyes degradációs szakaszokat, ami alapján 3 jellegzetes degradációs szakaszt figyelhetünk meg (1. ábra).

Az egyes szakaszok jól összeegyeztethetők a betont alkotó ásványfázisok kioldódásával (1. ábra). Az első pH csökkenési szakasz jól a portlandit kioldódásával (~600 év) magyarázható. A második pH csökkenési szakasz (~1800-2200 év) három kisebb lépcsőre osztható. Az első pH lépcső a legjelentősebb C-S-H fázisnak a jennitnek a kioldódásához köthető. A második lépcső a legellenállóbb klinker ásvány a brownmillerit, míg a harmadik lépcső az ettringit kioldódásával hozható kapcsolatba. A harmadik igen jelentős pH csökkenési szakasz a második szakaszt csak nagyon hosszú idő múlva követi, és a jennitet helyettesítő tobermorit kioldódásához

kapcsolódik. A pH görbe lefutása alapján a konténerbeton teljes kémiai degradációja kevesebb, mint 6000 év alatt bekövetkezik.

Az egyes ásványfázisok mennyiségének alakulását tekintve a beton keresztmetszeti profiljában megállapítható, hogy a valamennyi fázis különböző sebességgel, de eltűnik a betonból. Ez alól egyedül a kalcit jelent kivételt, amelynek kiindulási mennyisége többszörösére növekszik meg a gránitvíznek kitett beton felszín pár cm vastag kérgében.



1. ábra – A pórusvíz kémhatásának valamint az egyes ásványfázisok anyagmennyiségének változása az idő függvényében a 7. cella végén

Köszönetnyilvánítás

A kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 Nemzeti Kiválóság Program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Irodalomjegyzék

- Bennett, D. (Ed.) (2003): Engineered Barrier Systems and the Safety of Deep Geological Repositories, 70 p.
Nős, B. (2009): Nukleon, **2/42**, 1–3.

AZ ÁSOTTHALOM KÖRNYÉKI METAMORF ALJZAT KÖZETTANI FELÉPÍTÉSE ÉS ÁTALAKULÁSI FOLYAMATAI

Fiser-Nagy Ágnes, Mészáros Előd, Varga Andrea, M. Tóth Tivadar, Schubert Félix

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: meszaros.elod@gmail.com; raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A neogén Pannon-medence nem egy egységes depresszió, hanem számos részmedencéből (pl.: Szegedi-medence, Makói-árok, Békési-medence) felépülő medencerendszer, amelyeket pre-neogén kristályos és üledékes kőzetekből álló aljzatmagaslatok választanak el egymástól. A részlegesen kiemelkedett aljzati hátak fontos szerepet játszanak a szomszédos medencék hidrogeológiai folyamataiban, valamint diagenetikus fejlődésük kialakításában. Az aljzatmagaslatok kristályos kőzetegyüttese, továbbá a paleozoos és mezozoos fedőképződmények, valamint a neogén medencekitöltés közötti víz-kőzet kölcsönhatások jellegéről és jelentőségéről azonban kevés az információ.

Munkánkban az Ásotthalom környéki metamorf aljzat reambulációjához kapcsolódva a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékének aljzati kőzetgyűjteményéhez tartozó archív mintákat és vékonycsiszolatokat vizsgáltuk annak érdekében, hogy a metamorf kőzetek posztmetamorf átalakulási folyamatait feltárjuk. Kutatómunkánk az OTKA K 108375 sz. projekt támogatásával valósult meg.

1.1. A Kelebiai Komplexum meghatározása

A Pannon-medence DK-i részének alaphegységi szinten erősen tagolt területét négy, jelenleg is jól elkülöníthető neogén szerkezeti egység építi fel (Ny-ról K-felé haladva): a Szegedi-medence, a Makó-Hódmezővásárhelyi-árok, a Battonya-Pusztaföldvári-hát és a Békési-medence. A jelenleg érvényben lévő hazai nagyszerkezeti beosztás szerint (Haas et al., 2010) a Szegedi-medence területén a Tiszai-főegységen belül a takarós, pikkelyes felépítésű Békés-Codru-i zóna képződményei a Villány-Bihari-zóna kőzetegyüttesére tolódnak. Ennek megfelelően a dél-alföldi terület egységesen a Békés-Codru-i zónához tartozik. Ettől eltérően több nemzetközi publikációban (pl.: Schmid et al., 2008; Matenco, Radivojević, 2012) az Algyői-aljzatmagaslat keleti részét a Kisbihari-takarórendszer részeként kezelik (1. ábra). Matenco és Radivojević (2012) szerint a Békés-Codru-i zóna délnyugati részén (hazánkban ez a kutatásunk tárgyát képező Kelebiai Komplexum területét érintheti) a mélyebb szerkezeti helyzetű Villány-Bihari-zóna kristályos képződményei – tektonikai ablakban – kiemelkedtek a környező Békés-Codru-i takarók alól. Ez az értelmezés nem hagyható figyelmen kívül a kutatásunk célját képező metamorf aljzati terület korrelációjakor.

A hazai szakirodalomban a Békés-Codru-i szerkezeti öv kristályos képződményein belül a Kelebia-üllési metamorfittal összefüggésbe tartozik a vizsgált terület, amelyet Szederkényi definiált (Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998). Kutatásaink szintézisszerű összefoglalása alapján megállapította, hogy a Duna-Tisza-köze déli részén, Madaras, Kunbaja, Csikéria, Kelebia és Ásotthalom területén található az

Alföld kristályos aljzatának a felszínhez legközelebb eső vonulata. Ebbe a szerkezeti alegységbe sorolta a környező, Öttömös, Ruzsa, Üllés, Forráskút és Kiskundorozsma településekkel lehatárolható terület kristályos aljzatát is, amit később Kelebiai Komplexumnak nevezett el (Szederkényi, 1998, 2001).



1. ábra – A dél-alföldi terület nagyszerkezeti helyzete (Schmid et al., 2008 alapján módosítva)

1.2. A Kelebiai Komplexum kőzettani felépítése

A korábbi leírások szerint uralkodóan erősen gyűrt, néha pásztákban töredezett, kétsillámú csillámpala (helyenként kloritpala) alkotja az ismeretlen vastagságú, kis- és közepesfokú metamorfittokból álló összletet (Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998; Haas et al., 2001). A komplexumban előforduló további jellegzetes metamorf kőzettípusok a következők (Fülöp, 1994): biotitpala (Madaras-Kelebia közötti terület), kétsillámú kvarcpala, kétsillámú gneisz, ortogneisz (Kelebia és Ásotthalom környezetében betelepülésként a kristályospalában), leptinit (savanyú metatufa), gránátos amfibolgneisz, amfibolit (Öttömös).

A részletes petrográfiai vizsgálatok alapján (Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998) az Ásotthalom környéki aljzati területen domináns kétsillámú pala szövete lepidoblasztos-granoblasztos jellegű, gránát jelenlétében porfiroblasztos. Jellemző ásványos összetétele: kvarc, plagioklász, biotit, muszkovit, \pm almandin, \pm klorit. A káliföldpát alárendelt, a leptinit tufaeredetű alkotója. Járulékos elegyrészként turmalin, apatit, pirit és ilmenit azonosítható. Fülöp (1994) és Szederkényi (1998) elkülönítette a blasztomilonit jellegű kőzetkifejlődést, amiben a laterálszekrécións kvarc jelentőségét emelték ki. Az Ásotthalom környéki fúrások maganyagának vizsgálata alapján megállapították, hogy ott a csillámpala mellett jelentős a gneisz mennyisége (kb. 20%). A csillámpala és a gneisz mellett protolitját tekintve orogén vulkáni asszociációba sorolható premetamorf kőzetek feltételezhetőek, amelyek metamorf átalakulása eredményezte az

amfibolit, ortogneisz és a leptinit lokális megjelenését (Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998).

Kunbaja és Kelebia térségében felső-kréta kvarcdiorit intrúziók és dájok (granodiorit települések: „banatit”) találhatóak a metamorf összletben (Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998). Ezeket a teléreket a kristályos palában néhány méteres, turmalinos kontaktzóna kíséri (Szederkényi, 1998).

A Kelebia környéki metamorfitt összelethez sorolta Fülöp (1994) az eltérő közettani felépítésű kiskundorozsmai területet. A kristályos aljzat felső részét itt szürke és sötétszürke gránátos kétszilámú pala, alsó részét zöldesszürke biotitos paragneisz alkotja. A kristályospala rétegsort vörösbarna–szürkészöld amfibolitpadok, fehér kvarcit rétegtagok és ritkán vékony, kristályos dolomit és fehér márvány betelepülések szakítják meg. A későbbi összefoglaló irodalmak a dorozsmai területet már a Tiszai Komplexumhoz, illetve a Csongrádi Komplexumhoz sorolják (Szederkényi, 1998; Császár, 2005). A dorozsmai terület reambulációját M. Tóth (2008) végezte el.

A szakirodalom szerint a Kelebiai Komplexumban a kristályos aljzat metamorf kőzetei kis- és közepesfokú metamorfózist szenvedtek $p=4,5-6$ kbar nyomással és $470-500$ °C hőmérséklettel. A képződmények polimetamorf jellegűek, ami egy kezdeti almandin–amfibolit fáciesű, közepesfokú, progresszív, regionális metamorfózist, majd egy azt követő tektonikus metamorfózist jelent. Ez utóbbi folyamat felelős a blasztomilonit, milonit kialakulásáért (Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998; Haas et al., 2001). Szederkényi (1998) alapján az egész Kelebiai Komplexum felső 2–70 m-es szakasza szericit-muszkovitpala, amit perm előtti felszíni hatások okozhattak.

2. Az Ásotthalom környéki metamorf aljzat petrográfiai jellemzői

2.1. Makroszkópos megfigyelések

A vizsgált kőzetanyag döntően szürke, zöldesszürke színű, jól fejlett foliációval rendelkező, gneisz szerkezetű metamorf (klorit-muszkovitgneisz, kloritos muszkovitgneisz, kloritgneisz, biotitos muszkovitgneisz). A makroszkópos és a binokuláris mikroszkópi megfigyelések alapján általában kvarc+földpát+muszkovit ásványos összetételű domének és muszkovit+klorit±biotit+kvarc domének váltakozása figyelhető meg. A filloszilikátban, elsősorban kloritban gazdag sávok színe sötétebb, zöldesszürke, esetleg fekete. Több mintában nagyméretű, fehér, laterálszekrécios kvarc domének szintén megjelennek, melyek gyakran breccsásodtak. Egyes kőzetpéldányokban elszórtan sajátalakú, fekete turmalinszemcsék azonosíthatók. Gyakori a metamorf kőzetek mechanikai aprózódása, repedezettsége, ami breccsás és kataklázos szövet kialakulását eredményezte. A foliációval párhuzamosan, illetve arra merőlegesen vékony (általában néhány mm-es) hajszálerek futnak, melyek kitöltése rozsdabarna–fehér karbonátfázis (sziderit?).

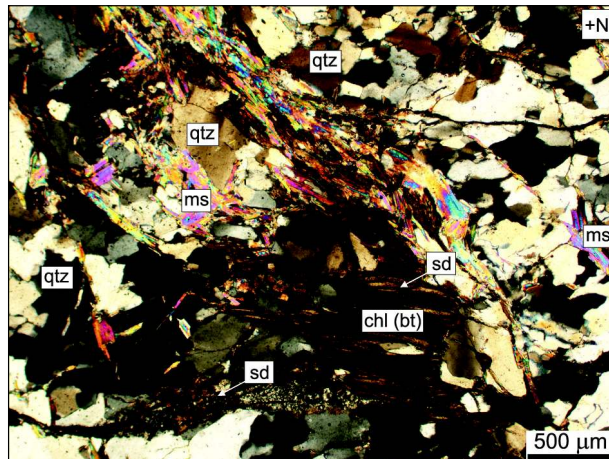
2.2. Mikroszkópi megfigyelések

A polarizációs mikroszkópi megfigyelések alapján az Ásotthalom környéki metamorf aljzat uralkodó kőzettípusa kétszilámú gneisz, illetve kétszilámú csillámpala, melyet alapvetően kvarc+muszkovit(+szericit)±klorit±biotit±földpát±gránát ásvány-társaság alkot. A területen emellett alárendelten (egy minta a vizsgált gyűjteményben) metabázit szintén előfordul, ami erősen átalakult, szinte teljesen karbonátosodott.

A metamorf aljzatot reprezentáló kőzetek általában jól foliáltak, ritkán tömött szövetűek, helyenként mikroredőket, gyűrt részeket tartalmaznak. Általánosan jellemző a kvarc±földpát sávok és len-

csék, illetve a vékonyabb-vastagabb muszkovit±szericit±klorit±biotit kötegek váltakozása (2. ábra).

A kvarc rendszerint mozaikos szövetű, nem, vagy enyhén deformált (unduláló kioltás, enyhén lobatikus szemcsehatárok) halmozokat alkot; elvétve, kisebb doménekben közel ekvigruláris



2. ábra – Kétszilámú csillámpala az Ásotthalom környéki metamorf aljzattól (Ásotthalom–21, ÁGK–200)

Rövidítések: qtz = kvarc; ms = muszkovit; chl (bt) = kloritosodó biotit, illetve biotit utáni klorit pszeudomorfóza; sd = sziderit.

szövetet mutat. A töredezettség részeken erősen unduláló kioltású, szubszemcsés, helyenként jelentős mértékű rekrisztallizáció jellemzi.

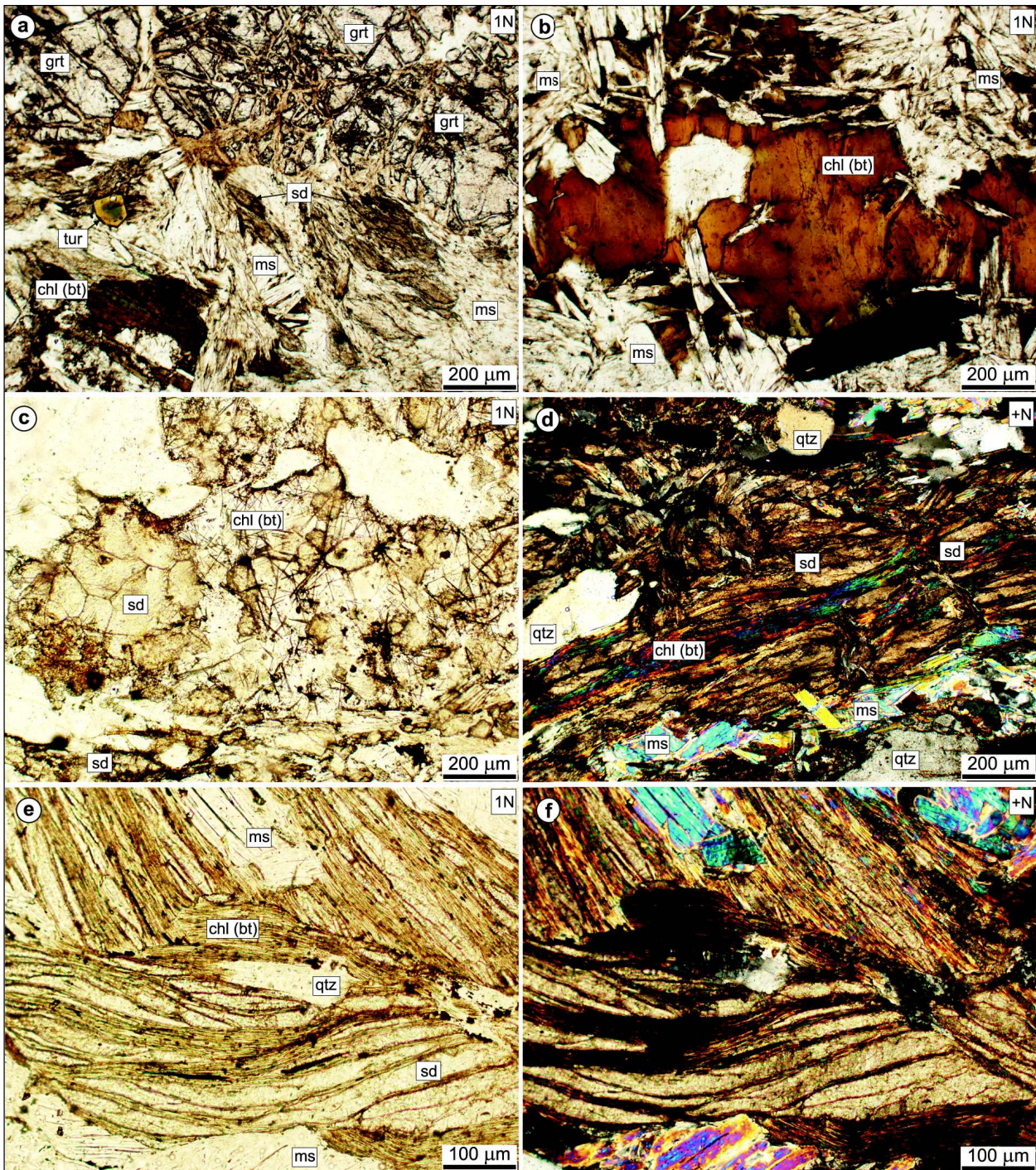
A nagyméretű (2–4 mm), táblás földpátok zárványdúsak (muszkovit, kvarc, néhol saját alakú, kisméretű, ~100 µm-es gránát), rezorbeált pereműek, erősen szericitesedett szemcsék. Központi részükön helyenként mirmekites szövet figyelhető meg (féregszerűen elhelyezkedő kvarc zárványok), máshol növekedési zónák észlelhetők. Ritkán megjelenik egy második földpát generáció, melyet szintén nagy (~1–1,5 mm), táblás szemcsék alkotnak, kevés, kisméretű opak zárvánnyal. Ezek rendszerint üdék, gyakran ikresek, a foliáció irányát követő elnyúlt szemcséik rezorbeált pereműek.

A csillámkötegek jellemzően muszkovittól és több-kevesebb biotittól állnak. A biotit ritkán üde, sokszor szagenitrácson, jellemzően klorittá vagy agyagásvánnyá alakult, expandálódó lemezei között karbonátkiválások (sziderit) vannak, helyenként a karbonátfázis teljesen kiszorítja, illetve helyettesíti. A biotit nagyobb szemcséi (400–600 µm) általában változó nagyságú szőget zárnak be a mátrix jellemző foliációs irányával. A muszkovittippkelyeket rendszerint finomszemcsés szericit kíséri, jellemzően ez adja a kőzet általános foliációját, helyenként kinkek, mikroredők tagolják. A csillámkötegek által közrezárt kvarc+földpát sávokban megfigyelhető kisebb csillámlemezek gyakran a foliációval szőget bezárva, ahhoz lapos szögben odasimulva jelennek meg (3. ábra).

A helyenként előforduló nagyméretű gránátszemcsék (~1 mm) szinkinetikus(?) porfiroblasztokat alkotnak; rendszerint zárványsegények, töredezettek, gyakran teljesen átalakult kloritos pszeudomorfózákat.

Járulékos elegyrész a jellemzően kék maggal megjelenő, helyenként egészen nagy szemcséket (0,5–1 mm) alkotó, sokszor töredezett turmalin, továbbá a rutil, a cikron és az apatit. A turmalin szöveti helyzete alapján egyértelműen posztmetamorf eredetű. A szétterjedt kristálytagok között karbonátfázis kiválása figyelhető meg.

A kőzetet átszelő litoklázisokban, illetve a foliációt kijelölő csillámdús doménekben gyakori a pirit és a barna sajátszínű, nagy törésmutatójú karbonátfázis megjelenése. Optikai tulajdonságai alapján ez legnagyobb valószínűséggel sziderit. Gyakran lencse-



3. ábra –Átalakulási folyamatok (biotit kloritosodása, expansziója, szideritkiválás) az Ásotthalom környéki metamorf aljzattól

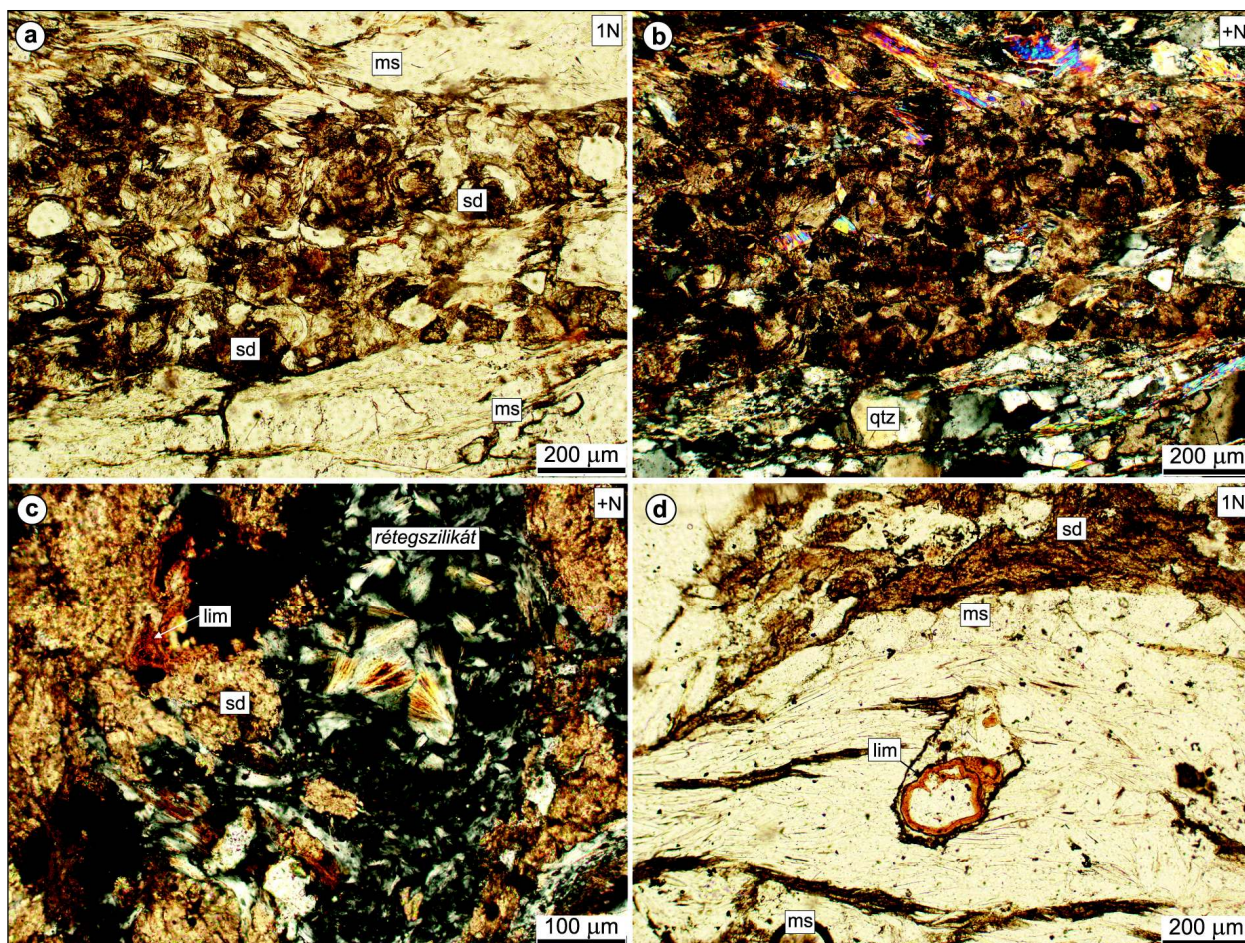
a) és b) Ásotthalom–2, ÁGK–164; c) Ásotthalom–6, ÁGK–177; d) Ásotthalom–15, ÁGK–182; e) és f) Ásotthalom–21, ÁGK–200. Rövidítések: qtz = kvarc; ms = muszkovit; chl (bt) = kloritosodó biotit, illetve biotit utáni klorit pszeudomorfoza; sd = sziderit; grt = gránát; tur = turmalin.

szérű, illetve romboéderez kristályokat alkot a biotit expandálódó lemezei között, de számos esetben helyettesíti azt. A sziderit gömbös, illetve bekérgező morfológiával, továbbá tömeges halmazok formájában szintén megjelenik (4. ábra).

Egyes mintákban a pirit és a sziderit oxidációja figyelhető meg, ezt Fe-oxid/hidroxid-fázis (limonit, hematit) megjelenése kíséri (4. ábra). Az érkitöltő karbonátfázis mellett, illetve a biotit átalakulási termékeként helyenként szintelen rétegszilikát jelenik meg, ami nagy valószínűséggel agyagásvány (kaolinit/dickit).

3. Következtetések

Ásotthalom térségében a döntően kétszálú csillámpalából, illetve gneiszből felépülő, valószínűleg magmás eredetű aljzati közettest közepes fokú, feltehetően többfázisú metamorfózist szenvedett (polimetamorf), mely később valamilyen tektonikus hatásra helyenként összetöredezett, egyes részeken breccásodott, kataklázosodott zónákat tartalmaz. Néhány további, jellegzetesen kiömlési vagy mélységi magmás szövetet mutató kőzetdarab is előfordul, melyek a breccás–kataklázosodott zónákban alkotnak klasztoztok.



4. ábra –Kiemelkedésre, meteorikus kitettségre utaló fázisok az Ásotthalom környéki metamorf aljzat kőzeteiben
a) és b) Ásotthalom–24, ÁGK–204; c) és d) Ásotthalom–21, ÁGK–200. Rövidítések: qtz = kvarc; ms = muszkovit; sd = sziderit; lim = limonit (Fe-oxid/hidroxid).

A karbonátos (valószínűleg sziderit), illetve Fe-oxidos/hidroxidos, agyagásványos kitöltések, az intenzív átalakulások (pl. plagioklász szericitesedése, muszkovit szericitesedése, biotit kloritosodása, agyagásványosodása) alapján feltételezhető, hogy a metamorf aljzat kiemelkedett, a felső része egykori felszíni eróziós hatásoknak volt kitéve, ezek eredményeként mállást szenvedett. A repedések és a foliációs síkok mentén tehát meteorikus fluidumok átalakító hatásával kell számolnunk. Ez alátámasztja Szederkényi (1998) korábbi feltételezését. Véleményünk szerint azonban a felszíni kitettség nem perm előtti (bár ez a rendelkezésre álló adatok alapján nem cáfolható), hanem fiatal (neogén) kiemelkedéshez köthető. Erre utal a fragmentálódott turmalinkristályok közötti karbonátos cement, hiszen a vizsgált metamorfittban Szederkényi (1998) a felső-kréta banatit intrúziókhöz kapcsolja a turmalin megjelenését. A kristályok átalakulása így ennél fiatalabb folyamatok eredménye lehet.

Irodalomjegyzék

- Császár, G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- Fülöp, J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II., Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- Haas, J., Hámor, G., Jámor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A., Szederkényi, T. (2001): Geology of Hungary. Eötvös Kiadó, Budapest, 317 p.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- Matenco, L., Radivojević, D. (2012): Tectonics, **31** (TC6007), 31 p.
- M. Tóth, T. (2008): MTA Doktori értekezés, Szeged, 399 p.
- Szederkényi, T. (1998): In: Bérczi, I., Jámor, Á. (Eds.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 93–106.

A SZEGEDI-MEDENCE TRIÁSZ KARBONÁTKÖZETEINEK VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

Garaguly István, Raucsik Béla, Varga Andrea, Schubert Félix

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: garagulyistvan@gmail.com

1. Földtani háttér

A Pannon-medence DK-i részének egyik alaphegységi szinten jól elkülöníthető neogén szerkezeti egysége a Szegedi-medence. A medence – és közvetlen környezete – hazánk legjelentősebb szénhidrogén termelő területe.

A terület aljzatát döntően a Békés–Codrui egység gyűrt takarós szerkezete építi fel, mely a terület ÉNy-i részén a Villány–Bihari-egységre tolódik. A terület aljzatszerkezetét ÉNy-i vergenciájú mezozoos kompressziós szerkezetek (pikkelyek, áttolódások) és azokra merőleges, ÉNy–DK-i csapású kainozoos normálvetők határozzák meg. A 2500–7000 m vastag neogén üledéksorral kitöltött medence pre-neogén aljzatát gyűrt variszkuszi metamorfitek, perm törmelékes és vulkáni képződmények, germán jellegű alsó-triász sziliciklasztos kőzetek, valamint középső-triász platform fáciesű dolomitok alkotják. A területen fiatalabb mezozoos képződmények nem ismertek (Horváth, Maros, 2012).

A Szegedi-medence legáltalánosabban elterjedt mezozoos képződménye a középső-triász sekélytengeri, sötétszürke dolomit, mely a Szegedi Dolomit Formáció nevet viseli. Elterjedési területének jelentős részén közvetlenül a kristályos aljzatra, néhol az alsó-triász összletre települ. Fedőjében a Szegedi-medence területén mindenhol jelentős eróziós diszkordanciával települ a neogén sorozat. Álvastagsága a lepusztulás mértékétől és a szegedi valamint az üllési területen kimutatott rétegméteklődések függvényében 20–670 m között változik (Bércziné, 1986).

A Szegedi Dolomit Formáció eddigi legátfogóbb diagenezis-történeti vizsgálatát Horváth (1990) végezte, amely során három különböző átkristályosodási dolomittípust, egy poruskitöltési dolomittípust, illetve négy hasadékkitöltési és breccsásodási fázist különített el.

2. Minták és módszerek

Jelen kutatás során üllési és mórhalmi mélyfúrásokból származó magminták vizsgálatát végeztük el. A kiválasztott minták döntő többsége átkristályosodott triász dolomit, kisebb része mészkő. Már a makroszkópos és polarizációs mikroszkópos vizsgálatok során is több különböző repedéskitöltő illetve közetstövet típus vált elkülöníthetővé. A karbonátfestési vizsgálatok eredménye alapján a minták többsége átkristályosodott, vasmentes dolomit. Az esetleges rejtett szöveti bélyegek feltárásának céljából a minták UV és katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatát is elvégeztük. A fenti két, lumineszcens tulajdonságokon alapuló vizsgálati módszert alkalmazva bizonyos elemek jelenlétének akár néhány ppm nagyságrendű különbsége is kirajzolódhat a

vékonycsiszolati képeken. Ahol a gerjesztésen alapuló mikroszkópos vizsgálatok indokoltá tették, ott a méréseket pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal egészítettük ki.

3. Eredmények

Petrográfiai megfigyeléseink során sikerült beazonosítani a korábban leírt repedéskitöltő képződményeket, ezek relatív sorrendjét további két törési és két sztilolit képződéssel járó eseménnyel egészítettük ki, továbbá számos lokális jelentőségű repedéskitöltő típust is megfigyeltünk.

Az UV mikroszkópos vizsgálatok eredményei alapján az üllési mintaterületre vonatkozóan megállapítható, hogy a legfiatalabb repedéskitöltő generáció intenzív UV fluoreszcenciát mutató pátos dolomit cement, melyhez pirit kristályok illetve opak szerves anyag társul.

A Horváth (1990) által is leírt, feltehetően az egész Szegedi-medence területén megjelenő nyereg dolomit típus katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálati eredményei olyan párhuzamokat mutatnak az üllési és mórhalmi minták között, ami alapján felvetődik a kérdés, hogy az egymástól néhány 10 km távolságra levő aljzati előfordulások hogyan korrelálhatók. Kérdéses továbbá, hogy a nyereg dolomitok kialakulása a diagenezis történet egy konkrét időszakára jellemző, vagy pedig időben egymástól elkülönülve, több ciklusban, de hasonló geokémiai környezetben alakultak-e ki.

Az alkalmazott képalkotási módszereknek köszönhetően számos esetben igazoltuk a tektonitok jelenlétét és a töredezettség magas fokát olyan kőzetekben ahol ez az előzetes leírások és a polarizációs mikroszkópos vizsgálatok alapján sem volt egyértelmű. Ezek alapján valószínűsíthető, hogy a régi kútkönyvi leírásokra épülő rétegoszlopokban, földtani szelvényeken a tektonitok általában alulreprezentáltak. Mindez felveti egy tektonikus szemléletű felülvizsgálat szükségességét a területen.

Köszönetnyilvánítás

Jelen tanulmány a K 108375 témaszámú OTKA projekt támogatásával, és a MOL Nyrt-vel kötött együttműködési megállapodás keretében készült.

Irodalomjegyzék

Bércziné Makk, A. (1986): SzKFI jelentés, kézirat, MOL Rt. Adattár.
Horváth, A. (1990): Egyetemi Doktori értekezés. Kézirat, ELTE, Budapest, 107 p.
Horváth, Z., Maros, Gy. (Eds.) (2012): ELGI–MÁFI–MBFH–NeKI jelentés, Budapest, 182 p.

POVEGLIANO-VERONESE (OLASZORSZÁG) KELTA TEMETŐ KERÁMIÁI: NYERSANYAGVÁLASZTÁS, KÉSZÍTÉSTECHNIKA

Gherdán Katalin¹, Kázmér Mikós², Weiszbürg Tamás³, Szakmány György⁴, Szabó Dániel⁵, Fábry Nicola⁵

¹Pásztói Múzeum, Pásztó

²Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszék, Budapest

³Eötvös Loránd Tudományegyetem Ásványtani Tanszék, Budapest

⁴Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁵Eötvös Loránd Tudományegyetem Régészettudományi Intézet, Budapest

e-mail: gherdankata@hotmail.com

1. Bevezetés

A kerámiák régészeti és archeometriai vizsgálatának fontos szerepe van egy-egy régészeti lelőhely elemzésekor, hiszen ez a lelet-típus kerül elő leggyakrabban az ásatások során. A kőzettani és ásványtani vizsgálatok elsődleges célja általában a származási hely meghatározása, de a vizsgálatok információt szolgáltathatnak a kerámiák kiégetésének körülményeiről és a betemetődés során történt átalakulásokról is (Heiman, Maggetti, 2014).

Munkánk 40 késő vaskori kerámia kőzettani és ásványtani vizsgálatának eredményeit mutatja be. A lelőhely, Povegliano-Veronese kelta temetője, Veronától (Olaszország) dél-keletre fekszik.

Kutatásaink elsődleges célja az volt, hogy információt kapjunk a kerámiák, illetve nyersanyagaik származási helyéről, a tárgyak készítésestechnikájáról.

2. A vizsgált leletanyag

2007 júniusában, júliusában az ELTE és a Bolognai Egyetem közös expedíciója 50 sírt tárt fel Verona közelében, Povegliano-Veronese település területén. A feltárt sírok között volt öt különösen gazdag késő La Tène (Kr. e. 2–1. század) temetkezés is. A sírgödörökben talált tárgymellékletek száma van, ahol megközelítette a 150-et. A sírok különösen gazdagok kerámialeletekben: tányérok, fazekak, kancsók,



1. ábra – Bor tárolására használt trottola a 24. sírból

poharak és miniatűr olajos edények kerültek elő (1. ábra). Ezek közül választottunk ki, régészeti megfontolások, és makroszkópos vizsgálatok alapján 40 mintát további kőzettani és ásványtani vizsgálatra.

3. Földtani környezet

A lelőhely közvetlen környezetében (<10 km) nem találunk olyan ásványtani, kőzettani szempontból jellegzetes képződményeket, melyek, kerámiák nyersanyagául felhasználva, megkülönböztetőek lehetnének a származási hely meghatározása szempontjából. A lelőhelytől egy napi járótavolságra (10–20 km) húzódnak azonban a Lessini-Alpok vonulatai, ahol bőven található kerámiakészítésre alkalmas nyersanyagok, melyek jól lehatároltan fordulnak elő (2. ábra). Hasonló területeken végzett származási hely határozásokról lásd Heidke és munkatársai (2002), Morris, Woodward, (2003), Gherdán és munkatársai (2002) és Szilágyi és munkatársai (2007) munkáit.

4. Anyagvizsgálati módszerek

A régészeti megfontolások és makroszkópos vizsgálatok alapján kiválasztott kerámiatöredékekből vékonycsiszolatot készítettünk, melyeket Nikon Alphaphot-2 polarizációs mikroszkóppal vizsgáltunk. Részletes szöveti elemzéseket végeztünk és összehasonlító módszerekkel becsültük a nem plasztikus elegyrészek mennyiségét. A petrográfiai vizsgálatok a Szakmány (1996, 1998) által kidolgozott módszeren alapultak, de felhasználtuk a Prehistoric Ceramics Research Group (PCRG, 1997) és Whitbread (1986, 1989) ajánlásait is. A nem plasztikus elegyrészek leírásánál Pettijohn és munkatársai (1972) és Tucker (2001) útmutatásai alapján dolgoztunk.

Az alapanyag és az égetés hatására bekövetkező átalakulások vizsgálatára Siemens D5000 berendezésen röntgen pordiffrakciós rutin analízist végeztünk.

5. Eredmények

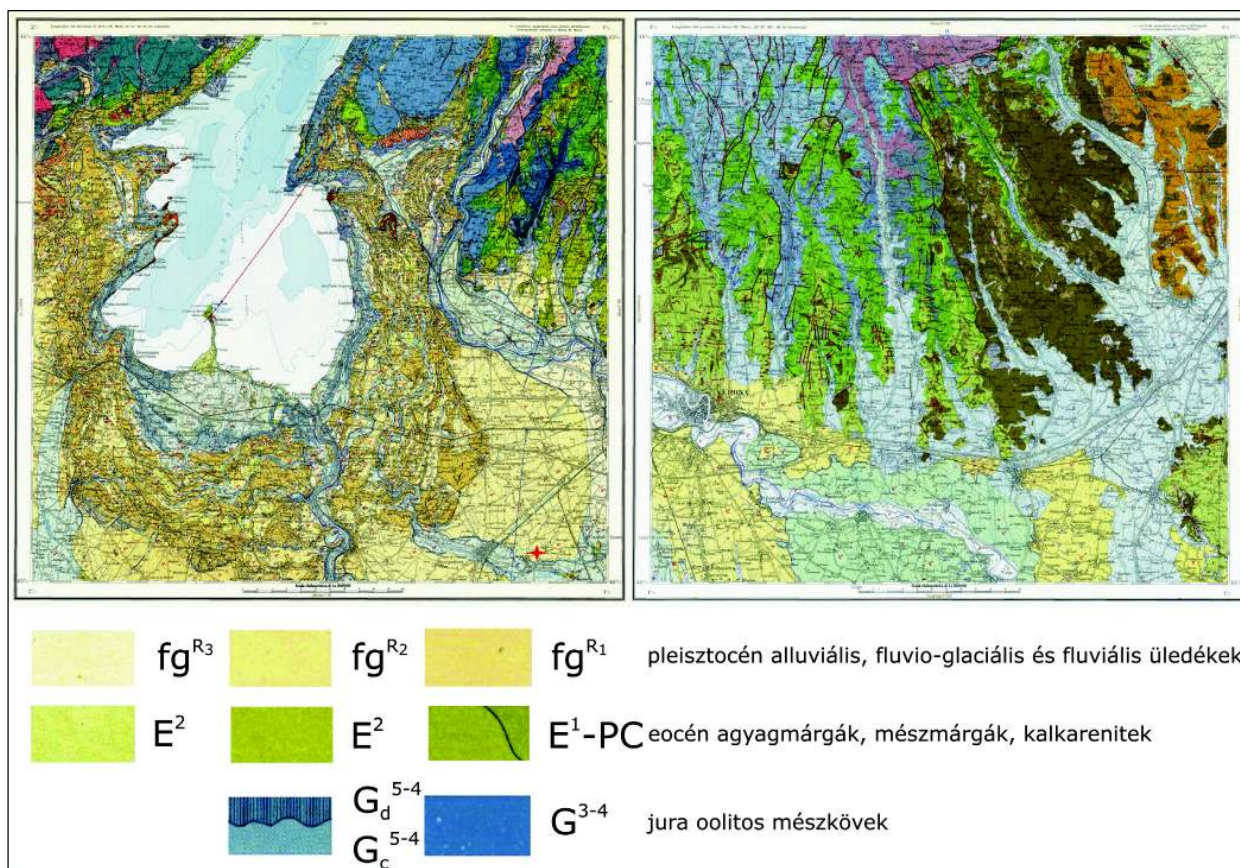
5.1. Petrográfia

A vizsgált kerámiamintákat petrográfiai tulajdonságaik (szövet, nem plasztikus elegyrészek összetétele, granulometriája) alapján csoportosítottuk (1. táblázat).

1. csoport

14 kerámia került ebbe a csoportba.

A kerámiák szövete hiátusos, a szemcseméret-eloszlás két ma-



2. ábra – A lelőhely tágabb környezetének földtani térképe egyszerűsített jelkulccsal (Carraro et al., 1969 nyomán)
A lelőhelyet piros csillag jelöli.

ximumos. Az 50 μm -nél kisebb átmérőjű nem plasztikus elegyrészek uralkodóan ásványtöredékek, míg a durva (1000–4500 μm) szemcsék karbonátos elegyrészek. Ez utóbbiak jellege alapján négy alcsoportot különböztettünk meg.

1. a csoport

Kilenc kerámia (1, 2, 3, 4, 5, 8, 10, 11, 14) tartozik ebbe az alcsoportba.

A kerámiák nem plasztikus elegyrészei szinte kizárólag mikrites (néha pátitos) biogén mészkő töredékeiből és ősmaradványokból állnak. Ez utóbbiak többsége *Discocyclus formosifer*, melyek helyenként orientált szövetet hoznak létre (3. ábra). Melléjük *Nummulites* foraminiferák, echinodermaták, bryozoák és algák, ritkán molluszkák töredékeit találjuk. A 4. mintában a *Distichoplax biserialis* mészvázú alga jól megőrzött töredéke került elő. Ez a faj a középső eocén végén kihalt, jelenléte jól lehatárolja a kerámiában előforduló mészkő lehetséges forrásterületét az Adige folyótól 3–5 km-re keletre, a folyóval párhuzamosan húzódó eocén képződményekre (Carraro et al., 1969).

A 8. mintában a nem plasztikus elegyrészek főként mészvázú algák töredékei, köztük a *Corallinaceae* dominálnak. Ezek mellett néhány *Discocyclus* és üvegvasú nagyforaminifera is előfordul.

Két kerámia (1, 11) kisebb mennyiségben egyéb kőzettípusokat (radiolarit, vulkáni kőzettörmelék) is tartalmaz.

A nem plasztikus elegyrészek mennyisége (20–40%), a mészkőtöredékek mérete (100–4500 μm), valamint a hiátusos szövet mind a kilenc kerámia esetében szándékos soványításra utal. A *Discocyclus* váztöredékei szögletesek, koptatatlanok, ami azt jelzi, hogy nem szenvedtek jelentős folyami szállítást.

A 10, 11 és 14-es minták kalcitvázain reakciószegélyek figyelhetők meg.

A minták többségében (2, 3, 4, 5, 10, 14) a nem plasztikus elegyrészek homogén összetétele olyan származási helyet jelez, ahol a közelben eocén biogén mészkövek és márgák vannak a felszínen. Ezeknek a kerámiáknak a nyersanyaga kis patakok által kimosott, és a hegylábánál lerakott ősmaradványgazdag üledékből származhat.

A 8. minta összetétele hasonló forrásterületet jelez, de az őslénytani különbségek kicsit eltérő származásra utalnak: olyan ősmaradványokban gazdag üledékre, amely ugyanannak az eocén biogén mikrites/pátitos mészkőterület egy másik részének lepusztulásával keletkezett, egy másik folyóvíz hordalékaként rakódhatott le.

A középső eocén biogén mészkövek, márgák nagyon gyakoriak a Monti Lessinin, több mint 10 km-nyi távolságra, északra Poveglianotól. Az eocén mészkövek – különösen ha magasabb az agyagtartalmuk – könnyen szétesnek, kiszabadítva így az ősmaradványokat, melyek gyakran szelektíven halmozódnak fel a domboldalon, és homokként könnyen összegyűjthetők. A szemcsék homok mérete, és az, hogy az ősmaradványok egy része kőzettörmelékben van jelen ebben az anyagban, lejtőlábi felhalmozódási környezetre utalnak, nem a kőzetek törésére.

A két egyéb kőzettípust is tartalmazó kerámia (1, 11) esetében az eltérő összetétel és a szövet kissé eltérő nyersanyagra utal, ami valószínűleg ugyanazon folyóvizek hordalékaként keletkezett, de az eredeti mészkőkibukkanásoktól távolabb, ahol már a vízgyűjtőterület más részéről származó egyéb kőzettípusok (radiolarit, vulkanit) is jelen voltak.

1. b csoport

Három kerámia (7, 9, 13) tartozik ebbe az alcsoportba.

A nem plasztikus elegyrészek egyedi kalcitkristályok, és durva kristályos mészkő töredékei. A homogén összetétel, a szemcsék szögletessége arra utal, hogy a nyersanyag egy durva

kristályos mészkőkibukkanás közvetlen közeléből, vagy egy kalcitéből származhat. A nem plasztikus elegyrészek mennyisége (20–40%), és a kalcitkristályok, mészkőtörmelékek mérete (1000–2200 µm), mindhárom minta hiatuszos szövete szándékos soványítást jelez. A soványításra használt anyaghoz a kőzetek törésével juthattak.

A 13-as minta kalcit szemcséinek peremén reakciószegélyek figyelhetők meg.

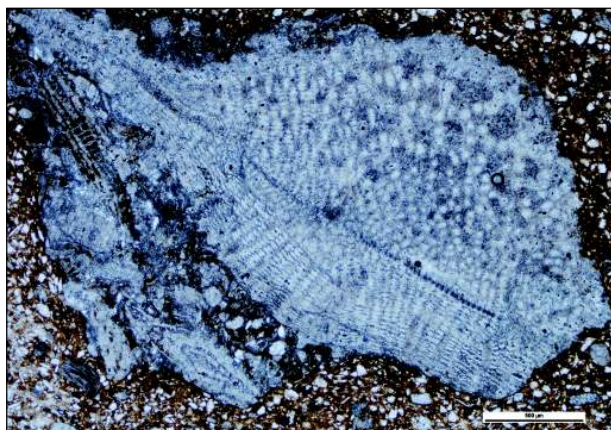
1. c csoport

Egy kerámia (15) tartozik ebbe az alcsoportba.

A nem plasztikus elegyrészek uralkodóan oolitos mészkő töredékei. Mennyiségük (20–25%), és méretük (100–1000 µm), a hiatuszos szövet azt mutatja, hogy a kerámia nyersanyaga egy jura oolitos mészkőkibukkanás, feltehetően az alsó jura San Vigilio Ooolit közvetlen közeléből származik. A soványításra használt anyagot a kőzet törésével nyerték.

1. d csoport

Egy kerámia (12) alkotja az alcsoportot.



3. ábra – Discocyclus és biogén mészkőtörmelék kerámiában, 3. minta, 1. a csoport, 1N

A nem plasztikus elegyrészek kerekítetlen, koptatatlan mikrites mészkőtöredékek. A hiatuszos szövet és a törmelék szemcsék mérete (100–1500 µm), mennyisége (20–25%) szándékos soványítást jelez.

A szemcsék szögletes alakja azt valószínűsíti, hogy a soványító anyagot mészkőtömbök összetörésével készítették.

A mészkőszemcsék peremén reakciószegély figyelhető meg.

2. csoport

Két kerámia (6, 16) alkotja a csoportot.

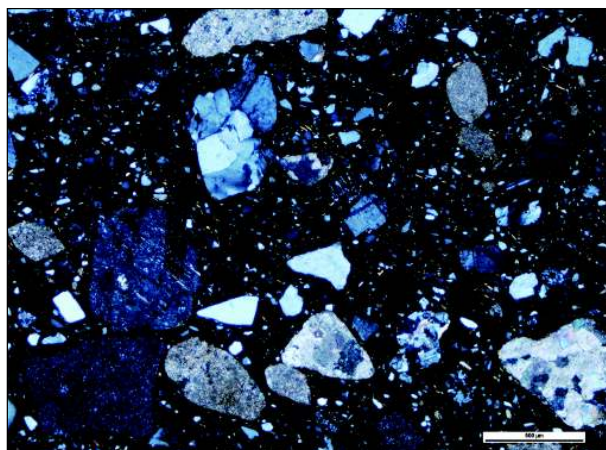
A kerámiák nagy mennyiségű (30–50%), uralkodóan koptatott, változatos kerekítettségű nem plasztikus elegyrészt, tűzkövet, vulkáni közettörmelék, karbonátos és metamorf közettörmelék tartalmaznak (4. ábra). A kerámiák szövete hiatuszos. Mindez szándékos soványításra utal, a soványító anyag egy közepesen osztályozott üledék lehetett. A homokméretű szemcsékből álló üledék polimikt jellege valószínűleg a helyi (lelőhelyközeli) fluvioglaciális üledék (Riss, Würm) felhasználását jelzi.

3. csoport

A csoportba tartozó 24 kerámia szövete szeriális, a nem plasztikus elegyrészek uralkodóan ásványtöredékek, méretük 200–500 µm, néhány 500–1000 µm átmérőjű szemcsével. A nem plasztikus elegyrészek kovakőzetek, metamorf és vulkáni közettörmelékek, ritkán karbonátos közettörmelékek. A nem plasztikus elegyrészek mennyisége alapján két alcsoportot különböztettünk meg.

3. a csoport

A minták többsége, 13 kerámia (17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24,



4. ábra – Hiatuszos szövétű kerámia, 6. minta, 2. csoport, +N

25, 28, 34, 39, 40) tartozik ebbe az alcsoportba.

A nem plasztikus elegyrészek mennyisége 10–20%. Összetétele jól egyezik a helyi alluviális és fluvioglaciális üledékek összetételével.

3. b csoport

11 kerámia (26, 27, 29, 30, 31, 32, 33, 35, 36, 37, 38) tartozik ebbe az alcsoportba.

Ennek az alcsoportnak a legszembetűnőbb jellegzetessége a nem plasztikus elegyrészek kis (<5%) mennyisége. Az alapanyagok az „tisztasága” felveti a nyersanyag iszapolásának lehetőségét is. A nagyobb (600–700 µm) közettörmelékek, vasas konkréciók jelenléte azonban természetes iszapolásra utal, valószínűleg az alluviális síkság legfinomabb szemcseméretű üledékeinek felhasználására, mely feltehetően szintén a lelőhely közeléből származik.

5.2. Röntgen pordiffrakciós vizsgálatok

A kerámiák alapanyagát és az égetés hatására bekövetkező átalakulásokat röntgen pordiffrakcióval vizsgáltuk.

Az elemzéseknek, különösen a finomkerámiák esetében, fontos szerepe volt a petrográfiai vizsgálatok segítségével kialakított csoportok finomításában is.

Az 1. petrográfiai csoport egyes mintáiban (7, 11, 12, 13, 14, 15) a jelentős kalcittartalom mellett a kimutatási határon már megjelent a gehlenit, ami alapján az égetés a 800–850 °C-ot elérte (Cultrone et al., 2001).

A 2. petrográfiai csoport (6, 16) kerámiái a kalcit mellett dolomit is tartalmaznak. A dolomit semelyik másik csoport kerámiáiban nem fordult elő.

A 3. csoport egyes kerámiáiban %-os nyomként (19, 21, 33), vagy akár több %-nyi mennyiségben (31, 38) jelen van a piroxén. Ezek a kerámiák karbonátmentesek, kissé emelkedett a plagioklász tartalmuk, gehlenit nem jelent meg bennük. Mindez a nyersanyag minden más mintacsoportétól eltérő származási helyére és/vagy magasabb égetési hőmérsékletére utalhat. Ennek megerősítésére a minták finomszeműsége miatt nincs petrográfiai lehetőségünk.

6. Következtetések

A vizsgálatra kiválasztott kerámiák közül 14-et (1. csoport) szándékosan soványítottak durvaszemcsés (akár 3–4 mm átmérőjű) karbonátos anyaggal. Ezeknek a kerámiáknak a szövete, és a nem plasztikus elegyrészek összetétele egyaránt azt mutatja, hogy a soványító anyag nem a lelőhely közvetlen közeléből származik, hanem vagy a felhasznált nyersanyagok kőzetkibukkanásainak közvetlen közelében, hegyvidéki területen gyűjtötték, vagy magát a

1. táblázat – A vizsgált kerámiák csoportosítása petrográfiai tulajdonságaik alapján

csoport mintaszámok	szövet	nem plasztikus elegyrészek szériális eloszlásban	nem plasztikus elegyrészek hiátusos eloszlásban	
			összetétel	szemcseméret
1a: 1, 2, 3, 4, 5, 8, 10, 11, 14	hiátusos	0—50 µm	mikrites biogén mészkő és ösmaradványok	100—4500 µm
1b: 7, 9, 13	hiátusos	0—50 µm	kalcit, kristályos mészkő	50—2200 µm
1c: 15	hiátusos	0—50 µm	oolitos mészkő	100—1000 µm
1d: 12	hiátusos	0—50 µm	mikrites mészkő	100—1500 µm
2: 6, 16	hiátusos	50—200 µm	polimikt kőzetanyag	500-1000 µm
3a: 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 28, 34, 39, 40	szériális	50—500 µm	polimikt kőzetanyag	500—1000 µm
3b: 26, 27, 29, 30, 31, 32, 33, 35, 36, 37, 38	szériális	50—200 µm	nem jellemző, néhány kőzettörmelék	600—700 µm

kerámiát készítették ezen a területen, és innen csak később került a lelőhelyre. A Garda tótól és az Adige folyótól keletre a kerámiákban megjelenő minden kőzettípus megtalálható a felszínen.

A mészkő aprózódása szinte soha nem eredményez homok méretű frakciót, mészkő homokot nem találunk alluviális területeken. Mindezen megfontolások alapján úgy gondoljuk, hogy a homok frakcióba tartozó, mészkő anyagú soványító anyagot (1b, c és d) bányászat során, a mészkőtömbök összetörésével készítették.

A mészkő anyagú soványítás számos vitát generált a kerámia-kutatók körében. Óriási irodalma van a témának, feltárva mind az előnyöket (pl. a mészkő agyaghoz hasonló hőtágulása (Rye, 1976), a hőállóság kialakulásának elősegítése (Tite és Kilikoglou, 2002), könnyebben megmunkálható agyag kialakulása (Tite et al., 2001)), mind a hátrányokat (a kalcium-karbonát (CaCO₃) lebomlása, égetett mésszé (CaO), majd oltott mésszé (Ca(OH)₂) alakulása gyengíti a kerámiát, törékennyé teszi (Rye, 1981; Rice, 1987)).

Ezek a megfontolások, és az a tény, hogy a vizsgált kerámiáknak csaknem a felét olyan karbonátos anyaggal soványították, ami nem található meg a lelőhely közvetlen közelében, megszerzéséhez külön energiát kellett fektetni, arra utalnak, hogy szándékosan esett a választás erre a soványító anyagra.

Itt is felmerül tehát a kérdés: a nyilvánvaló hátrányok ellenére miért fordultak a fazekasok mégis ehhez a nyersanyaghoz. A funkcionalitás döntött, vagy a kerámiakészítési hagyományoknak volt fő szerepe (Kreiter, 2006). Ha a kerámiák összetételét összevetjük az edények típusával azt látjuk, hogy mind a 14 csoportba tartozó kerámia főzőedény, és a maradék 26 kerámia között csak két olyan főzőedény van, amit nem karbonátos anyaggal soványítottak.

A 2. csoport kerámiáit (2 minta) közepesen osztályozott homokméretű szemcsékből álló üledékkel soványították, ami valószínűleg a lelőhelyközeli alluviális vagy fluvio-glaciális képződményekből származik. A 3. csoportba tartozó minták (24 minta) alapanyaga szintén a lelőhely közelében található finomszemcsés alluviális, fluvio-glaciális üledékek lehettek. Ezeket a fazekasok soványítás nélkül használták fel.

Mindkét csoport kerámiáit helyben készültnek gondoljuk.

A kerámiákban található nem plasztikus elegyrészek összetétele azt mutatja, hogy a kerámiák egy jelentős része (2. és 3. petrográfiai csoport) helyi (lelőhelyközeli) nyersanyagból készült. Kivételt jelentenek az alól a 3. csoport finomszemcsés piroxéngazdag kerámiái, melyek származási helyéről eddigi vizsgálataink alapján többet nem tudunk. Emellett legalább négy másik nyersanyagforrás

is igazolódott: eocén Discocyclinás mikrites mészkő (1a csoport), kristályos mészkő (1b csoport), oolitos mészkő, San Vigilio Oolit (1c csoport) és mikrites mészkő (1d csoport). Bár ezek a képződmények egymás közelében helyezkednek el, egymástól maximum néhány kilométerre, a képződményeket külön-külön használták fel. Mindez lehet annak a jele, hogy a vizsgált kerámiák különböző műhelyekben készültek, jöllehet, ennek bizonyításához további vizsgálatok szükségesek.

Irodalomjegyzék

- Carraro, F., Mallaroda, R.; Piccoli, G.; Sturani, C.; Venzo, S. (1969): Carta Geologica D'Italia Foglio 48, Peschiera del Garda.
- Cultrone, G., Rodriguez-Navarro, C., Sebastian, E., Cazalla, O., De La Torre, M.J. (2001): European Journal of Mineralogy, **13**, 621–634.
- Heimann, R.B., Magetti, M. (2014): Ancient and Historical Ceramics, Schweizerbart Sche Vlgsh.
- Kreiter, A (2006): Kerámia technológiai vizsgálatok a Halomsíros kultúra Esztergályhorváti-alsóbárándpusztai településéről: hagyomány és identitás. Zalai Múzeum, **15**, 149–170.
- PCR (1997): The study of later prehistoric pottery: general policies and guidelines for analysis and publication. Prehistoric Ceramic Research Group: Occasional Papers Nos 1 and 2.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1972): Sand and Sandstone, Springer-Verlag, New York.
- Rice, P.M. (1987): Pottery analysis: a sourcebook. Chicago: University of Chicago Press.
- Rye, O.S. (1981): Manuals on Archaeology, **4**, Washington.
- Szabó, M., Szabó, D. (2008): Ókor, **2008/3**, 93–97.
- Szabó, Gy. (1996): In: Makkay, J., Starnini, E., Tulok, M.: Excavations at Bicske–Galagonyás (part III). The Notenkopf and Sopot–Bicske Cultural Phases, Società per la Preistoria e Protostoria della Regione Friuli-Venezia Giulia, **6**, Trieste, 1996, 143–150 p.
- Szabó, Gy. (1998): In: Költő, L., Bartosiewicz, L. (Eds.): Archaeometrical research in Hungary II, 77–83.
- Tite, M., Kilikoglou, V., Vekinis, G. (2001): Archaeometry, **43/3**, 301–324.
- Tite, M.; Kilikoglou, V. (2002): In: Kilikoglou, V., Hein, A., Maniatis, Y. (Eds): Modern trends in scientific studies on ancient ceramics BAR-IS 1011, 1–7.
- Tucker, M. (2001): Sedimentary petrology. Blackwell.
- Whitbread, I.K. (1986): Archaeometry, **28**, 79–88.
- Whitbread, I.K. (1989): In: Maniatis, Y. (Ed.): Archaeometry. Proceedings of the 25th International Symposium, 127–138.

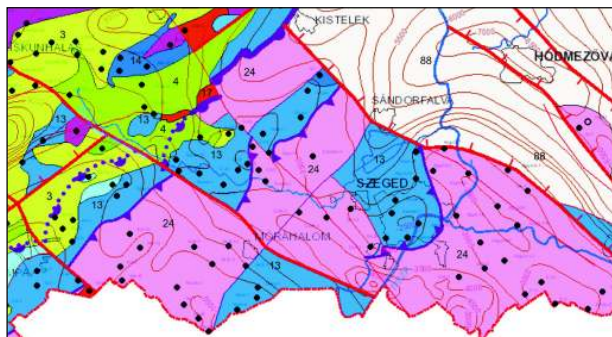
AZ ÜLLÉSI TERÜLET BIZONYTALAN KORÚ MEZOZOIKUMI MÉSzkŐTÍPUSAINAK PETROGRÁFIAI VIZSGÁLATA

Halász-Szabó Kristóf, Raucsik Béla

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: krisz9208@gmail.com, raucsik.bela@gmail.com

1. Bevezetés

Szegedtől északkeletre található Üllés község, melynek környezetében a '80-as évek elején szénhidrogénkutatói céllal számos fúrás mélyítették. Az aljzati magminták vizsgálata és a területről származó geofizikai adatok értelmezése alapján úgy tűnik, hogy a Tiszai-főegység két takarórendszerének, a Villány-Bihari és a Békés-Kodruai egységnek a határzónája is itt húzódik; ez tükröződik a megjelent aljzattérképeken (1. ábra, Haas et al., 2010). Az intenzív kutatás ellenére az itteni képződményekről az ismereteink rendkívül hiányosak, illetve a két zóna (takarórendszer) kapcsolatáról sincs kielégítő információ. A terület érdekessége tehát a szénhidrogéneket rejtő rétegeken kívül, a térség részleteiben nem ismert tektonikai helyzetében is rejlik. A tektonika jelentőségére utalnak a breccsásodott és milonitosodott kőzettestek.



1. ábra – Az Szegedi-medence preneogén aljzattérképe (Haas et al., 2010)

Jelen munkában öt darab, üllési fúrásból származó, bizonytalan besorolású (feltehetően a triásznál fiatalabb mezozoikumi korú) mészkő, illetve márga petrográfiai vizsgálatát mutatjuk be. A minták kiválasztásában a legfontosabb szempont az volt, hogy az üllési területen és a Szegedi-medencében a mezozoikumot általában repedezett triász dolomitok képviselik, alárendelt az ismert mészkövek, márgák aránya és megkutatottsága. Munkánkkal (amely a 108375 sz. OTKA projekt támogatásával készült) hozzájárulunk a mezozoos aljzat jobb megismeréséhez.

2. A vizsgált minták

Vizsgálataink tárgya három üllési fúrásból öt darab, a kűtkönyvek szerint bizonytalan mezozoos korú magminta volt. A továbbiakban megnevezésükben az eredeti kűtkönyvi kategóriákat követjük. A magminták a MOL szolnoki magraktárából származnak, feldolgo-

zásuk pedig a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén történt. Ugyancsak a Tanszéken készült el hat darab vékonycsiszolat, amelyek mikroszkópos vizsgálatát polarizációs petrográfiai mikroszkóppal végeztük el. A dolgozat elkészítéséhez felhasználtuk korábban végzett petrográfiai vizsgálatok kéziratot eredményeit, melyeket Kiss Balázs bocsájtott rendelkezésünkre a MOL Nyrt. adattárából.

3. Eredmények

3.1. Húspiros, kalciteres mészkő

Makroszkópos jellegei alapján a kőzet (szemben az eredeti leírással) mikrokristályos mészkőbreccsa. A kézipéldányok színe húspiros, rózsaszín illetve néhány klaszt sötétebb, barnászörös árnyalatot mutat. A kőzetanyag szabad szemmel tömött, finom szemcseméretű, egyenetlenül kagylós törésű. Véletlenszerű eloszlásban barnás színű, általában néhány milliméteres nagyságú hajlott elemek (bioklasztok?) is megfigyelhetők a magminta bizonyos részein. A mikrites alapanyagban néhol kalcit- és pirit szemcsék úsznak (2. ábra).

Az ereket, töréses eredetű porusokat fehér színű kalcit tölti ki, amely mellett fémes fényű ásvány, feltehetően pirit is megfigyelhető. Az egyik magminta sztilobreccsás jellegű; a vörös, biok-



2. ábra – A húspiros, kalciteres mészkő makroszkópos képe

lasztos mészkő különböző méretű klasztjai szürkés-zöldes színű, helyenként hullámos lefutású oldódási filmek mentén érintkeznek. Többgenerációs töréshálózat is megfigyelhető, amelyre kalcittal kitöltött erek közötti mikrovetők illetve a korábban egységes sávok kisebb klasztokra töredezése utalhat.

Vékonycsiszolatban a kőzet packstone szövetű biomikritként határozható meg. A mátrix szemcséi nagy nagyításnál sem különíthetők egymástól, méretük 4 µm-nél is kisebb. A kőzet szövetét a szürke alpanyagban úszó, töredékes bioklasztok és szórtan elhelyezkedő, 5–50 µm-es nagyságú piritszemcsék alkotják. A bioklasztok igen változatos méretűek, 20–30 µm-es szemcséktől egészen az 1–2 mm-es héjtöredékekig terjedhetnek. Egyes klasztokban a megnyúlt bioklasztok a mikrites alpanyagban orientált elrendeződést mutatnak.

A kőzet alapszínénél jóval sötétebb tartományok nem csak színükben, hanem szerkezetükben is eltérnek az alpanyagtól. Ezeket a rostos felépítésű struktúrákat, amelyeket 30–100 µm hosszúságú karbonátásványok alkotnak, barna színű, opak ásványokat tartalmazó diszkontinuitási felszínek (nyomási-oldódási filmek?) határolják (3. ábra). A határfelületek ezen kívül nagy mennyiségű piritet is tartalmaznak. A kőzet egyes részein vékonycsiszolatban egyértelműen azonosíthatók a töréses deformáció nyomai. Ezeket a breccsásodott területeken a klasztok mérete a néhány 10 µm-től a mm-es nagyságig terjedhet. Az is megfigyelhető, hogy egy ko-



3. ábra – Packstone szövetű biomikrit és a hematitos, rostos kalcittal kitöltött pórusok jellemző sztiliolitos érintkezése (1N)

rábbi vztiszta, zárványszegény pátos kalcit-generáció is töréses alakváltozást szenvedett, és a biomikrit szövetű mészkő klasztjaival együtt a breccsa alkotó elemévé integrálódott. Az orientáltan elrendeződött, megnyúlt ősmaradványokat tartalmazó mikrites mészkő klasztok irányítatlanul helyezkednek el, ami rotációjukra utal (4. ábra).

A kőzet szövetét igen gazdagon járják át litoklázisok, illetve nagy mennyiségű pórus is megfigyelhető, melyeket pátos kalcit tölt ki. Ezek a kalcit kristályok méretüket tekintve a 10–20 µm nagyságtól, akár 700–800 µm nagyságig terjednek. Jellemzően az erek szélei mentén nagy vastagságú (10–200 µm) pirit kiválás észlelhető.

A kőzetanyag ősmaradványokban igen gazdagnak és változatosnak bizonyult. A néhány mm-es nagyságot elérő, már szabad szemmel is jól látható kagylóhéjtöredékek eredeti, biogén karbonát anyaga nagy valószínűséggel visszaoldódott, majd a keletkezett biomold pórúst szegélyén hematitos festődésű hipidiomorf karbonát pát töltötte ki. Legnagyobb mennyiségben echinodermata váztöredékeket és szivacsütiket találunk, amelyek néhány 10 és 100 µm közötti nagyságúak. Kisebb mennyiségben található a kőzetben



4. ábra – Packstone szövetű biomikrit és vztiszta kalcit póruskitöltő pát klasztokból álló breccsa szöveti képe (1N)

hematitos festődésű, bizonytalan eredetű ívelt, díszített bioklasztok (aptychusok, vagy kagylóhéjak), amelyek mikrittel kitöltött bioeroziós nyomokat mutatnak. Ezek a bioklasztok elérhetik akár a mm-es nagyságot is. Fontos még megemlíteni a bizonytalanul saccocomának és calpionellának határozható töredékeket.

3.2. Sötétszürke, kalciteres mészmárga, 1. típus

A kőzet sötétszürke színű, kagylós törésű mikrites mészkőbreccsa. A breccsa klasztjai közötti réseket fehér kalcit tölti ki, amely kitöltések több mm-es vastagságúak is lehetnek. Irányítottág vagy rétegzettség nem figyelhető meg a kézipéldányon (5. ábra).

A vékonycsiszolat egy packstone szövetű biomikritet mutat. Rétegzettség nem figyelhető meg a csiszolati képen sem. A kőzetet uralkodóan mikrit alkotja, amely mellett 10–20 µm közötti szemcseméretű kvarc, muszkovit és opak ásványok is jelen vannak. További fontos alkotók az alpanyagban elszórtan elhelyezkedő pelletek/peloidok (30–50 µm átmérőjűek). Főleg a kőzet érkitöltései mentén a mikrit átkristályosodásával pszeudopátit (10–15 µm) jött létre. Nyomási oldódási filmek figyelhetők meg a repedések mentén, melyek kémiai kompaksióra utalnak. A kőzetet átjáró (akár több mm vastag) ereket és pórusokat nagyrészt pátos karbonát tölti ki, amelyek közül néhányban több generációs kristálynövekedés is megfigyelhető. Azonosítható egy sajátalakú, zónás romboéderekből álló generáció, amely valószínűleg dolomit kristályokból áll (6. ábra).

Noha fossziliák szabad szemmel láthatók, a minta csiszolatban igen gazdagnak bizonyul ősmaradványokban. Nagy mennyiségben tartalmaz a kőzet ép és töredékes foraminiferákat (50–100 µm), amelyek váza néhol visszaoldódott és a váz helyét opak ásványok töltik ki, másutt az üresen maradt kamrák belsejét töltik ki ilyen alkotók. A kőzet tartalmaz néhány kagylómaradványt is.

3.3. Sötétszürke, kalciteres mészmárga, 2. típus

A kőzet fekete színű mészkő, kézipéldány szintjén nem mutat rétegzettség. Szövege tömött, egymástól elkülöníthető szemcsék szabad szemmel nem láthatóak. Kisebb nagyításnál már észrevehetőek fehér színű, tizedmilliméteres nagyságú, kalcittal kitöltött struktúrák, amelyek a fekete alpanyagban úsznak. Ősmaradványok nem figyelhetők meg a metszett felületeken sem. Elszórtan az alpanyagban pirit szemcsék is megfigyelnek. A töréses pórusok nagy részét akár több milliméter vastagságú fehér kalcit tölti ki, azonban néhány litoklázis kitöltetlen (7. ábra).



5. ábra – Az 1. típusú sötétszürke, kalciteres mészmárga makroszkópos képe



7. ábra – A 2. típusú sötétszürke, kalciteres mészmárga makroszkópos képe



6. ábra – Packstone szövetű biomikrit töréses pórusának többgenerációs kitöltése (1N)



8. ábra – Packstone szövetű intrabiomicrit jellemző szöveti képe (+N)

A kőzet alapanyagát sötét színű, helyenként mikropátitosodott mikrit alkotja. A szemcséket nem azonosítható, de feltehetően biogén eredetű kalcit pát szemcsék, mikrites intraklasztok, valamint kevés, töredékes ősmaradvány alkotja. A jelentős mennyiségű, finomszemcsés terrigén anyag-tartalom miatt inkább bioklasztos, intraklasztos márgának (packstone szövetű, agyagos intrabiomicritnek) tekinthető, mint bioklasztos mészkőnek. A kőzet szövetére leginkább jellemző, hogy a mikrites alapanyagot sűrűn járják át visszaoldódási filmek, amelyek hossza sokszor csak néhány 100 μm . A fő kőzetalkotó mikrit/mikropátit kalcit mellett fontos alkotók a 10–50 μm nagyságú kvarc és muszkovit szemcsék is (8. ábra). Megfigyelhető, hogy az érkitöltés belsejében a mellékkőzet mikrites anyagából álló sáv található; ez a törés többfázisú felnyílására utal.

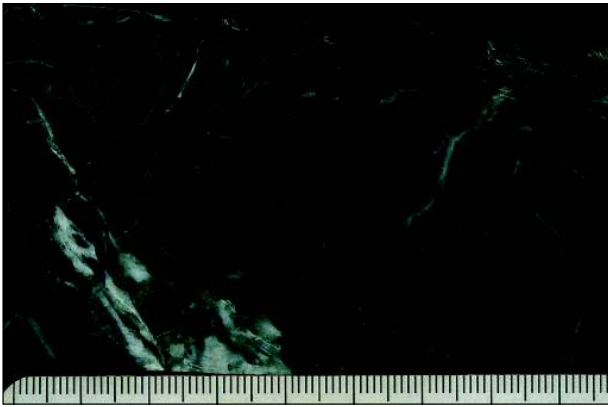
Fontos üledékszerkezeti bélyegek a bioturbációs nyomok, amelyeket vagy kalcit, vagy opak ásvány (pirit) tölt ki. Az azonosítható bioklasztok közül legnagyobb mennyiségben foraminifera váztöredékeket találhatunk, azonban kisebb mennyiségben még kagyló maradványok, echinodermata váztöredékek és calcisphaerák (?) találhatóak. Ezen bioklasztok 50–200 μm nagyságrendűnek bizonyultak. A csiszolat egyik klasztjában, 500–600 μm -es hosszúságú tűszerű struktúrákat is tartalmaznak, amelyek feltehetően átkristályosodott kagylólóhéjak, esetleg Orbitolinoid foraminiferák töredékei lehetnek. Ezek a bioklasztok részben átkristályosodott kalcitból állnak, főleg a foraminiferák kamráiban pedig opak ásvány vált ki.

3.4. Sötétszürke, kalciteres mészmárga, 3. típus „A”

A magszakasz kőzete sötétszürke, kagylós törésű, mikrites mészkő, mészmárga klasztokból álló breccsa, amelynek pórusait fehér kalcit cementálja. Néhol a klasztokban pirit szemcsék is megjelennek, melyek mérete jóval nagyobb, mint a kalcit szemcséké (9. ábra).

A kőzet vékonycsiszolatban packstone/wackestone szövetű, agyagos, litoklasztos biomikrit. Az litoklasztokat bizonytalan (piroklaszt?) eredetű, erősen kalcitosodott és piritesezett, 800–1000 μm nagyságú lapilluszok (?), 10–20 μm -es kvarc töredékek, valamint muszkovitpikkelykék alkotják. Ezen alkotókon kívül nagy mennyiségben található még a kőzet szövetében 20–50 μm -es beazonosíthatatlan bioklaszttöredékek, illetve jelentős mennyiségű pirit, amely akár mold porozitás kitöltéseként is megjelenhet az egyes bioklaszt vázelemek helyettesítésével, illetve a bioturbációs nyomok kitöltőjeként. A lapilluszok (?) mérete a 600 μm -tól akár a mm-es nagyságig is terjed, az alapszövettől sötét színű udvarral ütnék el (10. ábra). Ezen szemcséken belül találhatóak utólagosan kikristályosodott, sajátalakú kvarc szemcsék is.

A kőzet szövetét gazdagon átjárják litoklázisok, amelyeket pátos kalcit és opak ásványok töltenek ki. A litoklázisok vastagsága változó; néhány μm -tól, akár 1–2 mm-ig is terjedhet. A legvékonyabb repedésekben mikropátit (4–15 μm), a legnagyobbakban pedig (a pórus falától befelé haladva növekvő méretű) akár 1 mm-es kalcit pát kristályokat is találhatunk póruskitöltő cementként.



9. ábra – A 3. típusú sötétszürke, kalciteres mészmárga makroszkópos képe

3.5. Sötétszürke, kalciteres mészmárga, 3. típus „B”

A minta mikroszkópi képe jelentős hasonlóságokat mutat az 5/1. magminta képével. Az egyik jelentős különbség a lapilluszok jóval nagyobb mennyisége, illetve, hogy ezek a klasztok nagyobb méretűek (400 μm –3 mm) és kevésbé átalakultak (11. ábra). A legnagyobb szemcséken megfigyelhető, hogy orientált 20 μm hosszúságú földpátlécekből állnak, illetve jelentősen piritesedtek is. A helyenként előforduló kvarc kristályok nagyrészt hexagonális átmetszetűek. A mikrites alanyagban jelentős mennyiségű kvarcot, muszkovitot és elszórtan piritet is találunk, amelyek mérete csupán csak néhány 10 μm . Jellemző még, hogy egyes litoklasztok szinte teljes egészükben piritesedtek. A kőzet szövetét gazdagon szabdalják erek, amelyek a piritesedett litoklasztokat és a lapilluszokat is metszik, bennük mozaikos és rostos kalcit pát kitöltést találunk. Az eredendően barna színű alanyagtól jelentősen eltérő, szürke színű, grainstone szövetű, foraminifera bioklasztokban és peloidokban gazdag extraklasztokat (?) is találhatunk.



10. ábra – Átkristályosodott lapillusz (?) packstone szövetű, agyagos biomikritben (+N)

4. Következtetések

Az üllési területen mélyült fúrások korábbi összefoglaló magvizsgálati jelentéseiben a mezozoikumi mészkőként, illetve mészmárgaként leírt kőzetek egy része breccsának tekinthető. A területen egyes minták litoklasztjai valószínűleg vulkáni törmelékszórásból származnak. Valamennyi vizsgált minta kőzetanyagát többfázisú tektonikus deformáció érte, aminek nyomai a töréses pórusok cementfázisaiban, valamint a breccsák szövetében nyomozhatók.

Irodalomjegyzék

Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500000, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.



11. ábra – Átkristályosodott lapilluszok (?) packstone szövetű, agyagos biomikritben (1N)

A SZEGEDI FEHÉR-TÓ SZIKES ÜLEDÉKEINEK ÉVSZAKOS GEOKÉMIAI VÁLTOZÁSAI

Halmos László¹, Bozsó Gábor¹, Pál-Molnár Elemér^{1,2}

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: halmaci@gmail.com

1. Bevezetés

A szikesedés folyamatának megítélése kétoldalú. A mezőgazdaság szempontjából kerülendő, illetve felszámolandó jelenségről van szó. A természetes szikesek – mint amilyen a szegedi Fehér-tó – védendő értéket képviselnek. A szikes tavak összetett élővilággal rendelkeznek és mivel ezen élőlények jelentős része erősen specializálódott a nagy sótartalmú, lúgos környezetre, így e tavak ökoszisztémája rendkívül sérülékeny is egyben (Zhang et al., 2013).

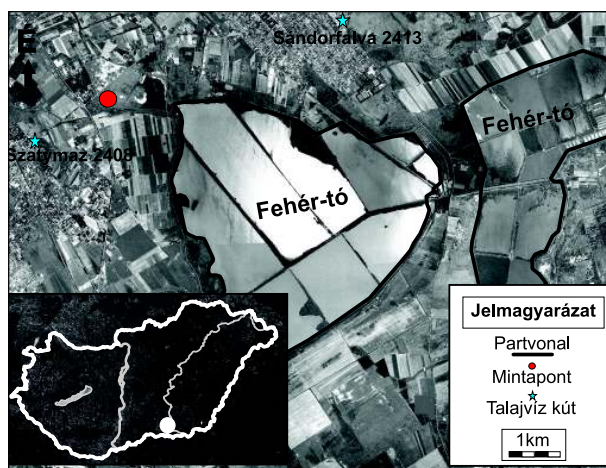
Jelen munka célkitűzése a szegedi Fehér-tó egy év alatt zajló geokémiai ciklusainak feltárása, az üledék geokémiai paramétereinek változásának megfigyelése és a változások okainak tisztázása. A meghatározandó főbb jellemzők a szemcseméret-eloszlás, a kémhatás, a vezetőképesség, a Na és Ca mennyisége. A Na⁺ és Ca²⁺ kationcseré kiemelt fontosságú a szikes talajok vizsgálatánál (Filep, 2001; Gharaibeh, 2014). A globális klímaváltozás által a területre jellemző szárazodás és a Duna-Tisza közti süllyedő talajvízszint veszélyezteti a szegedi Fehér-tó élőhelyeit (Szilagyi, Vorosmarty, 1993). A ciklusok alapos vizsgálata és megértése által a szegedi Fehér-tóhoz hasonló, természetes szikes tavak megőrzésére tett törekvések hatékonyabban működhetnek.

1.1. A mintaterület bemutatása

A mintaterület kijelölésekor fontos szempont volt, hogy a vizsgálni kívánt környezet a lehető legtávolabb legyen bármilyen az üledéket közvetlenül érintő antropogén hatásoktól, legyen az ipari jellegű vagy agrártevékenység.

Célkitűzésünknek megfelelő terület a szegedi Fehér-tó, melynek egy része 1939 óta természetvédelmi terület és a Pusztaszeri Tájvédelmi Körzet részeként 1976 óta nemzetközi szinten is figyelemreméltó élőhely. A megnevezés valójában nem egyetlen tó, hanem szikes tavak rendszerét jelöli. A terület Magyarország legnagyobb szikes tórendszer, mely a vizes élőhelyekre vonatkozó Ramsari Egyezmény védelme alatt áll (Keveiné et al., 2000). A tavak területén nem csak természetvédelmi feladatokat látnak el, hanem természetközeli halgazdálkodást is végeznek, természetesen a Kiskunsági Nemzeti Park szakembereivel együttműködésben. A szegedi Fehér-tó a Dorozsma-Majsai-Homokhát kistáj részeként a Kiskunság nagytáj déli határán helyezkedik el. A tórendszer két részre osztható; az E5 főútvonal és a Szeged-Csongrád országút közötti jelenlegi halnevelők a korábbi természetes „ős” Fehér-tóból lettek kialakítva, míg a Szeged-Csongrád országúttól keletre az egykori fertő területén kialakított halastavak helyezkednek el (1. ábra). A tavak 14 km²-es összterülettel Magyarország legnagyobb szikes tórendszerét alkotják (Pál-Molnár, Bozsó, 2007; Bozsó et al., 2008; Rakonczi et al., 2008; Bozsó, Pál-Molnár, 2010; Halmos et al., 2014, 2015). A vízgyűjtő 200 km² kiterjedésű és e jelentős méreténél fogva környezetileg még inkább érzékeny teszi a tavat.

A Fehér-tó legnagyobb hossza 6,5 km, legnagyobb szélessége 4,1 km (Tasnádi, 1997).



1. ábra – A szegedi Fehér-tó, a talajvízfigyelő kutak és a mintavételi pont

A mintaterület (1. ábra) Sándorfalva és Szatymaz között, Szegedtől ÉNy-i irányban található légvonalban mintegy 9 km távolságban. A mintavételi hely egy, a tórendszerhez tartozó időszakosan vízzel borított semlyék parti részén lett kijelölve, ahol megfigyeléseink alapján a vertikális vízmozgás a legintenzívebb a felszínen.

2. Vizsgálati módszerek

A mintavételt a kutatási célkitűzéseknek megfelelően kiválasztott helyen, egy pontból végeztük más-más időpontokban. A mintavételi időpontokat három évszakban, Szeged 30 éves havi csapadékatlagai alapján jelöltük ki. A csapadékatlagok az Országos Meteorológiai Szolgálat honlapjáról állnak rendelkezésre (www.met.hu). Az előzetes szempontok alapos megfontolása után került sor három mintavételre tavasszal, három mintázásra nyáron, majd kettőre ősszel. A mintavételek dátumai a következők: 2012.06.20., 2012.06.27., 2012.07.04., 2012.10.30., 2012.11.07., 2013.05.10., 2013.05.17. E 8 alkalommal bolygatott mintavétel történt kézi fúróval. A mintavételezés során 1 m mélységig hatolt le a fúró és 20 cm-enként történt a minták kiemelése. Ezután minden alkalommal a magok laborba szállítását követően, azok leírása és nedves tömegének meghatározása után 3 hétig száradtak légszáraz állapotig. Ekkor ismételt tömegmérést követően meghatároztuk a minták víztartalmát.

A száraz üledékmagok hosszukban 5 cm-es szakaszokra történő bontása után a minták golyós achátmalomba kerültek 20 perces porításra a későbbi vizsgálatokhoz.

Az üledékek szemcseméret-meghatározása Laser Particle Sizer analysette 22 műszerrel készült 0,1–2000 µm mérettartományban. A másodlagos minták az üledékoszlopok felső 50 cm-ének minden 5-cm-éből kerültek ki, majd minden 10 cm-ből 50–100 cm között.

A pH és a vezetőképesség (EC) (*Electric Conductivity*) mérésekhez szuszpenziók készültek a magok minden egyes 5 cm-éből. A szuszpenziók aránya 1:2,5 (üledék – desztillált víz) a magyar szabványnak megfelelően (MSZ 21470/2-81, 1982). A pH mérések CONSORT C561 típusú műszerrel és WTW SenTix 52 típusú kombinált pH-, és SENTEK EC elektróddal végeztük el. Összesen 40 pH és 40 EC mérés készült.

A Na, Ca eloszlásainak meghatározása Rigaku Supermini röntgen-fluoreszcens spektroszkóppal készült a szelvények felső 50 cm-éből 10 cm-enkénti mintavételezéssel. A mérésekhez 5 szelvényt jelöltünk ki reprezentatívan az előzetes magleírás, pH és EC vizsgálatok eredményeinek figyelembevételével. A kapott eredményeket nem átlagoltuk, mert az évszakok tendenciák így is rendkívül jól látszanak. A műszer 50 kV feszültséggel és 4,00 mA anóddárammal, palládium röntgensugár cső használatával, 20 perces mérési idővel, EZScan üzemmódban működött.

3. Vizsgálati eredmények bemutatása

3.1. A terület csapadékadatai

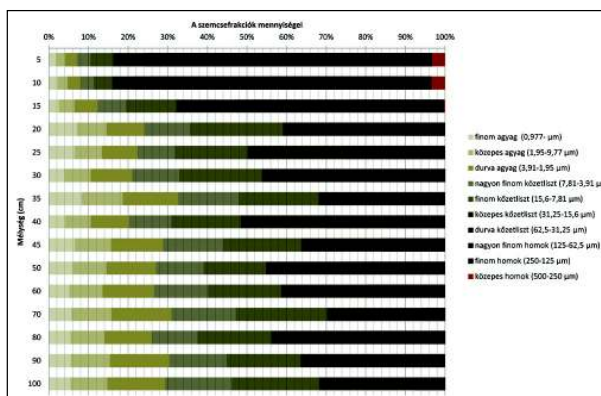
A Meteorológiai Világszervezet (WMO) ajánlása alapján az éghajlati leírások készítéséhez 30 éves periódus adatait célszerű figyelembe venni. Ez az időtartam megfelelően hosszú ahhoz, hogy a klíma változékonysága csak kismértékben jelenjen meg a klimatológiai karakterisztikában. Jelen esetben ez a periódus az 1971–2000 közötti időszakot jelenti. Az elmúlt évszázad során a csapadék mennyisége csökkent és évi összege 10%-kal lett kevesebb 1901 óta. Az évek között jelentős a változékonyság, így a csökkenés általános trendje mellett voltak aszályos időszakok a 20. század első felében, valamint előfordultak nagycsapadéku évek a század végén. A csapadék éves átlaga Szegeden 1971–2000 közötti időszakban 490 mm (www.met.hu). Az adatok alapján kijelenthető, hogy a legkevesebb csapadék az elmúlt harminc évben januártól márciusig keletkezett, míg a legtöbb májustól augusztusig.

3.2. A szemcseméret vizsgálatok eredményei

Az üledék felső 15 cm-ében a legnagyobb homoktartalom a szemcseméret vizsgálatok eredményei alapján. Az agyagfrakció mennyisége ebben a mélységben a legalacsonyabb. A frakciók arányai hasonlóan alakulnak 20–100 cm mélységek között. Ez a tartomány a köztiszt frakció által uralt. Az agyagfrakció mennyisége 20% körülre értékre nő, míg a homok mennyisége csökken (2. ábra). A szemcseméret vizsgálatok jelentősége abban rejlik, hogy a geokémiai paraméterek nagyban függenek az üledék fizikai jellemzőitől.

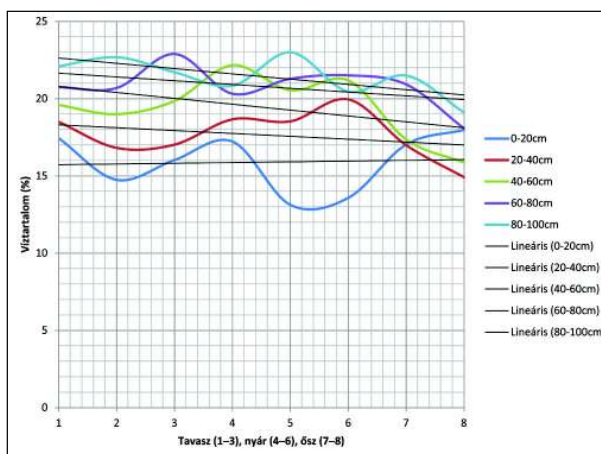
3.3. Az üledékek víztartalma és a terület talajvíz viszonyai

A szegedi Fehér-tó szikes üledékeinek víztartalma a mélységgel növekszik. A felszínen (0–20 cm) a legalacsonyabb, átlagosan 15% körül mozgott a mintavételi időszakban. 20–40 cm mélységben átlagosan már 1–2%-kal magasabb volt mérhető a fentihez képest. Értelemszerűen minél mélyebbről származik a minta, annál magasabb a víztartalma és tovább emelkedik, egészen a kétfázisú zóna eléréséig. 40 cm mélység alatt az ingadozás mellett az adatokra illesztett trendvonal egyértelmű vízmennyiség csökkenést mutat a tavasztól a nyárin keresztül az őszi mintavételig (3. ábra).



2. ábra – A szegedi Fehér-tó üledékeinek szemcsemérete

A talajvíz szintje átlagosan 200–300 cm mélységben változik a területen (AITVIZIG). A talajvízszint a nyári hidrológiai félévben (április végétől október elejéig) csökken, míg a téli hidrológiai félévben (október végétől április végéig) növekszik (Nyizsalovszki, Szabó, 2003).



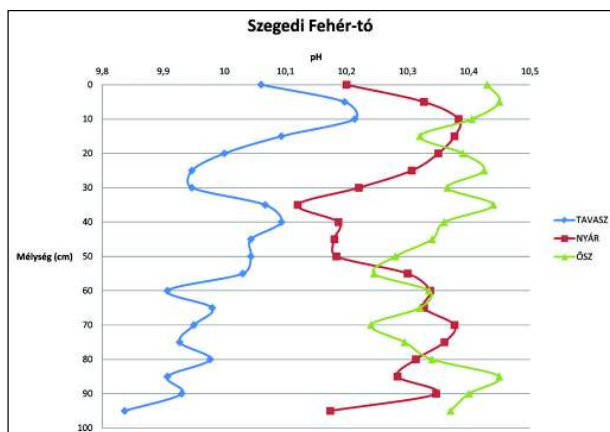
3. ábra – A szegedi Fehér-tó üledékeinek víztartalom változása

3.4. A pH mérések eredményei

Az üledék aktív savanyúságának mérése a vizsgálati módszereknél ismertetett módon szuszpenzióból történt. A mért eredményeket évszakok szerint átlagoltuk, így lényegében a három mintavételi időszak átlagos pH értékei kerültek összehasonlításra. Az üledék kémhatása pH=9,64 és pH=10,5 között változott. Az átlagok alapján a szezonális átlagok között szignifikáns eltérések adódtak. Az értékek ősszel a legmagasabbak és tavasszal a legalacsonyabbak (4. ábra). A nyáron mért pH-k közelebb állnak az ősziékhöz, de nagyobb szórást mutatnak azoknál, csakúgy, mint tavasszal. Az adatok őszi alacsony szórása azt jelenti, hogy ekkor geokémiai folyamatok homogenizálják a teljes szelvényt. Ősszel az átlagos pH érték a teljes üledékoszlopra nézve 10,4.

3.5. Az EC mérések eredményei

A 8 mintavételi időpontból származó üledékek EC értékeit évszakok szerint kiátlagolva hasonlítottuk össze, azonos módon a pH értékeknél alkalmazott eljárással. Az EC trendjei a pH értékeknél

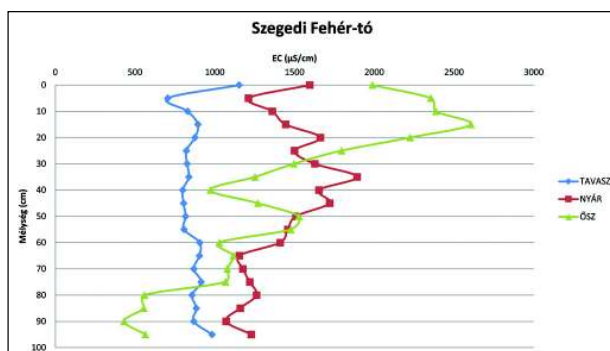


4. ábra – A szegedi Fehér-tó üledékeinek kémhatása

látottakhoz hasonlóan alakulnak. Tavasszal a vezetőképesség a legalacsonyabb és az adatokban a legkisebb az eltérés a szelvényben. A profil átlaga 867,85 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A nyáron mért vezetőképesség értékek a tavasziak felett alakultak. Az átlagos EC érték ekkor a szelvényben – ami viszonylag homogén eloszlást mutat – 1415,85 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A legmagasabb EC érték (2606 $\mu\text{S}/\text{cm}$) 15 cm mélységben ősszel jelentkezett. Az ősz során az EC értékek átlagosan alacsonyabbak, mint nyáron, de az adatok eloszlása sokkal nagyobb különbséget mutat (5. ábra).

3.6. A Na, Ca eloszlásvizsgálatok eredményei

A Na és Ca mennyiségének meghatározására irányuló vizsgálatok az előzetes felmérések alapján kijelölt 2012.06.20., 2012.06.27., 2012.10.30., 2013.05.10., 2013.05.17-i szelvényekből lettek elvégezve. A kapott értékeket azután időszakok szerint kellett átlagolni ahhoz, hogy a ciklusok trendjeivel lehessen foglalkozni.



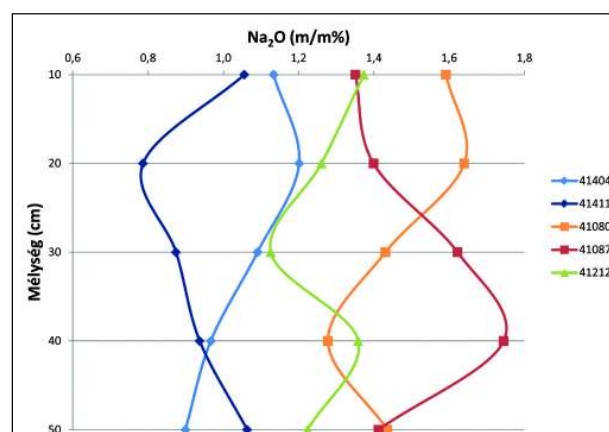
5. ábra – A szegedi Fehér-tó üledékeinek vezetőképessége

3.6.1. A Na eloszlása

A kiválasztott időpontokban az üledék Na tartalma a felszíntől folyamatosan csökken az 50 cm-es mélységig. A 2013 májusi minták magasabb Na tartalommal rendelkeznek a nyáriakhoz képest. A 2013.05.10-i minták átlaga 1,6 m/m%, míg a 2013.05.17-i mintáké 1,65 m/m%. A legalacsonyabb értékek a 2012.06.20-i és a 2012.06.27-i mintákban voltak mérhetőek. E profilok átlaga rendre 1,4 m/m% és 1,5 m/m%, tehát nagyon hasonlóan alakulnak. A legnagyobb értékek ősszel jelentkeznek. Ekkor a felszíni Na mennyiség a legnagyobb; 2,24 m/m%. Az őszi minták átlaga 1,7 m/m% (6. ábra).

3.6.2. A Ca eloszlása

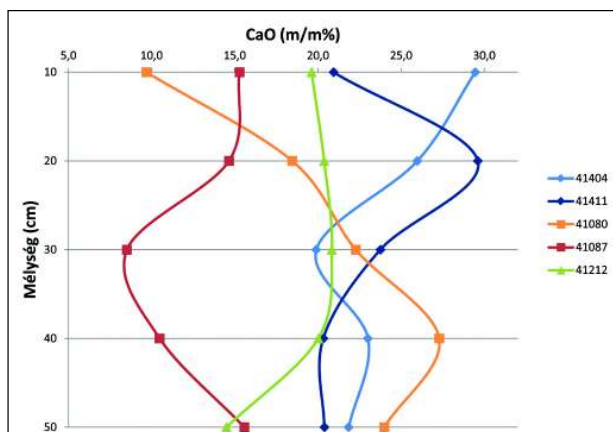
A Ca eloszlása viszonylag nagy szórást mutat. Az üledékoszlopban tavasszal voltak mérhetőek a legnagyobb Ca mennyiségek. A minták átlagai ekkor a legmagasabbak 2013.05.10-én 24 m/m%, 2013.05.17-én 23 m/m%. A 2012.06.20-i mintából a felszíntől 40 cm-es mélységig folyamatosan emelkedik a Ca mennyisége, míg 2012.06.27-én 30 cm-nél a legkisebb értéket produkálja a profil. Ebben a mintában átlagosan is a legkisebb a Ca tartalom. Az őszi minták profilja a felszíntől viszonylag kiegyenlített lefutású, 50 cm-nél figyelhető meg egy kisebb csökkenés. A minták átlaga ekkor 19 m/m% (7. ábra).



6. ábra – A Na eloszlása a szegedi Fehér-tó üledékeiben

4. Diskusszió

A szegedi Fehér-tó szikes üledékeinek víztartalma, kémhatása és vezetőképessége az üledékoszlop teljes hosszában meg lett mérve. E mérések alapján lettek kijelölve a Na és Ca vizsgálatokhoz a másodlagos mintavétel szintjei. Az első körben szerzett ismeretek alapján világosan látszik, hogy az intenzív geokémiai változások az üledék felső 50 cm-ében zajlanak. A víztartalom, pH és EC adatok diskussziójánál jelen munkában a Na és a Ca szempontjából fontos folyamatokat elemezzük. A felső 50 cm-es üledékrétegben a nyár során magasabb a Na-tartalom a többi évszakhhoz viszonyítva, valamint ekkor a pH is megnövekszik. Átlagosan a felső 50 cm-ben Ca-tartalom nyáron kisebb tavaszhoz és őszhöz viszonyítva. A kötőhelyekért zajló kompetíció a H^+ -ionokkal a Ca^{2+} -ionok javára alakul Na^+ -ionokkal szemben, a vegyértékhatás miatt (Bohn et al., 1985). Ez azt jelenti, hogy tavasszal alacsonyabb a pH, mivel a Ca^{2+} nagy része adszorbeálódik, leszorítva a H^+ -t a kötőhelyekről. A Na^+ eloszlása pedig a nagyobb víztartalom, illetve a terület vízborításának köszönhetően homogenizálódik az üledékben. Időközben az egyre több leszoruló H^+ -ion miatt a talajoldat kémhatása csökken és a Ca^{2+} elkezd leszorulni a kötőhelyekről, egyensúly áll be. Az időközben felszabaduló CO_2 -ből pedig a savasabb kémhatás miatt HCO_3^- képződik, az anionok között is egyensúly áll be. A kémhatás ismét emelkedni kezd, mely folyamatra a lúgosan hidrolizáló Na-sók hatása is ráerősít. Az üledék kiszáradásával nyárra ez a trend eléri a maximumát és lassan leáll, ugyanis a betöményedő talajoldatból immobilizálódik a Na^+ Na_2CO_3 és NaHCO_3 formájában. Az elektromos vezetőképesség esetében a tavaszi és nyári trendek követik a pH profilok változásait, illetve egyeznek azokkal. Az őszi magasabb EC értékért a nyári erős feláramlás és a száradó üledék következtében



7. ábra –A Ca eloszlása a szegedi Fehér-tó üledékeiben

felhalmozódó sók felelősek. Egyértelműen látszik, hogy a 20 cm-nél jelentkező csúcs nem mutatkozik meg a Na és a Ca diagramokon. Ennek oka, hogy az EC diagramon átlagolt értékek jelennek meg, valamint a megnövekedett vezetőképesség háttérében a Na⁺, és Ca²⁺ ionokon kívül más ionok hatásai is összeadódnak. Utóbbiak vizsgálata folyamatban van.

5.Összefoglalás

A szegedi Fehér-tó szikes üledékein végzett geokémiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy az intenzív változások az üledék felső 50 cm-ében zajlanak. A csapadékkal közvetlenül az üledék felső 20 cm-e van kapcsolatban. Környezeti szempontból ez az üledék-vastagság a legveszélyeztetettebb. Az eredmények alapján tisztán kivehető, hogy a tavaszi időszak nagy víztartalma, homogén sóprofilú, kisebb Na- és nagyobb Ca-tartalmú üledéket eredményez. Az elemek relatív mennyiségeinek kifejezésére használt „kisebb”, illetve „nagyobb” szavak az adott kémiai elem saját éves eloszlásainak kontextusában értendők, nem pedig elemek egymáshoz viszonyított arányaiban. Nyáron a csapadékmaximum az üledék már említett felső 20 cm-ében jelentkezik, ennél mélyebben a víztartalom csökkenő tendenciát mutat. Ekkor egy erős feláramlás

kezdődik, mely az őszi hónapokra szállítja a felszínre az oldott sókat. A Na mennyisége nyárra eléri a legnagyobb értéket, megemelve az üledék pH-ját. A Na⁺ talajoldatbeli mennyisége egyenes arányban változik a víztartalommal, ebben az esetben a nagyobb mennyiségű víz nagyobb mennyiségű Na⁺-t tud hidrolizálni. Ősszel folytatódik a nyári trend, azaz az oldott anyagok felhalmozódása a felszín közelében.

A szegedi Fehér-tó unikális élőhelyeinek megővésében feltétlenül fontos a terület geokémiai ciklusainak felderítése. A szikesek tavaszi-kora nyári víz általi feltöltődése elengedhetetlen a leírt körforgások fenntartásához. A legnagyobb veszélyt a természetes szikesekben a kilúgzódás jelenti, mely a feltöltődés elmaradásával, a globális klímaváltozás által a területen jellemző szárazodással és a Duna-Tisza közi süllyedő talajvízszinttel reális fenyegetést jelent.

Irodalomjegyzék

- Bohn, H.L., McNeal, B.L., O'Connor, G.A. (1985): Mezőgazdasági Kiadó – Gondolat Kiadó, Budapest, **363p.**
- Bozsó, G., Pál-Molnár, E. (2010): Geoszféra 2009, GeoLitera, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged, 41–78.
- Bozsó, G., Pál-Molnár, E., Hetényi, M. (2008): Cereal Research Communications, **36/5**, 1463–1466.
- Filep, T. (2001): Agrokémia és Talajtan, **50/3–4**, 451–456.
- Gharaibeh, M.A., Rusan, M.J., Eltaif, N.I., Shunnar, O.F. (2014): Applied Water Science, **4**, 223–230.
- Halmos, L., Bozsó, G., Pál-Molnár E. (2014): Visegrad Journal on Bioeconomy and Sustainable Development, **3/2**, 77–81.
- Halmos, L., Bozsó, G., Pál-Molnár E. (2015): Soil and Water Research, **165/2014-SWR** (in press).
- Keveiné Bárány, I., Muksi, L., Tímár, B. (2000): Az Alföld történeti földrajza, Nyíregyháza, 53–66.
- Nyizsalovszki, R., Szabó, Sz. (2003): Földrajzi Értesítő, **52/1–2**, 23–36.
- Pál-Molnár, E., Bozsó, G. (2007): Cereal Research Communications, **35/2**, 889–892.
- Rakonczi, J., Bozsó, G., Margóczy, K., Barna, Gy., Pál-Molnár E. (2008): Cereal Research Communications, **36/5**, 2047–2050.
- Szilágyi, J., Vorosmarty, Ch. (1993): Vízügyi Közlemények, **75/3**, 280–294.
- Tasnádi, R. (1997): Szegedi Mezőgazdasági Termelő és Szolgáltató Kft., 168.p.
- Zhang, L., Fang, J., Joeckel, R., M. (2013): Chemical Geology, **356**, 171–180.
- http://owwww.met.hu/eghajlat/eghajlati_adatsorok/sz/Navig/Index2.htm

A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM KRISTÁLYOSODÁSI KÖRÜLMÉNYEINEK MAGHATÁROZÁSA AMFIBOL TERMOBAROMETRIA SEGÍTSÉGÉVEL

Heincz Adrián László¹, Kiss Balázs^{1,2}, Almási Enikő Eszter¹

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

² MTA ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: heinczadrian@gmail.com

1. Bevezetés és földtani háttér

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] a Keleti-Kárpátok kristályos övének déli részén található alkáli magmás komplexum. A Kelemen-Görgény-Hargita neogén-kvarter vulkáni övtől K-re a Bukovinai takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre (Sándulescu, 1984; Kräutner, Bindea, 1995; Pál-Molnár, 2010a) (1. ábra). Szerkezetileg a Bukovinai takaróhoz tartozik és a takaró metamorf kőzeteivel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben (Pál-Molnár, 1994a, b, c). Keletkezési ideje U/Pb koradatok alapján 229,6±1,7/-1,2 millió év (Pană et al., 2002), K/Ar koradatok alapján 196±6 (Bagdasarian, 1972), illetve 237±9,1-216±8,8 millió év (Pál-Molnár, Árva-Sós, 1995), valamint ⁴⁰Ar/³⁹Ar adatok alapján 231,5±0,1-227,1±0,1 millió év (Dallmeyer et al., 1997).

A DAM É-i, ÉNy-i része kőzetanilag nagyon összetett: ultramafikus kumulátumok, gabbrók, dioritok, szienitek, gránitok és lamprofirók építik fel (1. ábra). Ezeknek a kőzeteknek fontos (kőzetalkotó) ásványa a kalcium amfibol.

Az amfibol a kristályosodás során érzékenyen reagál a kristályosodási körülmények megváltozására, valamint megjegyzi a magmakamrában történt folyamatokat, ezért jól használható a kristályosodási folyamatok rekonstruálására. Az amfibol összetételét nagyban befolyásolja a magma kémiai összetétele, a kristályosodási körülmények (nyomás, hőmérséklet, oxigén és víz fugacitás), valamint a vele együtt kristályosodó ásványok milyensége (Bachmann, Dungan, 2002; Ridolfi et al., 2010; Krawczynski et al., 2012).

Az amfibolok összetételén alapuló termobarométerek (Anderson, Smith, 1995; Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012; Krawczynski et al., 2012; Putirka, 2014;) lehetővé teszik a magmafejlődés körülményeinek számszerűsítését és a magmatározó rendszer felépítésének megismerését.

Kutatásunk célja összehasonlítani és felhasználni mindazon amfibol termobarométereket, amelyek alkalmasak alkáli magmás rendszerben lévő amfibolok kristályosodási nyomás- és hőmérséklet viszonyainak becslésére, valamint ezen *P*, *T* értékek meghatározását és alkalmazhatóságát DAM amfibol-tartalmú kőzetei esetében.

2. Vizsgálati módszerek

Az ultramafikus kumulátumok és dioritok amfiboljainak kémiai összetételét Cameca SX50 típusú elektronmikroszondával (15 kV gyorsító feszültség, 20 nA áramerősség; természetes ásvány standardok segítségével) határoztuk meg a Berni Egyetemen. A szienitek, gránitok és lamprofirók amfiboljainak kémiai összetétel meghatározásai Budapesten az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézetében készültek JEOL JXA-733 típusú elektronmikroszondával (15 kV gyorsító feszül-

ség, 20 nA áramerősség). A lamprofirók amfiboljainak további főelem összetétel meghatározása CAMECA SX50 elektronmikroszondával történt az Uppsalai Egyetem Geológiai Tanszékén (15 kV gyorsító feszültség, 20 nA áramerősség).

3. Amfibol termobarometria

Leake et al. (1997) és Hawthorne et al. (2012) osztályozási kritériumai alapján a masszívum amfibolt tartalmazó kőzeteiben kalcium amfibolok vannak jelen. A kumulátumokban és a dioritokban pargazit, ferropargazit, magneziohastingsit és kaersutit fordul elő, a szienitekben hastingsit, a gránitokban ferro edenit, míg a lamprofirók hastingsit, kaersutit, és magneziohastingsit tartalmúak (Pál-Molnár, 2000; Batki et al., 2004; Pál-Molnár, 2005; Batki, Pál-Molnár, 2005, 2006; Kovács, Pál-Molnár, 2005; Batki et al., 2014; Pál-Molnár et al., 2015; Almási et al., 2015 in press).

Munkánk során kísérletileg előállított amfibol kristályok összetéti adatait elemeztük annak kiderítésére, hogy egy (a DAM-hoz hasonló) alkáli rendszer esetében, különböző *P*, *T* körülmények között és eltérő magma összetétel mellett, milyen kémiai összetételű amfibolok jönnek létre.

A kísérleti adatok Nekvasil et al. (2004) munkájából származnak, amelyekben ismert összetételű kőzettípusokban meghatározott kristályosodási körülmények között vizsgálták a keletkezett amfibolok összetételét. A kiindulási kőzet egy alkáli bazalt volt, amely a frakcionációs kristályosodás során közepes alkáli-tartalmú hawaii, trachiandezit, alkáli szienit, mugearit típusú kőzeteket eredményezett. A kísérletben még egy szintetikus felzikus trachit kőzet is felhasználásra került. A kísérletben a nyomás 9,3 kbar (930 MPa) és 4,3 kbar (430 MPa), a hőmérséklet 1040-920 °C, a víz mennyisége 0,5 tömegszázalék, az oxigénfugacitás 1,5 log egység voltak.

A kísérleti amfibol-adatokat különböző termobarometriai egyenletekbe helyettesítettük (Anderson, Smith, 1995; Ridolfi et al., 2010; Ridolfi, Renzulli, 2012; Krawczynski et al., 2012; Putirka, 2014), vizsgálva a különböző egyenletek pontosságát és a kísérletben alkalmazott kristályosodási paramétereket.

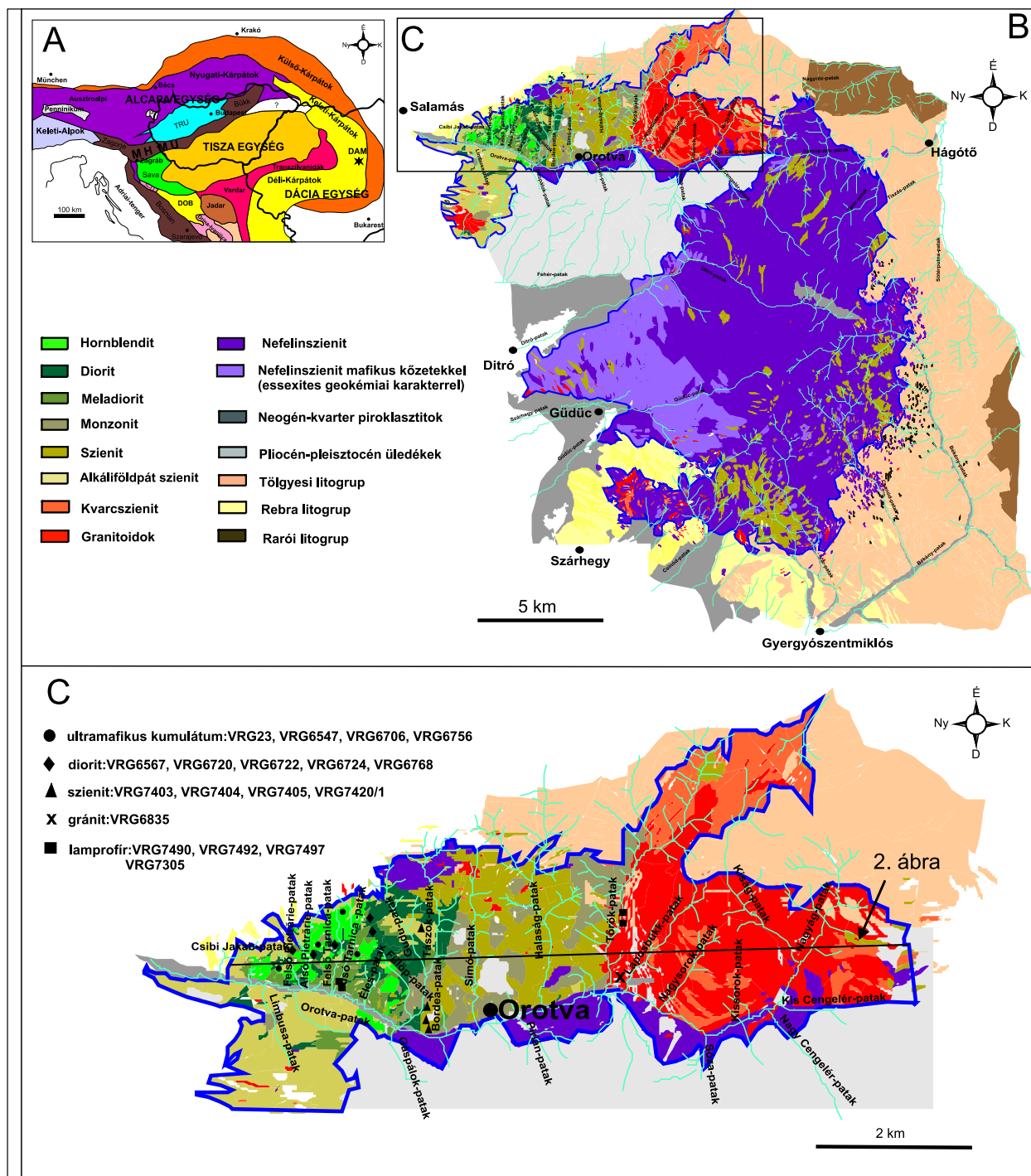
A használt termobarométerek tulajdonságait az 1. táblázat foglalja össze.

A termobarométerek közül Ridolfi és Renzulli (2012) egyenletei közelítették meg a legjobban a kísérleti állapotokat, ezért ezt alkalmaztuk a Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiben lévő amfibolok kristályosodási nyomás és hőmérséklet viszonyainak becslésére. Ridolfi és Renzulli (2012) újra kalibrálta a Ridolfi és munkatársai (2010) oxo-hygro-termo-barométert, így alkáli magmából származó kalcium amfibolokra is használhatóvá vált, 1130 °C és 2,2 GPa értékekig (a nyomás és hőmérséklet becslésére az amfibol összes

kationját felhasználják egy általuk meghatározott egyenlet szerint). A termométer számolási hibája $\pm 23,5$ °C míg a barométeré $\pm 11,5\%$ volt. A nyomás kiszámításához több egyenletet ismertetnek, amelyek mindegyikét más rendszer és nyomástartomány alapján kalibrálták. A kalibráció alapjaként az amfibolok teljes kémiai összetételeket vették figyelembe, melyekre különböző nyomástartományban (becsült nyomás – kísérleti nyomás diagramon) és kapcsolattal (normál vagy természetes logaritmikus) regressziós egyeneseket illesztettek. A termobarométer alkalmazhatóságának kritériuma a $(Mg/(Mg+Fe^{2+})) > 0,5$, $Al\# \leq 0,21$, $Al\# = Al^{VI}/Al^I$ és az oxidok összege < 98

t% volt. Mivel az eredeti kritériumrendszer jelentősen korlátozta a használható adatok mennyiségét, ezért módosításokat hajtottunk végre az egyenletekben: lehoztuk Σ oxid határát 97 t%-ra, ezzel nagyobb teret engedünk a nehezen mérhető OH-csoport okozta mennyiségkülönbség kiküszöbölésére, emellett eltávolítottuk a $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0,5$ feltételt, mivel alkáli rendszerek fejlettebb magmáiban az amfibolok Mg# értéke alacsonyabb is lehet.

A nyomás értékeinek becslésére Ridolfi és Renzulli (2012) 5 db egyenlete közül a legjobb egyezést a kísérleti eredményekkel a „P1a”



1. ábra – A. A Ditrói Alkáli Masszívum helyzete az Alpok-Kárpátok-Dinaridák régióban (Pál-Molnár, 2010a); B. A Ditrói Alkáli Masszívum földtani térképe; C. Mintavételi helyek a Ditrói Alkáli Masszívum északi részén

1. táblázat – Az alkalmazott termobarométerek összehasonlítása

Tulajdonságok	Ridolfi et al. (2010)	Ridolfi, Renzulli (2012)	Putirka (2014)	Krawczynski et al. (2012)	Anderson, Smith (1995)
Magmás rendszer	mészalkáli	mészalkáli és alkáli	magmás	bazalt és andezit	gránit batolit
Termométer	igen	igen	igen	nem	nem
Barométer	igen	igen	igen	igen	igen
Termométer hibahatár	±22 °C	±23.5 °C	± 33 °C	-	-
Barométer hibahatár	±11-24%	± 11.5%	± 0.15 Gpa (150 MPa)	±142 Mpa	± 0.6 kbar (60 Mpa)
Kritériumok	<0.21 Al#	Mg# > 0.5 és Al# ≤ 0.21	Fe-Mg oxid egyensúly 0.28 ± 0.11	-	0.4 < Mg# < 0.65
Egyéb	fO ₂ és olvadék víztartalom számolás		Ridolfi, Renzulli (2012) "eq1d" képlete alapján	Larocque, Canil (2010) képlete alapján	-

és „P1d” egyenletek nyújtották. A „P1a” 9,3 kbar-os értékeinek hibahatára 2-47% (18-433 MPa), 4,3 kbar esetén 9-30% (38-130 MPa). A „P1d” egyenletnél előbbinél 2-56% (22-523 MPa), míg utóbbinál 14-27% (61-115 MPa) volt a hiba mértéke. A „P1b”, „P1c” és „P1e” egyenletek együttesen nagy nyomáson 4-64% (33-598 MPa), míg kis nyomáson 12-47% (52-203 MPa) hibával becsültek alul. A hőmérséklet becslés esetében a nagy nyomású eredmények hibahatára 2-128 °C-os túlbecsülés, míg kis nyomáson alulbecsült 43 °C-al, illetve túlbecsült 29 és 35 °C-al. A legtöbb érték a hibahatáron kívül volt (hibahatár= ±23,5 °C).

3. Termobarométer alkalmazása a DAM amfiboljaira és a kapott adatok értelmezése

A DAM kőzetei közül öt amfibol-tartalmú kőzettípust vizsgáltunk (ultramafikus kumulátum, diorit, lamprofir, szienit és gránit). A *P*, *T* számoláshoz a módosított táblázatot használtuk, ezáltal minden kőzettípusból kaptunk értékeket a nyomásra és hőmérsékletre. A hőmérsékleti adatok esetében az 1050 °C feletti értékeket nem fogadtuk el, mivel a kísérletek azt mutatták, hogy 1050 °C fölött nem jelenik meg amfibol alkáli magmás folyamatokban (Holloway, 1973; Nekvasil et al., 2004).

Az egyes kőzetekhez tartozó adatokat átlagoltuk. A továbbiakban csak a nagy nyomásra kalibrált „P1a” és a kis nyomásra kalibrált

2. táblázat – A DAM kőzeteinek nyomás és hőmérsékleti értékei Ridolfi, Renzulli (2012) termobarométere alapján

Kőzettípus	Nyomás (Mpa)		Hőmérséklet (°C)
	„P1a”	„P1b”	
Egyenlet			
ultramafikus kumulátum	814±254	421±38	922-1045
diorit	854±175	380±50	899-1049
szienit	1161±295	311±41	954-1006
gránit	337±106	124±15	798-985
lamprofir	554±169	440±119	833-1033

„P1b” egyenletek adatait használtuk fel (2. táblázat).

Az adatok alapján meghatároztuk az amfibolok kristályosodási mélységét a kontinentális kéreg esetében litosztatikus nyomással számoltunk. Az átlagos kőzetsűrűséget (2,8 g/cm³) alapul véve 100 MPa nyomásnak körülbelül 3,7 km-es mélység felel meg.

A DAM ultramafikus kumulátumai esetén a „P1a” egyenlettel 30 km ± 9 km amfibol kristályosodási mélységet, a „P1b” egyenlettel pedig 16 km ± 1 km mélységet vehetünk figyelembe.

A lamprofirok esetében ezek az értékek 20 km ± 6 km („P1a”), illetve 14 km ± 4 km (P1b”).

A dioritok esetében a „P1a” egyenlet szerint 31 km ± 6 km, míg a „P1b” egyenlet szerint 14 km ± 2 km becsülhető.

A szienit mélységértékei a „P1a”-nál 43 km ± 11 km, a „P1b”-nél 12 km ± 2 km.

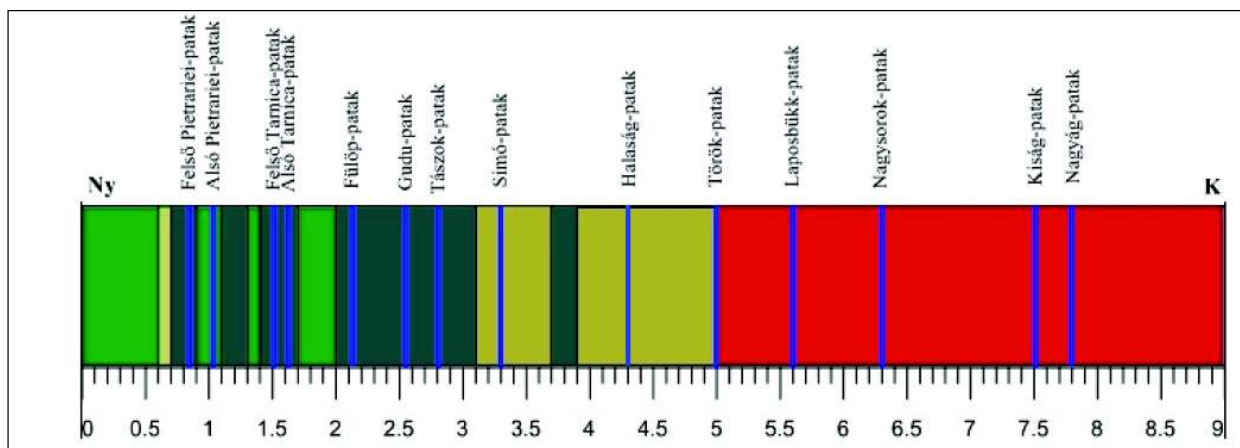
A gránit lehetséges amfibol kristályosodási mélységei a „P1a” esetén 12 km ± 4 km, a „P1b”-nél 5 km ± 1 km.

A hőmérsékletek becslése alapján a kumulátumok amfiboljai keletkeztek a legnagyobb hőmérsékleten, 1010 °C-on. Ennél kb. 20°C-al kevesebb a dioritok becsült amfibol kristályosodási hőmérséklete (990 °C). A szienitek pár fokkal kisebb átlag keletkezési hőmérsékletet mutattak (982 °C). A lamprofir telérek amfiboljai 948 °C-on keletkeztek. A legalacsonyabb értéket a gránitok amfiboljai mutatták, 845 °C-ot.

A DAM északi részén, az Orotva-patak mentén felvett 9 km-es szelvényen látható a vizsgált kőzetek felszíni megjelenése (2. ábra). A kőzettani szelvényen jól követhető a kőzetek egymáshoz viszonyított térbeli helyzete. A magmatározó eredeti helyzetéből az alpi tektonikai események során nyíródott le kb. 2000 m mélységben (Kräutner, Bindea, 1995; Pál-Molnár, 2000).

Az amfibolok termobarometriai eredményei alapján a masszívum térbeli helyzetére vonatkozóan két lehetséges értelmezés adódik:

1. A nagy nyomáson kalibrált „P1a” egyenletből származó értékek azt mutatják, hogy az ultramafikus kumulátum kőzetek a kéreg-köpeny határ zónából (kb. 30 km mélységből) származnak, hasonló mélységből, mint a dioritok. A szienitek mélyebb tartományból származnak (43 km). A gránitok sekélyebb mélységet mutatnak (12 km). Ez a 43–12 ± 11-4 km mélységtartomány 21 km ± 11-4 km vastag magmás (magmatározó) rendszert jelöl. Az adatok alapján a felszínen látható 9 km-es kőzettani szelvény lehetséges magyarázata, hogy az egyes kőzetek amfiboljai különböző mélységben, különböző forrásból kezdtek kikristályosodni, de a



2. ábra – Egyszerűsített felszíni kőzettani szelvény a DAM É-i részének vizsgált szakaszáról

■ = alkáliföldpát-szenit, ■ = kumulátum, ■ = diorit, ■ = szienit, ■ = gránit, — patak

végso megrekedési helyük ugyanabban a magmatározóban volt. A lamprofir telérokózetek amfiboljai 20 km kristályosodási mélységet jelölnek, de a terepi megfigyelések alapján utolsó magmás eseményként értelmezhetők, mivel átjárják az előbb említett kőzeteket.

2. A kis nyomásra kalibrált „P1b” egyenlet értékei sekélyebb amfibol kristályosodási mélységet jelölnek (16–5 km ± 1 km tartomány). Legnagyobb mélységi érték az ultramafikus kumulátumokhoz kapcsolható (16 km), ezt követik a dioritok 14 km, a szienitek 12 km és végül a gránitok 5 km értékekkel. Az amfibolok kristályosodási mélységei által meghatározott 11 km-es szakaszban kijelölhető egy 90°–45° közötti kibillenési szög ami a felszíni 9 km-es térbeli eloszlást leképezi. A lamprofir telérfázis (14 km) ugyanúgy utolsó magmás eseményként értelmezhető.

Az ultramafikus kumulátumoknak és dioritoknak hasonló az amfibol összetételük (Pál-Molnár, 2000; Almási et al., 2015). Az ultramafikus kumulátumok lencsék és tömbök formájában a dioritokban xenolitiként jelennek meg. Valószínű, hogy a kumulátum kőzetek előbb keletkeztek, mint a dioritok, de közel hasonló mélységben. A már megszilárdult kumulátumot a dioritos magma felszakította és magával ragadta.

A szienitek és a gránitok hasonló amfibol típusokat tartalmaznak, de az amfibolokból számolt mélységi keletkezési körülményeik jelentősen eltérnek egymástól, illetve a kumulátumoktól és dioritoktól is.

Vizsgálataink bizonyítják, hogy Ridolfi és Renzulli (2012) termobarométere használható alkáli magmás rendszerben kristályosodó amfibolok esetében, mint azt a Ditrói Alkáli Masszívum amfiboljainak tesztelése, kristályosodási P , T értékei is mutatják.

Irodalomjegyzék

Almási, E.E., Batki, A., Kiss, B. (2015): *Földtani Közlöny*, in press.

Anderson, J.L., Smith, D.R. (1995): *American Mineralogist*, **80**, 549–559.

Bachmann, O., Dungan, M.A. (2002): *American Mineralogist*, **87**, 1062–1076.

Bagdasarian, G.P. (1972): *Studii și Cercetării Geologie, Geofizică și Geografie, Seria Geologie*, **17/11**, 13–21.

Batki, A., Pál-Molnár, E., Bárdossy, A. (2004): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **45/2**, 21–28.

Batki, A., Pál-Molnár, E. (2005): *Geolines*, **19**, 20–22.

Batki, A., Pál-Molnár, E. (2006): *Mineralogia (Mineralogia Polonica)*, **28**, 22–24.

Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G., Skelton, A. (2014): *Lithos*, **200–201**, 181–196.

Dallmeyer, D.R., Kräutner, H.G., Neubauer, F. (1997): *Geologica Carpathica*, **48**, 347–352.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., Dosseto, A. (2007): *The Geological Society of America*, **35/9**, 787–790.

Krawczynsky, M.J., Grove, T.L., Behrens, H. (2012): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **164/2**, 317–339.

Kräutner, H.G., Bindea, G. (1995): *Romanian Journal of Mineralogy*, **77/3**, 1–44.

Kräutner, H.G., Bindea, G. (1998): *Slovak Geological Magazine*, **4**, 213–221.

Kovács, G., Pál-Molnár, E. (2005): *Földtani Közlöny*, **135/1**, 121–143.

Nekvasil, H., Dondolini, A., Horn, J., Filiberto, J., Long, H. (2004): *Journal of petrology*, **45**, 693–721.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **160/1**, 45–66.

Pál-Molnár, E. (1994,a): *A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai*, 85 p.

Pál-Molnár, E. (1994,b): *Szegedi Akadémiai Bizottság, Föld-és Környezettudományi Szakbizottság*, 52 p.

Pál-Molnár, E. (1994,c): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **34**, 95–109.

Pál-Molnár, E. (2000): *Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged*, 172 p.

Pál-Molnár, E. (2006): *Geolines*, **20**, 103–104.

Pál-Molnár, E. (2010a): *Sepsiszentgyörgy, Csíkszereda*, 33–43.

Pál-Molnár, E. (2010b): In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): In: Szakáll, S., Kristály, F. (Eds.): *Sepsiszentgyörgy, Csíkszereda*, 63–88.

Pál-Molnár, E., Árvai-Sós, E. (1995): *Acta Mineralogica-Petrographica*, **36**, 101–116.

Pál-Molnár, E., Batki, A., Ódri, Á., Kiss, B., (2015): *Geologia Croatica*, **68/1**, 51–66.

Pană, D., Balintoni, I., Heamen, L., Creaser, R. (2002): *Geologica Carpathica*, **53**, Special Issue, 177–180.

Putirka, K. (2014): *GSA Annual Meeting in Vancouver*, 180/4.

Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **163/5**, 877–895.

Sândulescu, M. (1984): *Editura Tehnică*, 336 p.

KÖZETTANI VIZSGÁLATOK LEHETSÉGES SZEREPE A KÖZÉRDEKŰ ÁSVÁNYI NYERSANYAG LELŐHELYEK (MINATURA 2020 PROJEKT) KIJELÖLÉSÉBEN

Horváth Zoltán, Vígh Csaba, Sári Katalin

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest
e-mail: horvath.zoltan@mfgi.hu

Európa és Magyarország ásványi nyersanyag importfüggősége felhívta a figyelmet arra, hogy határozott intézkedésekre van szükség az ásványi nyersanyag szemlélet fejlesztésében, a kapcsolódó tudásbázis, szakértői hálózat kialakításában, illetve a szabályozás átalakításában egyaránt. Az Európai Unió intézkedéseiben irányadó az Európai Innovációs Partnerség Stratégiai Megvalósítási Terv (EIP SIP), amelyhez számos támogatási eszköz tartozik a fenti célok megvalósítása érdekében. Az egyik a H2020 program, amelynek egyik nyertes projektje a MINATURA 2020, 20 ország 24 partnerének a részvételével (részletesen: www.minatura.eu). A Magyar Földtani és Geofizikai Intézet a szabályozási keretrendszer vizsgálatát végző munkacsoportot vezeti.

A MINATURA projekt célkitűzéséhez vezető egyik lépés a „közérdekű ásványi nyersanyag-előfordulás” (Mineral Deposits of Public Importance – MDoPI) fogalom meghatározása. Ennek érdekében először a következőket kell definiálni:

- ásványi nyersanyag,
- ásványi nyersanyag-előfordulás,
- közérdek,
- közérdekű ásványi nyersanyagok.

Az MDoPI-k védelmére a jövőbeli igények kielégítése miatt van szükség, tehát ezek olyan lelőhelyek, amelyek jelenleg nem állnak művelés alatt. Közérdekűségük azt jelenti, hogy gazdasági vagy társadalmi szempontból jelentősen a teljes EU, egy tagállam, vagy akár egy régió számára. Ha az MDoPI-k kijelölése során vagyton- és készletosztályozásra van szükség, nemzetközileg elfogadott szabványt kell használni (UNFC, CRIRSCO).

Az MDoPI-k meghatározását EU-s, tagállami és regionális/helyi szinten kell megtenni. Ezt geológusok és más szakemberek (különböző érintettek) együtt, tapasztalatok alapján végzik majd, földtani, gazdasági és társadalmi szempontok figyelembe vételével. Egyes vélemények szerint a korlátozó tényezők (természetvédelem, örökségvédelem, beépített terület) miatt kizárt területen nem lehet MDoPI-t kijelölni. Ez a kizárás azonban függ a bányá típusától is, hiszen a külszíni bányászatot és fűrőlyukból történő kitermelést jelentősebben érinti az egyéb területhasználat, mint a mélyművelésű bányászatot. Az elkészült MDoPI adatbázist rendszeresen frissíteni kell.

Az MDoPI-k kijelölésének egyik lehetséges módja:

- EU-s szinten: kritikus elemek, ércék, és néhány fontosabb ipari ásvány, amelyek nemzetközi kereskedelme jelentős;
- Országos szinten: egyéb ipari ásványok, amelyek nemzetközi kereskedelme korlátozott. Az országos szintű MDoPI-k kijelölése

tagállami szinten fog zajlani, amelynek feltételeit a MINATURA projekt határozza meg, és esettanulmányokkal teszteli;

– Regionális szinten: építőipari ásványi nyersanyagok. Az országos szinthez hasonlóan itt is tagállamonként zajlik majd az MDoPI-k kijelölése, esettanulmányok segítségével ellenőrizve.

A „közérdekű ásványi nyersanyag-előfordulás” azonosításához, jellemzéséhez elengedhetetlen az ásványi nyersanyag és az azt befogadó földtani közeg minőségi paramétereinek a figyelembe vétele. Habár komplex megközelítés szükséges az ásványi nyersanyag lelőhelyek kijelöléséhez (üledékföldtani- vagy teleptani értékelés, geodinamikai, szerkezetföldtani értékelés, stb.), ugyanakkor a gyakorlatban az ásványvagyon becsléshez sokszor elegendő a rutinszerűen alkalmazott közettani-geotechnikai vizsgálatok (szemcseeloszlás-, Los Angeles vizsgálat homokok, illetve zúzott kő esetében), vagy a rutin geokémiai vizsgálatok érces esetében. Az említett nyersanyagfüggőség mérséklés érdekében egyre pontosabban kell ismernünk az ásványi nyersanyag lelőhelyeinket elsődleges- és másodlagos nyersanyagok (pl. bányászati hulladékok; meddők, zagytározók) vonatkozásában egyaránt. A kutatások utáni adatszolgáltatások kapcsán is erősíteni szükséges az ásványi nyersanyagokra vonatkozó minőségi paraméterek megadását. A korszerű ásványvagyon értékelésben, osztályozásban és nyilvántartásban a közettani vizsgálatokban ott lehet szerepe, hogy az együttműködések, az ipar diktálta igények, vagy a jogszabályi előírások alapján a legkorszerűbb eszközökkel áll rendelkezésre. A Kritikus Nyersanyagok (CRM), a kritikus elemek, ezen belül a ritkaföldfémek vizsgálata, potenciáljának értékelése a korábban részletesen nem vizsgált lelőhelyeken, másodlagosan felhalmozott anyagokban szükségyszerű és új perspektívát jelenthet a földtudományoknak, itt elsősorban a közzettan-geokémiai vizsgálatok alkalmazásának.

Munkánkban részletesebben bemutatjuk a projekt aktuális eredményeit, és felhívjuk a figyelmet a közettani-geokémiai vizsgálatok jelentőségére az ásványi nyersanyag-lelőhelyek értékelése, illetve a „közérdekű ásványi nyersanyag-előfordulás” kijelölésében.

Irodalomjegyzék

Ad Hoc Working Group on Exchange of best practices on minerals policy and legal framework, information framework, land-use planning and permitting (AHWG) 2014: Recommendations on the framework conditions for the extraction of non-energy raw materials in the European Union. Report, 35 p.

A KERIMASI MÉLYSÉGI KÖZETEIBEN TALÁLHATÓ OLVADEKZÁRVÁNYOK VIZSGÁLATA

Káldos Réka¹, Guzmics Tibor¹, Váczi Tamás², Baris Adrienn³, Berkesi Márta¹, Szabó Csaba^{1,4}

¹ Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Közéttan-Geokémiai Tanszék, ELTE, Budapest

² Ásványtani Tanszék, ELTE, Budapest

³ Anyagfizikai Tanszék, ELTE, Budapest

⁴ Központi Kutató és Műszer Centrum, ELTE, Budapest

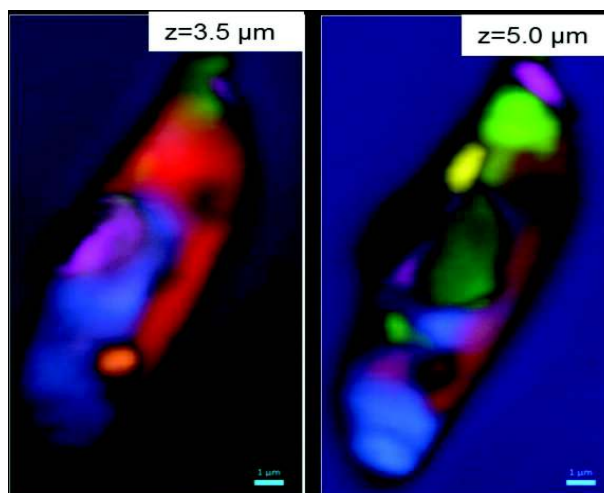
e-mail: rekakaldos@gmail.com

A magmás kőzetek ásványaiban található olvadékszárványok vizsgálatával közvetlen bizonyítékot kaphatunk a magma különböző fejlődési szakaszairól, amelyek tükrözik a magmás rendszer fizikai és kémiai fejlődéstörténetét. Az alkáli szilikát és karbonátit kőzetek sajátossága, hogy az alkáli ásványok (főleg karbonátok, hidrokarbonátok) szinte teljesen hiányoznak a kőzetekből, noha korábbi munkák alapján ezen ásványfázisok meghatározó mennyiségben alkotói lehetnek az eredeti kőzeteknek (Guzmics et al., 2011; Mitchell, 2009). Az ellentmondás feloldható, hiszen ismert, hogy az alkáli karbonátok és hidrokarbonátok vízben oldódó fázisok, és a mállási folyamatok miatt gyorsan (akár órák, napok alatt) átalakulhatnak, ezért kizárólag a teljes kőzetösszetétel vizsgálatával jelenlétük nem deríthető fel. Az egyes ásványokban megőrződött olvadékszárványok vizsgálatával azonban lehetőség nyílik a vízdoldható fázisok tanulmányozására is, ezáltal pontosabb kép rajzolható az alkáli szilikát és karbonátit kőzetek anyaolvadékának összetételéről és petrogenéziséről.

A Kerimasi vulkán a kelet-afrikai árokrendszer mentén fekvő sztrato-vulkán, amelyet főleg nefelinit, fonolit és karbonátit épít fel (Dawson, 2008). A Kerimasi vulkán mélységi kőzeteinek (afrikandit, jakupirangit) klinopiroxénjeiben azonosított olvadékszárványokat nagy felbontású (~1 µm) Raman spektroszkóppal és fókuszált ionsugarú pásztázó elektronmikroszkóppal (FIB-SEM) vizsgáltuk, azzal a céllal, hogy meghatározzuk 1/ az olvadékszárványokban található ásványfázisokat, 2/ azok térbeli eloszlását és 3/ az egyes ásványfázisok térfogatarányát. Raman spektroszkópiai pontmérések segítségével az olvadékszárványokban alkáli karbonátokat (pl. nyerereit, shortit, burbankit), hidrokarbonátot (nahkolit), valamint szulfátokat (szulfohalit, barit) azonosítottunk.

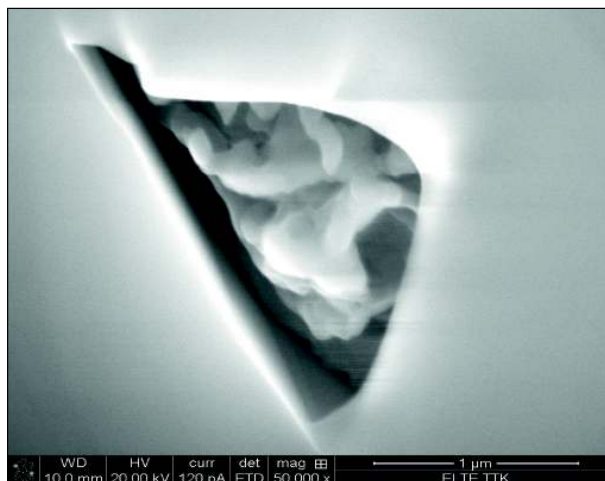
Az olvadékszárványokról a bezáró ásvány felszínével párhuzamosan, részletes Raman térképet készítettünk különböző mélységekből (1. ábra) ($z=1,5 \mu\text{m}$), ami lehetővé tette, hogy képet kapjunk a zárványban jelenlévő ásványfázisok térbeli eloszlásáról mikrométeres léptékben. Azonban a Raman vizsgálatok alapján feltételezhető volt, hogy előfordulhatnak nem Raman aktív (pl. só) fázisok is az olvadékszárványban, ezért FIB-SEM vizsgálatokat végeztünk a korábban Raman térképezésen átesett olvadékszárványokon. A FIB-SEM mérések során az olvadékszárványok folyamatos feltárása történt a bezáró ásvány felszínére merőleges irányban. A feltárás során 0,2 µm-os lépésközzel haladva, minden feltárt szeletről nagy felbontású (2-4 nm) szekunder elektron (SE) (2. ábra), valamint visszaszórt elektron (BSE) képek készültek, továbbá az egyes feltárt ásványfázisokon kémiai elemzést (EDS) is végeztünk. A feltárásról készült BSE képeket felhasználva, az egyes zárvány szeleteket interpolálva megalkottuk az olvadékszárványok 3D modelljét, ami lehetővé tette az olvadékszárványban jelenlévő ásványfázisok térfogatának a becslését.

Az olvadékszárványok komplex analitikai vizsgálatának tehát kiemelt szerepe van az olvadékok és fluidumok fizikai és kémiai tulajdonságainak meghatározásában. A modern technikák segítségével kapott eredmények jelenösen hozzájárulnak az alkáli szilikát és karbonátit kőzetek képződésének jobb megértéséhez.



1. ábra – 3D Raman térkép jakupirangit klinopiroxénjében található olvadékszárványról és a benne jelenlévő ásványfázisok (főleg alkáli karbonátok) eloszlásáról

A Raman térképek $z=3,5$ és $5,0 \mu\text{m}$ konfokális mélységben készültek.



2. ábra – Kősó kristályok egy feltárt karbonátolvadék-zárványban jakupirangit klinopiroxénjében SE felvétel.

Irodalomjegyzék

Dawson, J.B. (2008): Geological Society London, **33**, 64–66.

Mitchell, R.H. (2009): Contribution to Mineralogy and Petrology, **158**, 589–598.

Guzmics, T., Mitchell, R.H., Szabó, Cs., Berkesi, M., Milke, R., Abart, R. (2011): Contribution to Mineralogy and Petrology, **161**, 177–196.

PETROGRÁFIAI ÉS FLUIDUMZÁRVÁNY VIZSGÁLATOK A PARAJDI KŐSÓBAN (ERDÉLY, ROMÁNIA)

Kátai Orsolya Renáta¹, Tóth Attila^{1,2}, Káldos Réka¹, Szabó Csaba¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Budapest

²Sapientia EMTE, Természettudományi és Művészeti Kar, Környezettudomány Tanszék, Kolozsvár
e-mail: kataiorsolya@yahoo.com

Az Erdélyi-medence középső-miocén fejlődéstörténetének fontos szakaszát képezte az evaporitok képződése, amelyek jelenléte a medence tektonikai eseményeit is befolyásolta (Krézsek, Bally, 2006). Ezek vizsgálata hozzájárul a térségben lezajlott geológiai folyamatok megértéséhez. Az erdélyi sókőzetekben előforduló fluidumzárványokról napjainkig leginkább leíró jellegű munkák születtek (Har et al., 2010), ezek részletes megismerése nem képezte a korábbi vizsgálatok tárgyát.

A petrográfiai megfigyelések során – figyelembe véve a szemcsék méretét, morfológiáját és a szemcsehatárok lefutását – elkülönített szövettípusok segítségével nyomon követhető a kőzet dinamikus fejlődéstörténete: a kiindulási állapotot az idiomorf halitkristályokból álló *elsődleges* euhedrális szövet mutatja, a deformáció hatására végbemenő változásokat inekvigranuláris, varratos-mozaikos szövet őrzi, végül a deformáció előrehaladtával a kőzetben egyensúlyi szöveti bélyegek – 120°-os szöget bezáró hármasszemcsehatárok – jelennek meg. A vizsgált kősóban azonosított nagy számú fluidumzárvány generációk is ezt mutatják, amelyek változatos alakúak, mérettel és fázissaránnyal jelennek meg (1. és 2. ábra).

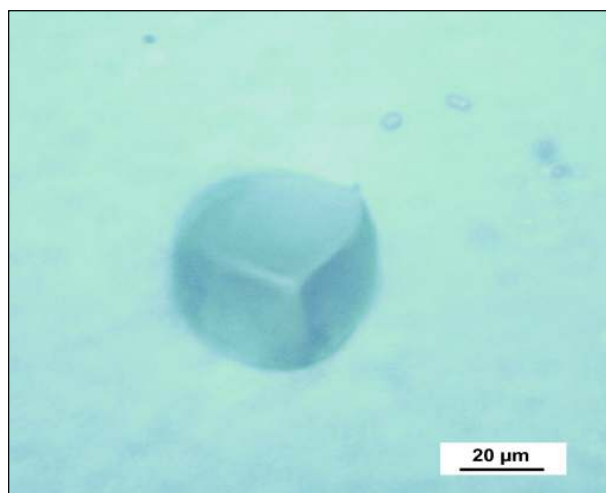
A növekedési zónák mentén illetve a szemcsék belsejében előforduló negatív kristály alakú, folyadék fázist tartalmazó, 5–50 µm méretű fluidumzárványok elsődlegesek, a kősó kiválásával csapdázódtak. A repedések és hasadási síkok mentén előforduló változatos alakú (negatív kristályalak, ovális, szabálytalan), folyadék vagy folyadék+gáz fázist tartalmazó, 2–55 µm méretű fluidumzárványok másodlagosak, a kősó keletkezését követő folyamatok során keletkeztek. A fluidumzárványokon végzett Raman spektroszkópos vizsgálatok alapján a folyadék fázis az elsődleges és másodlagos fluidumzárványok esetében egyaránt vízben gazdag. A folyadék fázis – a fagyasztásos vizsgálatok során megfigyelt olvadási hőmérsékletek alapján – oldott NaCl mellett $MgCl_2$ -t és $CaCl_2$ -t is tartalmaz. A másodlagos fluidumzárványok gázfázisából metán, szén-dioxid és nitrogén jelenlétét mutattuk ki ugyancsak Raman spektroszkópiát alkalmazva.

A kősó szöveti bélyegei, valamint a fluidumzárványok együttesen a parajdi kősó komplex deformációjáról tesznek bizonyosságot. A CH_4 , N_2 , CO_2 jelenléte kizárólag a másodlagos fluidumzárványokban azt mutatja, hogy ezen gázok valószínűleg deformációs esemény(ek) folyamán adódtak a rendszerhez. Származhatnak diagenezis alatt zajlott szerves anyag bomlásból vagy a szénhidrogének migrációjával során is csapdázódhattak, ugyanakkor az Erdélyi-medence keleti peremén zajlott mészkáli vulkanizmushoz köthető eredet sem zárható ki.

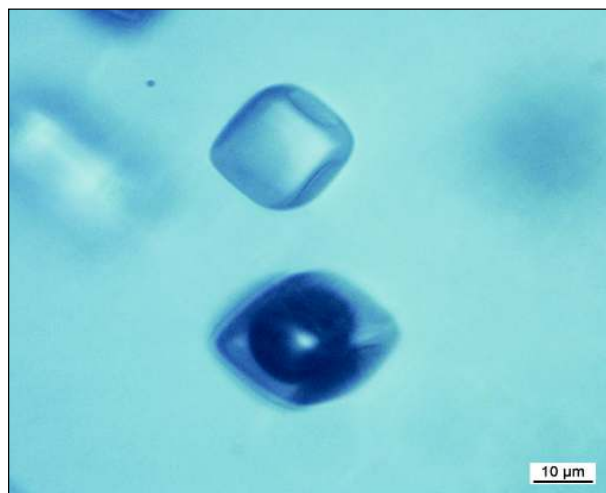
Irodalomjegyzék

Krészek, Cs., Bally, A.W. (2006): Marine and Petroleum Geology, **23**, 405–442.

Har, N., Ruzs, O., Codrea, V., Barbu, O. (2010): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, **5/2**, 127–135.



1. ábra – Negatív kristály alakú, folyadék fázist tartalmazó elsődleges fluidumzárvány halitban, 1N



2. ábra – Negatív kristályalakú, folyadék és folyadék+gáz

ELSŐ EREDMÉNYEK A HERMAN OTTÓ MÚZEUM NEOLIT CSISZOLT KŐESZKÖZEINEK ARCHEOMETRIAI VIZSGÁLATÁRÓL

Kereskényi Erika^{1,3}, Kristály Ferenc², Fehér Béla¹, Rózsa Péter³

¹Herman Ottó Múzeum Ásványtár, Miskolc

²Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Tanszék, Miskolc

³Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen
e-mail: kereskenyerika@yahoo.com

1. Bevezetés

A csiszolt kőeszközök archeometriai vizsgálata egyenrangúan fontos a többi régészeti lelet kutatásával, főként a regionális és nagyobb léptékű vándorlás/kereskedelem feltérképezésére. A kőbalták és vésők, mint egyik fontos csiszolt kőeszköz csoport, majdhogya bármilyen kőzetből készültek, és gyakorlati használatuk mellett fontos vallási és kultikus szerepet is betöltöttek (Szakmány, 2009).

Célunk, hogy a Herman Ottó Múzeum közel 500 db neolitikus csiszolt kőeszközéről ásvány- és kőzettani leírást adjunk. Az eszközök Borsod-Abaúj-Zemplén megyéből származnak, különböző lelőhelyekről. Néhányuk szórványleletként, ám legtöbbjük alaposan feltárt, megismert régészeti lelőhelyekről került elő. Néhány kőeszköz lelőhelye nem ismert.

A kőzettípusok és a nyersanyagtípusok lehetséges forrásterületeinek felderítése munkánk hosszú távú célja. Mint ismeretes, a kőeszközök felbecsülhetetlen és pótolhatatlan régészeti értékkel bírnak, ezért vizsgálatukra csak roncsolásmentes módszerek alkalmasak.

2. Módszerek

Makroszkópos/sztereomikroszkópos megfigyeléseket, továbbá mágneses szuszceptibilitás (MS) méréseket végeztünk a kőeszközökön. Ez utóbbit Kappameter KT-5 típusú készülékkel mértük, mely makroszkópos megfigyeléseink kiegészítésül szolgált (Kereskényi et al., 2015). A „ténylegesen szuszceptibilitás” meghatározásához korrekciós faktorokat használtunk (Bradák et al., 2005, 2009).

A csiszolt kőeszközökön röntgen-diffrakciós méréseket végeztünk. A vizsgálat Bruker D8 Advance röntgen diffraktométerrel történt. Mérési paraméterek: Cu-K α sugárzás (40 kV gyorsítófeszültség, 40 mA csőáram) párhuzamos nyaláb geometria (Göbel tükör), Vantec-1 helyzetérzékeny detektor (5° nyílás), 0,1 mm nyalábszűkítő rés. A felvételeket Diffrac EVA 2.1 szoftverrel és COD, illetve ICDD PDF2 2005 adatbázissal értékeltük ki. A mérésekhez referenciaként Al-fóliát használtunk, melyet a mérni kívánt felületre helyeztünk. A fő kőzetalkotó ásványok azonosítása minden esetben sikerült, a járulékos ásványok megkülönböztetése nem mindig bizonyult egyszerűnek.

Néhány eszközön EDS/SEM elemzést is végeztünk, hogy megfigyeljük a kőeszközök szöveti jellegzetességeit, valamint meghatározzuk a kőzetalkotó elegyrészek kémiai összetételét. A félkvantitatív minősülő elemzéseket JEOL JXA 8600 Superprobe elektronsugaras mikroszkóppal, energiadiszipatív spektrométerrel végeztük. A méréshez 20 kV gyorsítófeszültséget és 20 nA mintaáramot használtunk. A minta-előkészítési munkálatok megegyeznek a Bendő és munkatársai (2013) által közöltekkel. Mivel az elemzések standar-

dok nélkül készültek, a mérések 100%-ra vannak normálva, emiatt bizonyos ásványcsoportokban, amelyekben mikroszkóppal nem mérhető komponensek is vannak (pl. amfibolok, kloritok), az egyes komponensek százalékos mennyisége a valóságosnál nagyobb. Mivel ez a mérhető kationok arányait nem befolyásolja, a kapott mérési eredményekből az egyes ásványfázisokra képleteket számoltunk.

3. Eredmények

3.1. Hornfels

Ebből a kőzetből az eddig végzett vizsgálatok alapján 4 kőbalt készült, mindegyik zöld színű.

1. Nyékládháza, Paptelke bejárás: Finomszemcsés, benne kvarcfészkek figyelhetők meg. Az eszköz egyik oldalát betemetődésből adódó mállási kéreg vonja be, (MS = $0,13 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD vizsgálat során kvarc, albit, epidot, klinopiroxén (diopszid) és ortoklász került azonosításra.

2. 53.196.1 Borsodszentgyörgy, Kőköte: Finomszemcsés, optikai mikroszkóppal kvarc- és piroxén-ásványok láthatók. A kőeszköz vékonysága miatt mágneses szuszceptibilitási értékkel nem jellemezhető (Bradák, 2005). Röntgen-diffrakcióval kvarc, Na-plagioklász, epidot és gipsz lett kimutatva. Az utóbbi minden bizonnyal a betemetődés során alakult ki a balta felszínén.

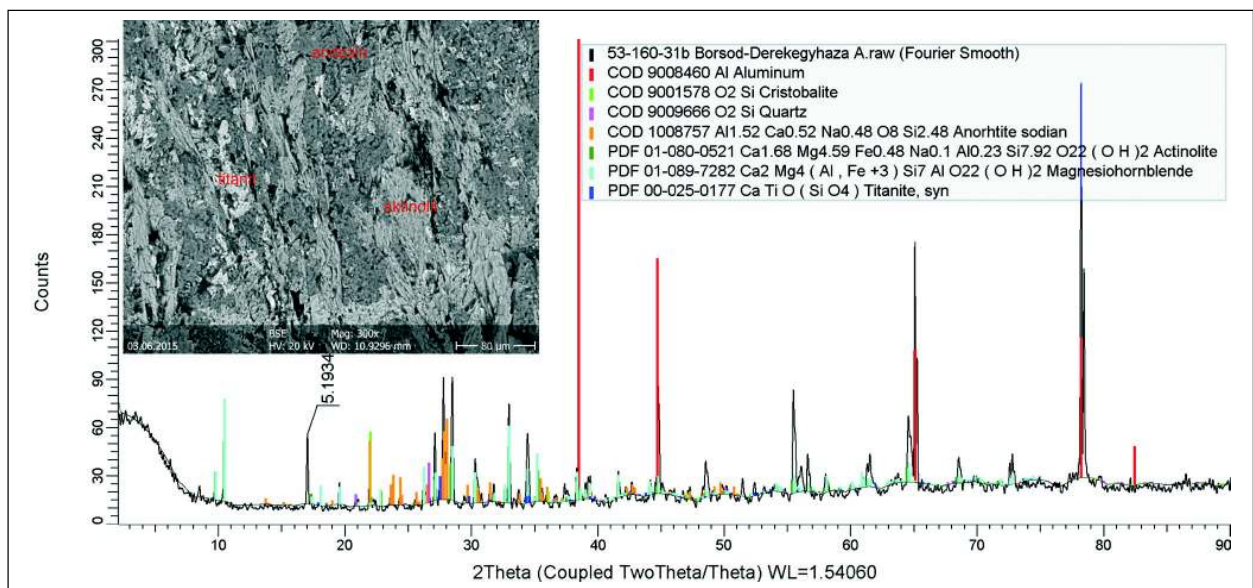
3. Arnót, déli oldal S100: Kristályos szövetű, piroxénkristályok optikai mikroszkóppal jól láthatók (MS = $0,19 \cdot 10^{-3}$ SI). Az XRD által azonosított ásványok: albit, kvarc, ortopiroxén (ensztatit), epidot.

4. Sajószentpéter Vasúti őrház S106: Finomszemcsés, közép-zöld mátrixban halvány foltok és sötétzöld kristályok. Mállási kéreg a felszínén, (MS = $0,15 \cdot 10^{-3}$ SI). Ebből a nyersanyagtípusból ezen a kőeszközön EDS/SEM vizsgálatot is végeztünk az XRD elemzés alátámasztásaként. Sajnos, a BSE képen az egyenetlen felszín és a mikrokristályos alapanyag miatt az ásványszemcsék nem különülnek el, így jó kémiai elemzés nem születhetett. Az XRD elemzés során sillimanitot, kvarcot, albitot, mikroklint, muszkovitot, kaolinitet különítettünk el. Az EDS/SEM alapján az albit és muszkovit megerősítést nyert ezeken kívül titanitot, és chamositot azonosítottunk.

3.2 Amfibolit

Ebből a nyersanyagtípusból hat eszköz készült eddig végzett elemzések alapján.

1. Miskolc, Aldi2 S100: Palás, a kőeszköz élén használatból eredő sérülések, (MS = $0,33 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD alapján a kőzetalkotó elegyrészek: kvarc, klinoamfibol (hornblende), anortit.



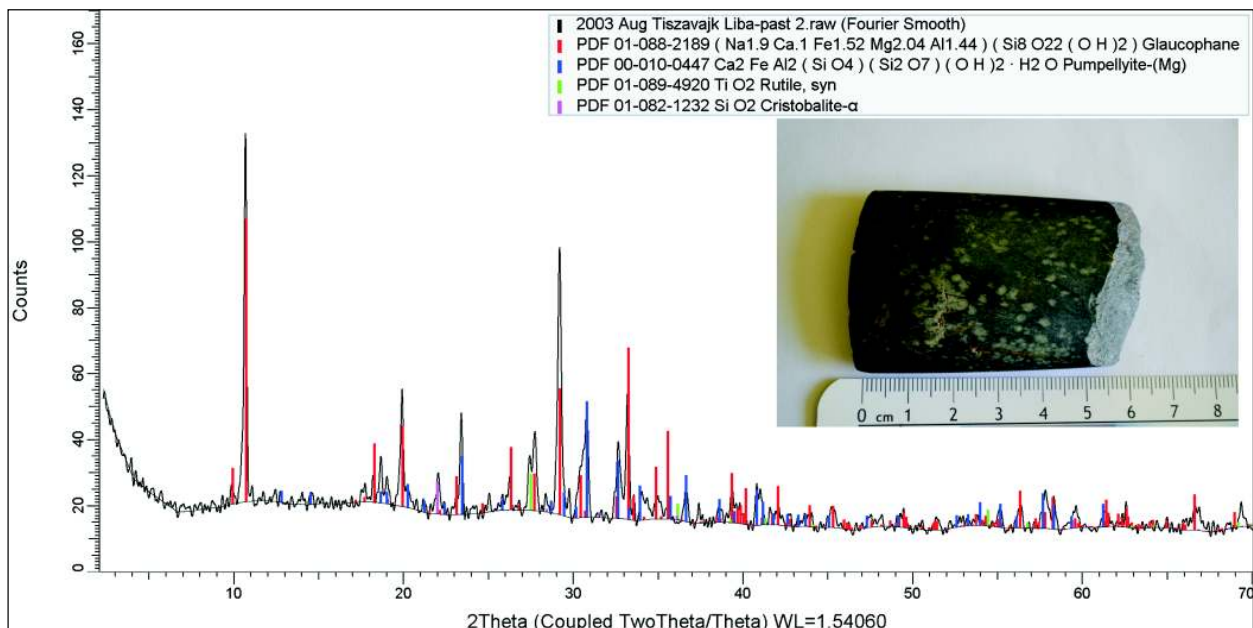
1. ábra – 53.160.31b amfibolit kőbalt BSE képe és XRD felvétele

2. 53.160.31a Borsod-Derekegyháza: Finomszemcsés, fekete, enyhén foliált, világos erek láthatók felszínén, ($MS = 1,44 \cdot 10^{-3}$ SI). Az eszközt, a röntgen-pordiffrakciós elemzése alapján, anortit és klintoamfibol (hornblende) építi fel.

3. 53.160.31b Borsod-Derekegyháza: Finomszemcsés, világos és sötét erekkel, ($MS = 0,31 \cdot 10^{-3}$ SI). Az 53.160.31b eszközön végzett EDS/SEM elemzés alapján megállapítottuk, hogy szövete fibroblasztos; az amfibolok irányítottak, lécesek. Kémiai összetételüket tekintve aktinolit és magneziohornblende került azonosításra, a földpátok többségében andezinek (An_{37-41}), akcesszóriaként titanit lett azonosítva. Az XRD vizsgálat alapján a kőzetet cristobalit, kvarc, anortit, aktinolit, magneziohornblende és titanit építi fel (1. ábra).

4. 53.160.11 Borsod-Derekegyháza: Sötét alanyanyagban világoszöld foltok láthatók. Foliált, irányított, tört felszínén amfibolrostok láthatók, ($MS = 1,69 \cdot 10^{-3}$ SI). Finomszemcsés, fibroblasztos szövétű, enyhe irányítotttság jellemzi. Az XRD analízis szerint kvarc, aktinolit, andezin és magnezioferrihornblende alkotja a kőzetet. Félkvantitatív elemzés alapján a kőzetet alkotó ásványok: léces amfibolok, melyek kémiai összetételüket tekintve magneziohornblende és magnezioferrihornblende, a plagioklászok oligoklászoknak, andezinnek bizonyultak, a kőzet járulékos elegyrészként ilmenitet és titanitot is tartalmaz.

5. 53.55.1 Aggtelek, Baradla-barlang: Ép eszköz. Szövete irányított, színe fekete, egyik oldalán a betemetődésből adódó meszes kéreg, ($MS = 0,46 \cdot 10^{-3}$ SI). Finomszemcsés, a szemcsék mérete $100 \mu m$ alatti, fibroblasztos szövétű. Az amfibolok lécesek, enyhén



2. ábra – Tiszavajk, Libapást lelőhelyű kékpala kőbalt makroszkópos képe és XRD felvétele

irányítottak, kémiai összetételük alapján magneziohornblende és cummingtonit ásványfajokkal jellemezhető. A földpát anortit, továbbá az EDS/SEM vizsgálat epidotot is kimutatott. Akcesszóriáként jelen van fluorapatit és titanit. Az XRD igazolta a cummingtonitot, hornblendét, anortitot továbbá ilmenitet és kvarcot mutatott ki.

6. M3 autópálya, 1993.10.18.: Ép eszköz, melynek élén használatból eredő karcolásnyomok láthatók több irányban, átfúrti is próbálták. A kőszköz sötét színű, az amfibolrostok jól tanulmányozhatóak, (MS = $0,53 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD szerint: kvarc, klinoamfibol (cummingtonit, tremolit), ilmenit, biotit a kőzetalkotó elegyrészek.

3.3 Kékpala

Ebből a kőzettípusból négy eszközt sikerült azonosítanunk XRD elemzéssel.

1. Tiszavalk, Libapást: Nagyon esztétikus megjelenésű csiszolt kőszköz, élén használatból eredő sérülésekkel. A sötétzöld mátrixban világoszöld foltok láthatók (2. ábra), (MS = $0,58 \cdot 10^{-3}$ SI). Röntgen-pordiffrakcióval kimutatott kőzetalkotók: klinoamfibol (glaukofán), pumpellyit-(Mg), rutil, cristobalit.

2. 89.9.11 Karcsa, Békahomok: Tört eszköz. Nagyon finomszemcsés, a sötétzöld alapanyagban világoszöld foltok, (MS = $0,18 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD által kimutatott elegyrészek: klinoamfibol (ferroglaukofán), mikroklin, klinoklor, epidot, ilmenit, albit.

3. 68.40.568 Bükkaranyos, Földvár: Sötétzöld színű, rostos, csóvás amfibolszálak makroszkóposan is láthatók, (MS = $0,57 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD alapján az alábbi ásványok építik fel: albit, titanit, klinoamfibol (ferroglaukofán), kvarc, cristobalit.

4. 81.11.36 Felsővadász, Várdomb: Az eszközön használatból eredő karcnyomok. Irányított szövetű, a sötétzöld alapanyagban világoszöld, fehér sávok, (MS = $0,52 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD elemzés alapján: albit, klinoamfibol (ferroglaukofán), kvarc, cristobalit, epidot, klinoklor, járulékos elegyrészként titanit, ilmenit.

A cristobalit-tartalom mindhárom kékpala-típusú baltánál bizonytalan, mert azt a csúcsot adhatja orientált amfibol reflexió is.

3.4 Szerpentinit

Egy eszközt azonosítottunk ebből a kőzettípusból XRD vizsgálattal, azonosítója: 67.8.2 Borsodszirák, egy átfúrt eszköz töredéke. A világos mátrixban fekete foltok láthatók, a legnagyobb fekete folt mérete cca. 0,5 cm. Optikai mikroszkópban megfigyelhető a világos rész szálal megjelenése (MS = $6,56 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD alapján antigorit alkotja a kőzetet (3. ábra).

3.5 Kontakt metabázit

Ebből a nyersanyagból három csiszolt kőszközt azonosítottunk.

1. 53.238.6 Szirmabesenyő vagy környéke: Éle csorbult, színe sötétbarna. Egyik oldalán már makroszkóposan is jól megfigyelhető az amfibolok irányítottága, (MS = $0,37 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD elemzés szerint az alábbi kőzetalkotók építik fel: klinoamfibol (hornblende, cummingtonit), albit, biotit, markazit, kloritoid és ilmenit.

2. M3 autópálya, 1994.07.01.: Használatból eredő karcolásnyomok a felszínén. A kőszköz finomszemcsés, fekete színű, melyen irányított világos sávok figyelhetők meg makroszkóposan, (MS = $0,42 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD szerint kvarcból, klinoamfibolból (tremolitből), albitból és andezinből áll.

3. 67.3.77, Miskolc, Repülőtér: Ép eszköz. Világoszöld alapanyagban sötétzöld amfibolszemcsék néhol szálakba rendeződve, máshol különálló szemcsékként jelennek meg. A plagioklászok sztereomikroszkóppal is megfigyelhetők. Irányított szövetű, (MS = $0,36 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD elemzés alapján a következő kőzetalkotókat azonosítottuk: andezin, klinoamfibol (ferropargasit, cummingtonit), biotit, ilmenit, talk és kvarc. A talk jó eséllyel lehet Mg-szilikátok hidrotermás átalakulási terméke.

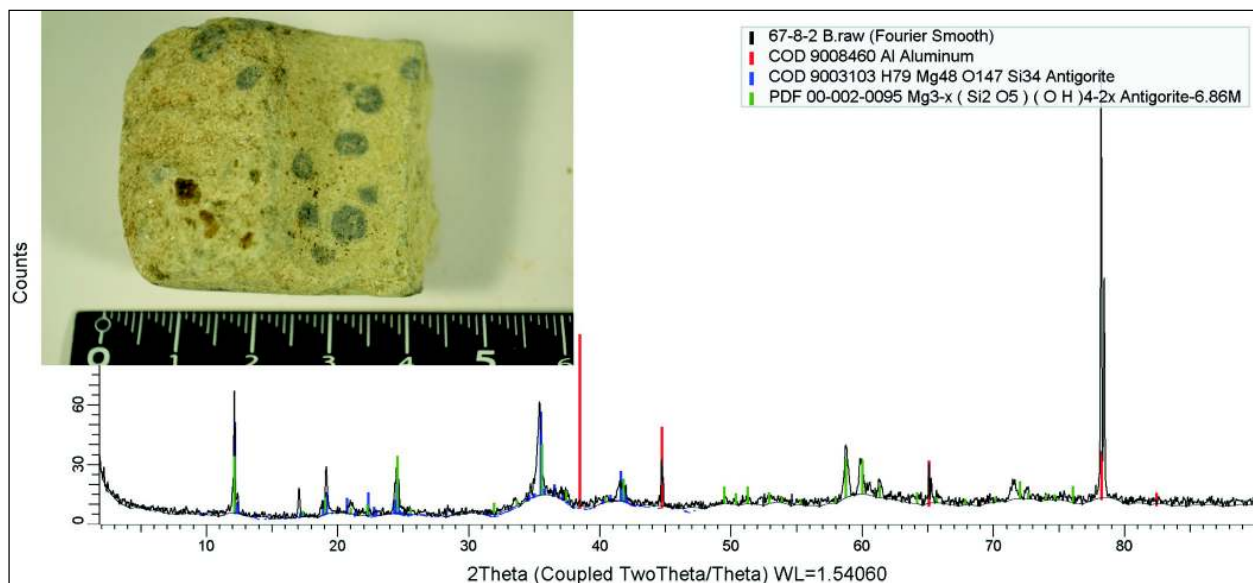
3.6 Metadolerit/metagabbro

74.44.15 Szerencs-Taktaföldvár: Finomszemcsés, szürkészöld színű, felszínén rövid, sötét erekkel, (MS = $6,47 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD-vel klinoamfibol (hornblende, pargasit), albit, titanit és montmorillonit ásványok lettek kimutatva. Ezek közül a montmorillonit utólagosan, a betemetődés során kerülhetett a kőszközre.

3.7 Metaandezit/metavulkanit

Az ebbe a csoportba sorolt kőszközők nagyon változatos megjelenésűek mind színüket, mind szövetüket tekintve. A rajtuk elvégzett XRD elemzések ezt a változatosságot tovább erősítik.

1. Hejőpapi 073/5 1. lh. S325 (Obj.26): Porfíros szövetű, szürke színű, felszínén alaktalan lilás-rózsaszín foltok, melyet a tú karcol valamint méregzöld kisebb-nagyobb foltok a felületén, (MS = $0,45 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD



3. ábra – 67.8.2 szerpentinit kőbaltá makroszkópos képe és XRD felvétele

elemzés alapján ortoklász, anortit, kvarc, szeladonit, cristobalit, illit van jelen, mint fő kőzetalkotók. Az illit másodlagosan, betemetődés után került rá a kőzetre. Az anortit és ortoklász együttes megjelenése általánosan metasomatizált vulkanitra, mintsem metaandezitre utal.

2. 68.40.569. Bükkaranyos, Földvár: Ép eszköz, világoszöld, nagyon finomszemcsés, ($MS = 0,10 \cdot 10^{-3}$ SI). Ezen a kőeszközön EDS/SEM elemzést is végeztünk, amit ismét megnehezített a mikrokristályos kőzetalapanyag. A földpátok összetételüket tekintve oligoklász-andezin, a FeO 2,54% volt az oligoklászban és 2,89% az egyik mért andezinszemcsében, így arra következtetünk, hogy a földpát vastartalma zárványt tartalmazhat vagy egy mikrokristályos keveréket mértünk. Továbbá biotit és kevés ilmenit került kimutatásra. Az XRD analízissel a következő kőzetalkotókat azonosítottuk: kvarc, andezin, ulvöspinel, ortoklász, almandin, epidot, klinopiroxén (klinohipersztén).

3. Miskolc Aldi2, S293: Világosszürke mátrixban orientálatlan ásványzemcsék és erek. Felszínén kimállott ásványok üregei fedezhetők fel. Idiomorf plagioklász fenokristályok és kvarcsemcsék tanulmányozhatók, ($MS = 1,43 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD-vel kvarc, albit, mikroclin, klinopiroxén (augit) került azonosításra, így a vizsgálat alapján metaandezit típusba soroltuk.

4. Miskolc, Aldi 2 S221: világos alapanyagban elszórva apró fekete kristályok, fehér plagioklász fenokristályok, melyek szabad szemmel is felismerhetők. Az eszköz egyik oldalán egy világos (talán kvarcban dúsabb) sáv fut, melyben kalcedonfészkek láthatók, ($MS = 1,03 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD-vel meghatározott alkotói: kvarc, ortoklász, oligoklász, epidot.

Az ide sorolt kőeszközök további kémiai elemzéseket igényelnek, hogy megnyugtató választ nyújtsunk azok kémiai összetételéről és ennek megfelelő kőzettípusokba rendeljük őket.

3.8 Kovásodott riolit/Metariolit

1. 58.44.1 Ismeretlen lelőhely: Világosbarna, porfíros szövetű, idiomorf plagioklászokkal, ($MS = 0,21 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD alapján azonosított ásványfajok: kvarc, albit, muszkovit, epidot, titanit.

3.9 Bazalt

1. 87.19.60 Kesznyéten: Porfíros szövetű, melyben földpát-, piroxén- és kvarckristályok optikai mikroszkóppal felismerhetők, ($MS = 6,90 \cdot 10^{-3}$ SI). Magas MS-értékét a röntgen-pordiffrakcióval kimutatott magnetit okozza. XRD vizsgálattal az alábbi kőzetalkotókat különítettük el: klinopiroxén (hedenbergit), Na-plagioklász, magnetit, dolomit. A dolomit a betemetődés után alakulhatott ki a balta felszínén.

3.10 Ritkábban előforduló kőzettípusok

1. 58.45.1 Ismeretlen lelőhelyű kőbalt: Nagyon finomszemcsés, barnás színű. Felületén használatból eredő bemélyedések láthatók, melyeket feltételezésünk szerint a hüvelyk- és mutatóujj hagyott hátra, ($MS = 0,03 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD elemzés egyértelműen kvarcot azonosított, így ezt a baltát *quartz* kőzettípusba soroltuk.

2. 53.911.1 Bogács, Pázsag-pusztá: Nagyon finomszemcsés kőzet, színe világos, melyen kicsit sötétebb sávok figyelhetők meg, ($MS = 0,02 \cdot 10^{-3}$ SI). XRD analízissel kvarc, szanidin, muszkovit és titanit lett kimutatva. Ásványos alkotói és szövete alapján ez a kőeszköz *metahomokkő*-ből készült.

4. Összefoglalás

A közel 500 neolitik csiszolt kőeszközből 27 db eszközt válogattunk ki, melyek makroszkóposan különböztek színük, szövetük és ásványtani összetételük tekintetében. A leggyorsabb roncsolás mentes módszernek a MS mérés bizonyult, jellemző érték tartományokat találtunk az egyes csoportokra. Ugyanakkor az amfibolitok esetében, a nagy szórás alapján, további kémiai különbségeket várunk

(PGAA), melyek szerint alcsoportok határolhatók le.

Az XRD elemzéseket pontosítja az EDS/SEM vizsgálat, mivel a röntgen-diffrakció pontatlan lehet pl. elegysorok tagjainak azonosításakor. Megállapítottuk, hogy az amfibolok vizsgálatánál az EDS/SEM megerősítette az XRD elemzéseket.

Hornfels kőzettípusból négy eszközt azonosítottunk, a sajószentpéteri kőbaltán EDS/SEM elemzést is végeztünk, viszont annak egyenetlen felülete nagyon megnehezítette a pontosabb kémiai összetétel meghatározást. A hornfels lehetséges forrásterülete: Dél-nyugati Kárpátok 200 km széles banatit zónája. Amfibolit csoportba öt baltát soroltunk, az amfibolok változatos megjelenésük és a plagioklász sincs minden kőeszközben jelen. Ennél a csoportnál három kőeszközön is EDS/SEM elemzést végeztünk, melyből megfelelő kémiai elemzést és szöveti képet kaptunk. Lehetséges származási helye: Kelet-Alpok (Penninikum), Horvátország, Szlovénia és Kis-Kárpátok (Szakmány, 2009).

Az eddig vizsgált kékpálákra jellemző a sötét mátrixban megjelenő világoszöld foltok, sávok. Az XRD elemzés, meglepő módon, elég megbízhatóan megkülönbözteti a glaukofán és ferroglaufokán ásványokat más amfiboloktól (2. ábra). A kékpala legvalószínűbb forrásterülete Dél-nyugat Szlovákia (Hovorka et al., 2000; Szakmány, 2009).

A vizsgált szerpentin baltá külső megjelenése eltér a szerpentinéktől, de magas MS-értéke és XRD vizsgálata (3. ábra) igazolja a kőeszköz szerpentin típusba sorolását. Lehetséges származási helye: Kelet-Alpok (Penninikum), Gogolów-Jordanów hegység, Vardar-öv (Kárpát-medence déli része).

A kontakt metabázis csoportnál az amfibolok szálas megjelenésük, a plagioklászok jellemzően albitok vagy andezinek; az amfibolok változatosak hornblende, ferropargasit, cummingtonit jellemzi az eszközöket. Valószínű nyersanyaglelőhely: Cseh-masszívum (Szakmány, 2009; Péterdi, 2011).

A mélységi magmás, vulkáni/metavulkáni kőeszközök további kémiai vizsgálatokat követelnek az XRD elemzések alátámasztásaként. A metadolerit/metagabbro, metaandezit lehetséges forrásterülete a Bükk hegység. A metariolit nagy valószínűséggel a Bükk vagy a Tokaji-hegységből származik. Bazalt baltánk nyersanyaga az alábbi helyekről származhat: Kisalföld, Balaton-felvidék, Nógrád-, Medves-fennsík, Selmeci-hegység (Szlovákia), Persányi-hegység (Románia), Bánát (Románia) (Péterdi, 2011).

A kvarcit és a metahomokkő eszközöket megbízhatóan azonosítottuk, viszont ezek feltételezhető forrásterülete egyelőre nem ismert.

Célunk ezeken az eszközökön további kémiai (SEM/EDS, XRF, PGAA) elemzéseket végezni, hogy minél precízebb és genetikára visszavezethető kőzetösszetételt kapjunk.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani Szakmány Györgynek (ELTE) a sok hasznos tanácsért és szakmai iránymutatásért. Továbbá köszönet illeti T. Biró Katalint (MNM), Péterdi Bálintot (MFGI) és Bendő Zsoltot (ELTE) a mágneses szuszceptibilitás mérések során nyújtott segítségért.

Irodalomjegyzék

- Bendő, Zs., Oláh, I., Péterdi, B., Szakmány, Gy., Horváth, E. (2013): Archeometriai Műhely, **X./1.**, 51–66.
- Bradák, B., Szakmány, Gy., Józsa, S. (2005): Archeometriai Műhely, **II./1.**, 13–22.
- Bradák, B., Szakmány, Gy., Józsa, S., Přichystal, A. (2009): Journal of Archeological Science, **36**, 2437–2444.
- Hovorka, D., Korikovsky, S., Soyák, M. (2000): Geologica Carpathica, **51/5**, 345–351.
- Kereskényi, E., Kristály, F., T. Biró K., Péterdi, B., Bendő, Zs., Rózsa, P. (2015): Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series, **9**, 30.
- Péterdi, B. (2011): Szerszámkövek és csiszolt kőeszközök archeometriai vizsgálatának eredményei (Balatonöszöd, Temetői-dűlőhely, késő rézkor, bádeni kultúra. Doktori (PhD) értekezés.
- Szakmány, Gy. (2009): Archeometriai Műhely, **VI./1.**, 11–30.

GRÁNÁTOK NYOMELEMLÉTVILÁGA MÓRÁGYI ÉS SOPRONI MINTÁK ALAPJÁN

Király Edit, Török Kálmán, Dégi Júlia

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest
e-mail: kiraly.edit@mfgi.hu

1. Bevezetés

Ez évben kezdtünk hozzá a különböző genetikájú gránátok nyomeloszlásainak vizsgálatához lézerablációs ICP-MS-sel. Az adatok értelmezése még nagyon gyerekcipőben jár a nemzetközi irodalomban is és gyakran a részletekben sincs konszenzus.

A mintákat a Mórággyi Gránit és a Mecsekalja zóna területéről, ill. a Soproni-hegységéből vettük. Ez utóbbiból a kő-hegyi gneisz és a kovács-árki andaluzitos Óbrennbergi Csillámpala több generációs zónás gránátjait elemeztük meg, míg a mórággyi térségből a Mecsekalja zónához tartozó metahomokkő és erlán gránátját, valamint a gránit aplitjainak, és xenolitjainak gránátját vizsgáltuk. A nyugat-mecseki gránitokhoz kapcsolódóan az Ibafa 1-es fűrészen megjelenő gneiszben található gránátot mértük meg.

A mérések célja egyfelől módszertani jellegű volt – hogyan tudjuk legjobban a gránátokat elemezni – másfelől a különböző genetikájú gránátok nyomeloszlásának mikéntjére és változásairól próbálunk képet kapni. Harmadsorban az adott területek geokémiai-genetikai kapcsolatának jobb megértését is reméljük.

Jelen előadásunkban a Dégi és munkatársai (2015) által részletesen leírt prealpi gránát-porfiroblasztokat tartalmazó Óbrennbergi Csillámpala gránátjában megfigyelt nyomeloszlásokat tárgyaljuk részleteiben.

2. Módszer

Az elektron-mikroszondával már elemzett, összes gránát tartalmú kőzetből új, 100 µm vastagságú, polírozott vékonycsiszolatot készítettünk, kivétel a kő-hegyi gneiszből, amelyet meghagytunk 35–40 µm-es vastagságúnak, hogy kipróbáljuk a gránátok esetében érdemi elemzéshez elegendő-e ez a vastagság, ha nincs mód újabb, vastagabb csiszolat készítésére. Habár a peremen lévő gránátzsemséket túl rövid idő (20–30 s) alatt abláltuk el, a csiszolat belsejében lévő zsemsék „kítartottak” a mérés befejeztéig.

Különböző lézernyaláb-átmérőkkel változatos méretű (20 µm – néhány mm-es) gránátokat mértünk New Wave UP213 lézerablációs feltétet használva. A mintatartóban He-gázban történt az abláció, és He szállította el a mintából képződött aeroszolt, ami Ar-nal keveredve egy Perkin Elmer Elan DRC II típusú kvadrupol ICP-MS-be jutott. A tömegspektrométer oldatosan kalibrált, a RFF-eket 20 ms „dwell time”-mal mértük, míg a többi elemet 10 ms-mal. A lézer 5 Hz-es gyakorisággal, különböző méretű krátereket (15, 20, 30, 40, 55, 60, 75, 100 µm) „ütött” a mintába. Külső sztenderdként a NIST610-es üveget használtuk, míg kontrollnak a NIST612 szilikátolvadék-sztenderdet. Belső sztenderd a Ca43 volt, és az abszolút koncentrációk számolásához total oxidra normáltunk. A beütésszámokat az időben ábrázolva gondosan tanulmányoztuk, hogy az esetleges zárványokat kiszűrjük. A nagyobb méretű gránátokat különböző lézernyaláb-átmérőkkel is végigelemeztünk, különböző lézernyaláb-átmérővel sztenderdizálva, végül összehasonlítottuk az eredményeket.

8 mintából, mintánként általában több gránátzsemséből, sok száz mérés készült.

3. Lézernyaláb-átmérő

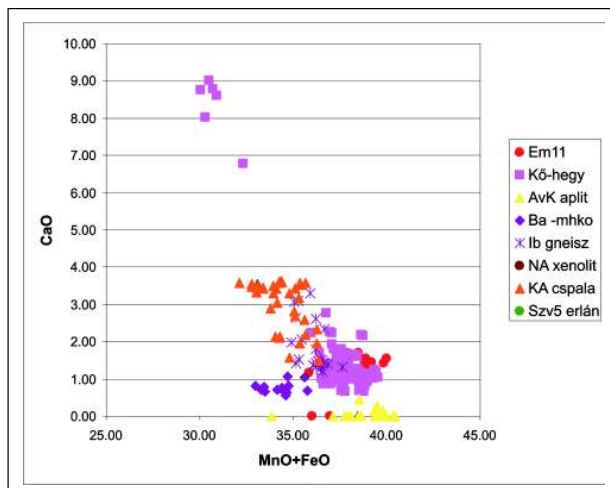
Elméletileg, ha mind a minta mind a lézernyaláb teljesen homogén, tökéletesen mindegy mekkora térfogathoz vesszük ki vagy mekkora részét abláljuk a mintának, a mennyiségtől függetlenül ugyanakkora abszolút koncentrációértékeket kellene kapnunk. Azonban akár a lézernyaláb akár a minta inhomogenitása befolyásolja a mérési eredményt. Attól függően, hogy az adott lézernyalábot mennyire homogén energiasűrűség jellemzi, és hogy a gránát elablált térfogata mennyire homogén, különböző intenzitású és lefutású jeleket kaphatunk. Feltételezve, hogy a műszer adottságai megfelelnek az elméletnek, egy homogén mintából bármilyen méretű lézersugárral ugyanazt az összetételt kell, hogy mérjük.

Ha a lézernyaláb-átmérő változtatásával bármilyen eltérést látunk, az a gránát finomléptékű inhomogenitását tárja elénk. Ezáltal kiszűrhetőek az elemzésbe esetlegesen belemért zárványok, ill. más fázisok is, de kisebb eltéréseknél – ahol az összetételbeli változás minden elemre jelentéktelenebb – nehezebb dolgunk van. A néhány mikrométer szélességű, finom nyomelemzónáságok változásának felismerése ezzel a módszerrel ugyan nem lehetséges, de a néhány 10 µm-es változásokat azonban már ki kell tudnunk szűrni.

Egy nagyméretű, a Kovács-árokából származó gránátzsemsét 100 és 40 µm-es sugárral ablálva azt tapasztaltuk, hogy nagyobb kráterátmérővel az egyes zónák közötti összetételekben kisebb különbségeket sikerült kimutatni, ellentétben a kisebb kráterátmérőből elablált anyag elemzéseivel, ahol sokkal finomabb és nagyobb amplitúdójú változások is tetten érhetőek voltak. A keskenyebb zónákat nagyobb kráterátmérővel nem is sikerült megelemezni. Mindebből az következik, hogy a gránátban lévő nyomelemzónák, még akkor is, ha a főelemzónák ennél jóval szélesebbek, finom mérettartományúak. 100 µm-nél mindenképpen kisebb, néhány 10 µm-es (esetleg még annál is kisebb) intervallumokban váltakoznak.

4. Főelem-összetételek

A főelem-összetételeket elektronmikroszondás-elemzésekből már ismertük, ezekkel hasonlítottuk össze a LA-ICP-MS elemzésekből kapott eredményeket. A különböző genetikájú gránátok főelem-összetétele között alapvető eltérések vannak, amelyet jól szemléltet az 1. ábra. Az erlán és a xenolit magas CaO tartalma (35–39%) miatt nincs feltüntetve az ábrán. Ezzel ellentétben az adott kőzeteken belül fellelhető főelemzónáságok csekély főelemösszetétel-változással járnak, kivétel a kő-hegyi gneiszben lévő gránát, amelynek magmás magjára metamorf gránát fejlődött.



1. ábra – Főelemeloszlások a különböző genetikájú gránátokban
Az erlán és xenolit gránátanalízisei magas Ca-tartalmuk miatt nincsenek az ábrán feltüntetve.

A gránátokba elsősorban beépülő négy főelem a Mg, Fe, Mn és a Ca, természetesen az Al és Si mellett. A különböző eredetű gránátok közül leginkább az erlán és a xenolit gránátja tér el magas Ca (és Fe) tartalmával, ezek gyakorlatilag andraditok.

A legmagasabb Mn-tartalommal – nem meglepő módon – a magmás gránátok bírnak (aplitok és gneiszek), de jelentős eltérések is megfigyelhetők közöttük, elsősorban a Mn- és Fe-tartalomban.

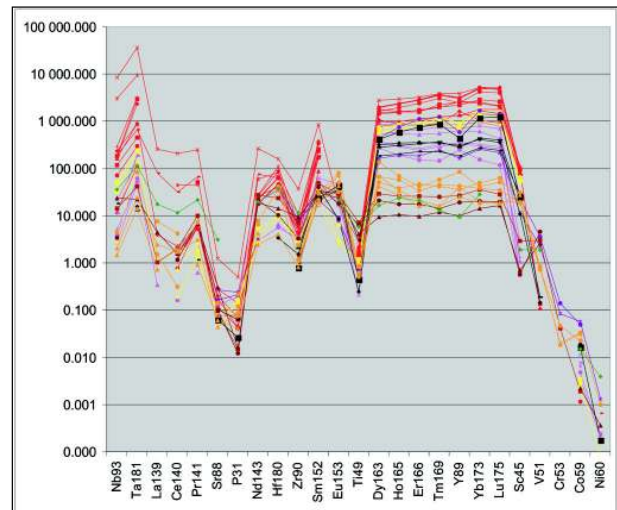
A zónás gránátokban sikerült az egyes főelemzónákat is megmérni LA-ICP-MS-sel, ezek az elemzések a diagramon elkülönült foltokban vagy elnyúlt trendként jelentkeznek. A legkarakteresebb főelemzónásságot a kő-hegyi gneisz gránátján mértük, ahol a magmás gránátra Ca-dús metamorf továbbnövekedés fejlődött.

5. Nyomelem-összetételek

A gránátok nyomelemeloszlásai, finomabb mértékű változásai sokat elárulnak képződési környezetükről, többet, mint a főelem-összetételek (Hickmott et al., 1987). Hasonlóan Schmolke és munkatársai (2013) gránátanalíziseihez, a főelemekhez képest a nyomelemeloszlások a mi mintáinkban is kaotikusabb képet, finomabb változásokat mutatnak egy-egy gránátzsemcsén belül, de a különböző genetikájú gránátok nyomelemösszetétele is változatos (2. ábra). Az Y-, a közepes és nehéz RFF-tartalom alapján a magmás gránátok jól elkülönülnek a metamorfoktól. Hasonló eloszlásokat lehet felfedezni a (Sr és a) P esetében is, a Ti azonban nagy vonalakban ellentétes módon viselkedik. A többi HFS-elemek azonban más jellegű lefutásokat mutatnak, mint a ritkaföldfémek, az erlán és a xenolit ezek alapján egyértelműen elkülönül.

Az egyes mintákon belüli változások követésének a szemcseméret és a lézernyaláb átmérője szab határt, ezért elsősorban a nagyobb méretű gránátokra fókuszáltunk. A kovács-árki andaluzitos csillámpala néhány mm-es gránátjában a nyomelemek közül az Y és a RFF-ek változatos, cikk-cakkos lefutású zónásságot mutatnak, koncentrációjuk a magban a legmagasabb, de a zónák peremén is észlelhetőek hirtelen, bár a magnál kisebb mértékű változások. Ezek közül az elemek közül legnagyobb mennyiségben az Y van jelen, majd csökkenő mennyiségben Tb, Gd, Dy, Ho, Eu, Er, Tm, Yb, Sm. A Lu, Nd, Pr, La és Ce többnyire kimutatási határ alattiak.

A kristályrács korlátai is befolyásolják a nyomelemek beépülését. A nagyobb főelemkationok (Mn) teszik lehetővé a nagyobb RFF kationok beépülését is. A nagyobb kationok azért tudnak bekerülni a növekvő nyomás ellenére is a gránátba, mert a gránát rács kisebb, ha 3 kétértékű kation kicserélődik 2 REE³⁺ kationra és egy vakanciára (Bea et al., 1997). Kristályszerkezetiileg tehát a Mn-ban dúsabb, alacsony Ca-tartalommal jellemezhető gránátokban tudnak a nehéz RFF-ek legjobban feldúsulni. Ezzel szemben a Fe-gazdag gránátokban a nehéz RFF-ek / könnyű RFF-ek aránya állandó a magtól a peremig (Schwandt et al., 1996).



2. ábra – Kondritra normált nyomelemeloszlások a különböző genetikájú gránátokban

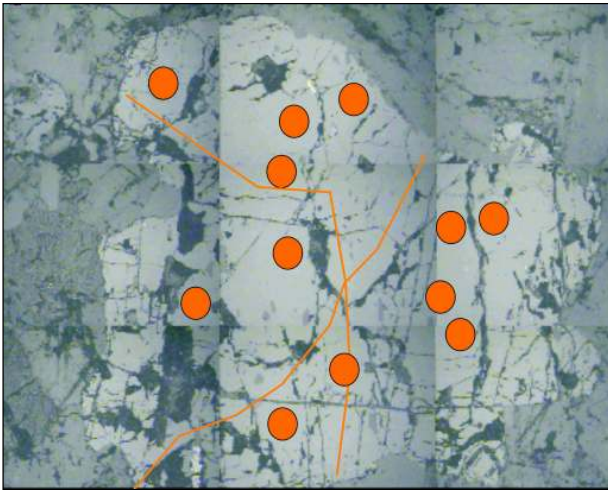
Piros – aplit, Erdősmecke, sárga – aplit, Aranyos-völgy, rózsaszín – gneisz, Kő-hegy, fekete – gneisz, Ibafe, lila – metaomokkó, Bátaapáti, barna – xenolit, Mórággy Gránit, zöld – erlán, Mecsekajka zóna

Az Óbrennbergi Csillámpala gránátja nem a nehéz, hanem a közepes RFF-ekben (Gd, Tb, Dy) dúsul, nincs Eu anomáliája; a Fe-ban gazdag zónában relatív Sm-Er dúsulás, míg a Mn-os peremen egy laposabb RFF-eloszlás válik jellemzővé. Az egyéb nyomelemek közül a Ni, Sc, V, Ti (alarendelt mértékben, ha kimutatási határ felett vannak, a Nb-Ta és Hf-Zr is) a magban dúsulnak, bár némelyik, bizonyos zónahatárokon komplex változást sejtet. A Co és Cu megnövekszik a Fe-ban gazdagabb zónában, habár a Cu a Zn-vel, V-mal (és P-ral) együtt tovább növekszik a Mn-os peremen.

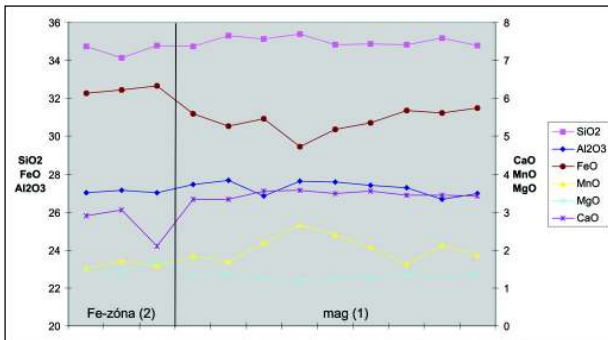
6. Andaluzitos csillámpala gránátja, Kovács-árok, Soproni-hegység

A gránátban elektronmikroszkóppal meghatározott főelem-összetétel alapján négy zóna különíthető el. A variszkuszi hegység-képződési ciklusban alakult ki a nyomásmaximumot jelző Ca-dús mag (1), amelyre további hőmérsékletemelkedés hatására Fe-ban dúsabb zóna növekedett (2). Erre a peremtriász nagy hőmérsékletű esemény során Mn-dús zóna (3), végül egy néhány mikrométer szélességű, újbóli Fe-ban dúsult perem (4) nőtt (Dégi et al., 2015).

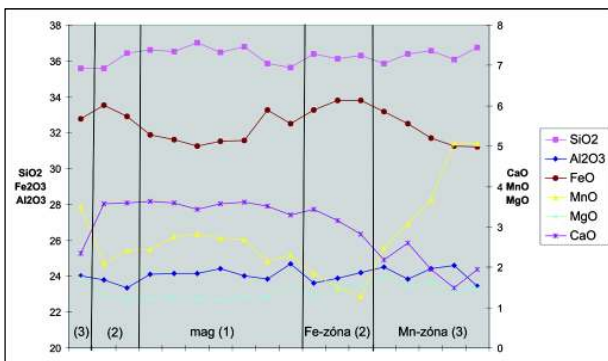
A keskeny, Fe-dús peremen kívül (4) a többi zónát sikerült megmérni LA-ICP-MS-sel. Különböző irányokban, 100 és 40 µm-es kráterátmérővel készítettünk profilokat és félprofilokat (3. ábra). Az elektronmikroszkóppal kimutatott Ca-dús mag közepén sikerült kimutatni egy enyhe csökkenést a Ca-tartalomban, ami a gránátképződés kiindulási pontja lehet (4. és 5. ábra).



3. ábra – Keresztül-kasul mért gránátszemce, Kovács-árok, Soproni-hegység
A pontok 100 µm-es kráterek, a vonalak a 40 µm-es kráterek nyomvonalai.



4. ábra – Főelemeloszlás 100 µm-es kráterátmérővel
Teljes profil. Csak az 1. és 2. zónát sikerült megmérni.



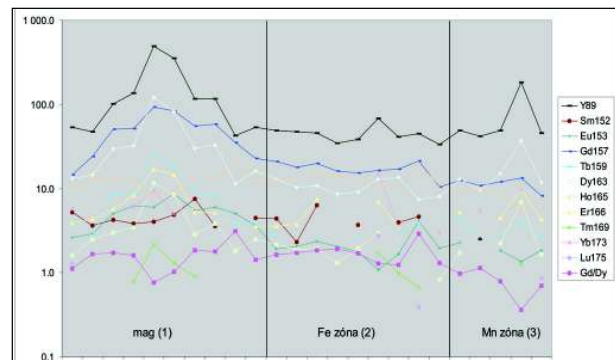
5. ábra – Főelemeloszlás 40 µm-es kráterátmérővel
Teljes profil. Megjelenik a 3. zóna is.

A nyomelemek közül az Y és a RFF-ek változatos, cikk-cakkos lefutású zónásságot mutatnak (6. ábra), a magban dúsulnak, a perem felé csökken a mennyiségük, ami Pyle és Spear (1999) szerint frakcionációt tükröz. Néhol a zónahatárokon, kisebb mértékű, de hirtelen változások észlelhetők. Ezek visszaoldódási nyomok, parciális olvadás során feloldódott akcesszória beépülésének vagy akcesszóriák szilárd fázisú átalakulásának jelei lehetnek (Pyle, Spear, 1999; Yang, Rivers, 2002). Szilárd fázisú reakcióként, progresszív körülmények között allanitból, xenotimból és/vagy apatitból

előállított monacit eredményezhet HREE és Y dúsulást gránátban (Buick et al., 2006), habár a mintában nincs jelen allanit, feltehetően nem is volt, így a könnyűritkaföldfém-utánpótlást másból kellene megoldani.

A Gd/Dy arány nyomásfüggő (Bea et al., 1997). Ennek fényében a kezdeti gránátképződésnél, a magban a legkisebb ez az arány, itt számolhatunk a legkisebb nyomással is. Ezt követően a gránát növekvő nyomás alatt fejlődik (1), majd a vasas fázisban (2) stabil. A minimum értéket, ami a minimális nyomást is jelenti, a Mn-os fázisban (3) éri el. Van két kiugróan magas érték egymással átellenes oldalon a gránátban, zónahatár közelében, ahol minimum RFF-tartalmakat mértünk.

A kondritra normált RFF-eloszlás alapján (7. ábra) nem a gránátokra jellemző nehéz, hanem a közepes RFF-ekben (Gd, Tb, Dy) dúsuló görbét kapunk a magra (1), ami még a mag pereme felé ellaposodik. A 2., Fe-ban gazdagabb zónában még tovább csökkenő RFF-tartalmak jellemzőek, maximumuk a Tb-ról a Gd-ra helyeződik, és lefutásuk jellege is kiegyenlítettebb lesz a nehézritkaföldfémek felé. A Mn-dús peremen (3) az inflexiós pont visszahelyeződik a Gd-ról a Tb-ra. A Dy/Lu arány, amely a nehéz RFF-ek meredekségét hivatott megmutatni széles intervallumban mozog (10,82–0,47), ami a gránát komplex növekedését jelzi.



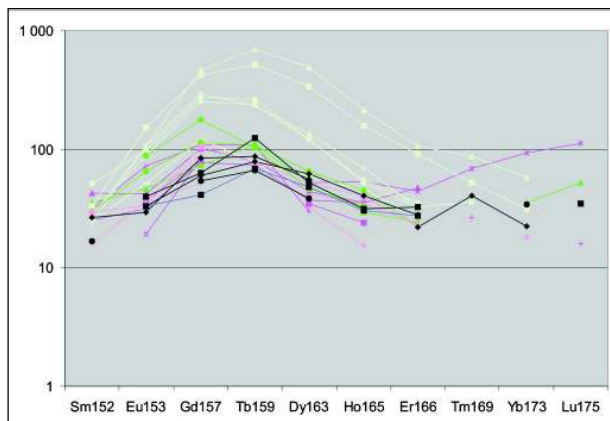
6. ábra – Kondritra normált Y és RFF-változások gránátfélprofilban, feltüntetve a Gd/Dy arányt is

A kondritra normált RFF-eloszlásban a Gd-Tb-Dy maximumot Schmolke és munkatársai (2008) a piroxén felemészítése során képződött gránát sajátosságának tartják ultranagy nyomású gneiszben. A csillámpalában azonban ezzel nem számolhatunk, más ásványból kellett a gránátban örökölnie a közepes ritkaföldfémekben dús eloszlását.

A relatív alacsonyabb nehéz RFF-tartalom úgy is kialakulhat, hogyha a képződésnél könnyebb RFF-eket tartalmazó akcesszóriák (allanit, zoizit, epidot, titanit, monacit) is be lettek vonva, erre azonban a csillámpalában nincs semmiféle bizonyítékunk. Metapelitekben azonban amfibolit–granulit fáciesű átmenetnél a közepes ritkaföldfémek dúsulása jellemző, ami megmagyarázhatja kovács-árki gránát RFF-eloszlását is. A közepes ritkaföldfémekben való dúsulás oka, az ebben a környezetben már előforduló in situ parciális olvadék lehet, amelynek jelenléte a nehéz RFF-ekben való kimerültséget okoz (Stevens et al., 2007).

Az Eu anomália teljes vagy részleges hiánya azt sugallja, hogy plagioklász nem vett részt jelentős mennyiségben a gránátképződésben. Ezt a szöveti megfigyelések is alátámasztják, és ennek a nem elég magas nyomás lehet az oka, mint ahogy azt Bea és munkatársai (1997) ki is mutatták metapelitekben.

Korábban, bár a kristályszerkezeti megfontolásokat tartották elsődlegesnek a nyomelem-beépüléseknél, Schwandt és munka-



7. ábra – Kondritra normált RFF-eloszlás
Zöld 1. zóna, rózsaszín 2. zóna, fekete 3. zóna.

társai (1996) voltak az elsők, akik pelites gránátban kimutatták, hogy a nyomelem-beépülések metamorf fok függőek. Eszerint az Öbrennbergi Csillámpala gránátja a staurolit zóna gránátjának felel meg, ahol a magban a nehéz RFF és Y zónáció dominánsabb, mint a Cr, Ti, Zr zónásság. A peremeken szintén megnőhet a RFF- és Y-tartalom, de kevésbé szimmetrikus mint a gránát zónában. A vizsgált gránátban is lehet sejteni némi aszimmetrikus jeleget – más változások érvényesek a szemcse hosszában és széltében. Az alsóbb szillimanit zóna gránátja már nem mutat RFF-zónásságot, idáig tehát már nem jutott el a csillámpala a gránátképződés alatt.

A további nyomelemek – az átmeneti fémek – közül néhány egyértelműen zónákhoz kötődik: a Co a 2. zónában a Fe-sal, a Cu a Mn-os zónában legtöbbször, de néhol a vasas zónában is megjelenik. A Mn-os peremen a Cu-en kívül a Zn-, V- és P-tartalom is megnő. A foszfor bonyolult, páros helyettesítés útján épülhet be a gránátba, ami nehezen nyomozható. A Mn-dús zóna (3) megnövekedett Zn- és V-koncentrációja összefüggésben lehet a staurolit és spinell fázisok felemésződésével, és a gránát fázis képződéséhez való felhasználásával.

A többi elem közül a Sc, V, Ni, Nb-Ta, Zr-Hf jellemzően a magban dúsul, bár többnyire nagyon csekély mennyiségben. A Sc leggyakoribb forrása az amfibol lehet, itt azonban nem számolhatunk Sc utánpótlással. A Ti viszonylag egyenletes eloszlást mutat, a Mn-os peremen kevesebb, míg a kimagasló foszfor tartalomnál a RFF-ekhez hasonlóan minimumot mutat.

7. Konklúzió

A több száz gránátnyomelemzéssel megmutattuk a gránátképződés komplexitását, amelynek kibogozásához a nyomelemeloszlások sokkal nagyobb segítséget nyújtanak, és finomabb léptékű részletekre is rávilágítanak, mint a főelemeloszlások. Ezek alapos tanulmányozásával részleteiben is feltárulhatnak a gránátképző reakciók.

Módszertani szempontból megállapíthatjuk, hogy 40–45 µm vastag, polírozott, elektron-mikroszondás elemzésre készült csiszolatból is képesek vagyunk gránátanalízisékre. Ellentétben a kvarccal, amelynek elablálása erőteljes robbanásos tevékenységgel kísért, a gránát egyenletesebb ablálódása lehetővé teszi, hogy eredetileg szondára készült csiszolatokból mérjünk gránát fő- és nyomelem-összetételt.

A különböző lézernyaláb-átmérőkkel való szisztematikusan készített kísérletezés során kiderült, hogy a kisebb térfogatokból vett anyag elemzésével változatosabb összetételeket tudunk kimutatni a gránát szemcsén belül, mint ha nagyobb kráterből abláljuk el az anyagot. Ez azt jelenti, hogy a gránátok nyomelemzónásságát kisléptékű, maximum néhány 10 µm-es zónákban megjelenő változások jellemzik.

Az Öbrennbergi Csillámpala gránátjának több irányú, részletes fő- és nyomelem-profilozása során valószínűleg megtaláltuk a gránát variszkuszi magjában annak kezdeti összetételét, valamint alátámasztást nyert a növekvő nyomás alatt képződött progresszív mag (1. zóna).

A zónák pereméhez közeli, hirtelen nyomelem-összetételbeli ingadozások, elsősorban a 2. és 3. zóna határán, feltehetően in situ parciális olvadás jelenlétével magyarázhatóak.

A Mn tartalmú 3. zóna Zn-tartalma, esetleg néhány Zn-dúsulás a 2. zónában – a szöveti megfigyelésekkel összhangban – feltehetően a magas Zn-tartalmú staurolit bomlásából származik.

Irodalomjegyzék

- Bea, F., Montero, P., Garuti, G., Zacharini, F. (1997): *Geostandards Newsletter*, **21/2**, 253–270.
- Buick, I-S., Hermann, J., Williams, I-S., Gibson, R.L., Rubatto, D. (2006): *Lithos*, **88/1–4**, 150–172.
- Pyle, J.M., Spear, F.S. (1999): *Geological Material Research*, **1**, 1–49.
- Yang, P., Rivers, T. (2002): *Geological Material Research*, **4**, 1–35.
- Dégi J., Török K., Schuster, R. (2015): In: Pál-Molnár, E., Raucsik, B., Varga, A. (Eds.): *Meddig ér a takarónk? A magmaképződéstől a regionális litoszféra formáló folyamatokig*. 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, 42–45.
- Hickmott, D.D., Shimizu, N., Spear, F.S., Selverstone, J. (1987): *Geology*, **15/6**, 573–576.
- Stevens, G., Villaros, A., Moyen J.F. (2007): *Geology*, **35**, 9–12.
- Schmolke, M.K., Zack, T., O'Brien, P.J., Jacob, D.E. (2008): *Earth and Planetary Science Letters*, **272**, 488–498.
- Schwandt, C.S., Papike, J.J., Shearer, A.K. (1996): *American Mineralogist*, **81**, 1195–1207.

A CSOMÁD (DÉL-HARGITA) ÉS KÖRNYEZETÉBEN FELÁRAMLÓ FLUIDUMOK ÉS GÁZOK EREDETE: ÚJ EREDMÉNYEK ÉS PERSPEKTÍVÁK

Kis Boglárka Mercédesz¹, Harangi Szabolcs¹, Palcsu László²

¹MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Kőzettan és Geokémiai Tanszék, Budapest

²MTA-ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium, Debrecen

e-mail: kisboglarka85@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát-Pannon Régió délkeleti részén elhelyezkedő Csomád hegység a Kelemen-Görgényi-Hargita vulkáni vonulat legfiatalabb lávadóm-komplexuma (legutolsó kitörés kora 32 ezer év, Moriya et al., 1996, Harangi et al., 2010). A Csomád aktivitása és geodinamikai környezete vitatott. Egyes vizsgálatok magmás testet vélték felfedezni közvetlenül a vulkán alatt 8–20 km mélységben (Popa et al., 2012). A legfrissebb kutatások szerint (Harangi et al., 2015), amely magnetotellurikai és kőzettani adatokat hangol össze, a vulkán alatt 7–20 km mélységben valószínűsíthető olvadáktartalmú magmás test, amely könnyen remobilizálódható friss magma utánpótlódása esetén. A mélyben zajló aktív folyamatokra utalnak a Csomád térségében fellelhető termálvizek, a szén-dioxidban, kén-hidrogénben gazdag kigőzölgések, valamint a közelben található Vrancea szeizmikus zóna is.

A Keleti-Kárpátok ásványvizeinek nemesgáz összetételéről, eddigi tudomásunk szerint kevés tudományos munka született (Althaus et al., 2000; Vaselli et al., 2002). Ezek azt mutatják, hogy a fiatal vulkáni szerkezetek környezetében levő kigőzölgések, köpeny eredetű gázokat tartalmaznak, másrészt a fluidumok a szubdukció során mélybe került mészkövek termikus metamorfizmusából is származhatnak. 2011–2013 között a Keleti-Kárpátok vulkáni vonulata és az Erdélyi-medence határán vizsgáltuk az ásványvizekben oldott gázok vegyi valamint a nemesgázok izotópos összetételét. A forrásokban mért hélium tartalmak egy kevert, köpeny és kéregből származó és feláramló gázra utalnak.

2. Anyag és módszer

A MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport keretén belül, 2015-ben elkezdett kutatásunk a Csomád és környezetében feláramló fluidumok geokémiájával foglalkozik. Első terepi felmérésünket követően 15 mintán (barlangok, mofetták, fürdők, források és a Szent Anna kráterperem) sikerült a He és Ne nemesgázok koncentrációit, izotóp összetételét valamint a széndioxid szén izotóp összetételét meghatározni.

A hélium és neon koncentrációkat, a ³He/⁴He izotóp összetételt és a széndioxid szén valamint oxigén izotóp összetételét a debreceni ATOMKI, Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában, VG5400 nemesgáz-tömegspektrométerrel valamint Delta^{PLUS} XP stabilizotóp-aránymérő tömegspektrométerrel határoztuk meg.

3. Eredmények és következtetések

A vizsgált területen a mért hélium koncentrációk 2–13 ppm között, a hélium izotóp arányok (³He/⁴He, R/Ra arányban kifejezve)

1,9–2,8 között váltakoznak. A legmagasabb ³He/⁴He értékeket a „vizes mintákon”, azaz a forrásokból, fürdőkből vett mintákon mértük. Ezt azzal magyarázzuk, hogy a repedések mentén a mofetták légköri gázokkal „frissülhetnek”. A Csomád-Bálványos régióban lévő mofetták és ásványvizek hélium izotóp arányai a köpeny eredetű fluidumok tartományához közelítenek. A kapott 1,9–2,8 R_a értékek, a felszínre érkező kevert gázra utalnak. Ez úgy jöhet létre, hogy a földköpeny-eredetű magmából kiszivárgó fluidumok, gázok felszínre emelkedésük során kéregben képződött fluidumokkal keveredtek.

A széndioxidban mért δ¹³C (vs. PDB) izotópok -3,24 és -3,59‰ között váltakoznak. Ez szintén arra utal, hogy a Csomád térségében feláramló széndioxid földköpeny eredetű magmából származhat (Rollinson, 1993).

A szakirodalomban közöltékhez képest eredményeink azonban némi eltérést mutatnak. Erre már korábban is felhívtuk és egy időszakra váltakozást feltételeztük a feláramló fluidumok összetételében (Althaus et al., 2000), azonban ezt pontos mérési adatok még nem bizonyították. Ezt legjobban egy folyamatos vizsgálattal lehetne alátámasztani, ami havi, esetleg heti gyakorisággal történik, egyéb paraméterek (radontartalom, források vegyi összetétele) bevonásával.

Kutatásunk egy következő lépéseként arra keressük a választ, hogy van-e a felszínre törő magmás gázok mennyiségében kimutatható változás illetve ennek van-e köze a közelben levő szeizmikus tevékenységekhez.

Irodalomjegyzék

- Althaus, T., Niedermann, S., Erzinger, J. (2000): *Chemie der Erde*, **60**, 189–207.
- Harangi, Sz., Molnár, M., Vinkler, A.P., Kiss, B., Jull, A.J.T., Leonart, A.E. (2010): *Radiocarbon*, **52**, 1498–1507.
- Harangi, Sz., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Westergom, V., Metwaly, M., Gribovszki, K. (2015): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **290**, 82–96.
- Kis, B. (2013): PhD dolgozat, Kolozsvár, 160.
- Moriya, I., Okuno, M., Nakamura, T., Ono, K., Szakács, A., Seghedi, I. (1996): *Summaries of Research using AMA at Nagoya University*, **7**, 255–257.
- Popa, M., Radulian, M., Szakács, A., Seghedi, I., Zaharia, B. (2012): *Pure and Applied Geophysics*, **69**, 1557–1573.
- Rollinson, H. (1993): *Longman Scientific and Technical*, New York, 343 p.
- Vaselli, O., Minissale, A., Tassi, F., Magro, G., Seghedi, I., Ioane, D., Szakács, A. (2002): *Chemical Geology*, **182**, 637–654.

A CSOMÁD MAGMÁS RENDSZERÉNEK MŰKÖDÉSE: HOSSZÚ ÉLETŰ KRISTÁLYKÁSA ÉS GYORS REMOBILIZÁCIÓ

Kiss Balázs^{1,2}, Harangi Szabolcs^{1,3}, Lukács Réka^{1,2}, Molnár Kata³, Dunkl István⁴

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

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

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁴ University of Göttingen, Geoscience Center, Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen, Germany
e-mail: balazskissge@gmail.com

A tűzhányókat tápláló magmás rendszerek kőzettani térképezése elengedhetetlen, hogy megértsük a tűzhányók működését, például a különböző kitorés típusokhoz vezető folyamatokat és megfelelően tudjuk interpretálni a szubvulkáni magmás rendszerből érkező geofizikai, geokémiai jeleket. Ez a kőzettani térképezés magában foglalja a kitorést megelőző folyamatok, körülmények és a vulkán tápláló magmás rendszer felépítésének meghatározását. Emellett kiemelt jelentőségű a magmás folyamatok időbeliségének becslése, ami a vulkáni veszély előrejelzés során kulcsfontosságú, ilyen pl.: felsőkéregbeli magmatározó reaktivációja és kitorés közötti idő minél pontosabb meghatározása, de ugyanilyen fontos kérdés a tűzhányók alatti magma-raktározódási idejének vizsgálata. A Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni ív legfiatalabb tűzhányója a Csomád, kiváló lehetőséget nyújt a magmás folyamatok és azok időbeliségének vizsgálatára.

Jelen tanulmányban különböző geokronométerek segítségével vizsgáltuk a csomádi dácitokat, hogy meghatározzuk, milyen hosszú életű a tűzhányót tápláló magmás rendszer, ill. mennyi idő alatt képes ez a rendszer újraaktivizálódni. A reaktiváció hosszát az amfibol reakciószöveit vizsgálva becsültük meg. Az amfibol dácitos magmákban szűk p-T-aH₂O tartományban stabil és érzékenyen reagál ezen paraméterek drasztikus változására, amely változások jellemzően friss magmabenyomulás eredményei. Az amfibol a stabilitási tartományából kikerülve reakcióba lép a körülötte lévő olvadékkal és vízmentes ásványokból álló reakcióperem alakul ki az ásvány körül. Analóg kísérleti munkák arra utalnak, hogy az amfibol körül kialakuló reakció perem vastagsága arányos azzal az idővel, amelyet az amfibol a stabilitási tartományán kívül tölt. Cirkon U-soros korvizsgálattal a magmatározó rendszer azon belül is a felsőkéregbeli Si-gazdag magmák tartózkodási idejét elemeztük. A cirkon kristályosodása során az U bomlási során belül (a bomlási sor egyes tagjainak eltérő megoszlási együtthatója és ebből fakadó frakcionációja miatt) megbomlik a szekuláris bomlási egyensúly. Az újra egyensúlyba kerülés a radioaktív leányelem felezési idejének ~5-szöröse. Az általunk alkalmazott ²³⁰Th-²³⁸U módszer előnye, hogy a ²³⁰Th viszonylag hosszú életű és jelentősen frakcionálódik a ²³⁸U-tól így ~380 ezer évre visszamenőleg meghatározható a bomlási egyensúly megbomlását előidéző cirkon kristályosodás ideje.

A csomádi amfibol reakciószöveget elektron mikroszkóppal vizsgáltuk vékonycsiszolatokat felhasználva. A vizsgálatok alapján az első (idősebb) kitorési fázisból származó mintákban (kivéve a Vártető és Nagy-Csomád lávadómok) az amfibolok körül reakció perem figyelhető meg, ellentétben a második kitorési fázissal. Azon mintákban, ahol az amfibol körül megjelenik reakció perem egyetlen olyan kristályt sem találtunk, amelynek a pereme ép. Azon mintákban, ahol az amfibolok pereme ép, nem találtunk reakció peremmel rendelkező kristályt. Az amfibol kristályok reakciószöve változatos megjelenésű: opacitos reakcióperemek, szemcsén belüli opacitos foltok, klinopiroxén-koronák egyaránt észlelhetők. Az amfibolok a reakció perem vastagsága és a peremben lévő ásványok megjelenése alapján két csoportra oszlanak. Az 1. csoportba tartozó amfibolok körüli reakció perem jellem-

zően vastagabb és durvább szemcsés, a reakciótermékek a szemcséken belül opacitos foltokban is megjelennek és piroxén-koronák is megfigyelhetők, ami alapján kialakulásuk a kitorést megelőző felfűtés eredménye. A peremvastagság egy-egy mintán belül viszonylag állandó, de mintánként eltérő. A legvékonyabb átlagos peremvastagság 15 µm, de vannak olyan minták is, amelyekben a reakciószövet a kristályok teljes egészére kiterjed. A reakció peremet: piroxén > Fe-Ti-oxid > földpát kristályok > kőzetüveg alkotja. A 2. csoportba tartozó amfibol kristályok esetében csak egy vékony ~4-6 µm-es opacitos reakcióperem figyelhető meg, amely piroxén > Fe-Ti-oxid > plagioklász ásványokból áll, ami dekompressziós eredetre utal. Tehát a 2. csoportba tartozó peremek magma feláramlás során jöhettek létre. Kísérleti adatokra támaszkodva, amfibol reakcióperem növekedési ráták segítségével modelleztük, hogy mennyi idő szükséges a csomádi dácit esetében megfigyelhető reakció peremek kialakulásához. A modellezés eredményeként azt kaptuk, hogy a 2. csoport esetében megfigyelhető vékony reakcióperem kialakulásához néhány nap legfeljebb két hét szükséges. Azonban az 1-es csoport esetében, ahol gyakran a kristály teljes egésze reakciótermékekből áll, a perem vastagsága a kristály középpontjától számítva 100-200 µm-t is elér. A számítások alapján ez a peremvastagság hónapok vagy évek alatt jöhet létre a különböző paraméterek függvényében. A cirkon geokronológiai vizsgálatokhoz mindkét kitorési fázisból vettünk mintákat az elemzésekhez SIMS-t használtunk. A cikronokat nehézásvány leválasztással dúsítottuk, majd műgyantába ágyaztuk és megcsiszoltuk, hogy feltárjuk a kristályok belső zónáit is az in situ korelemzésekhez. A koradatok széles tartományban változnak (65+10.7/-9,7 ezer év egyensúlyi kor között~350 ezer év). A koradatok maximuma 100 és 200 ezer év közé esik, ami alapján a fő cirkon kristályosodás az első kitorési fázissal egy időben zajlott, de már ezt megelőzően is kimutatható cirkon kristályosodás, ami arra utal, hogy a magmás rendszer kialakulása több mint 100 ezer évvel megelőzte a vulkáni működést. Emellett egy-egy mintán belül is jelentős változékonyság mutatható ki, az azonos mintából mért kitorési korhoz képest akár több mint 100 ezer évvel idősebb kristályosodási kort is sikerült kimutatni, akár egy kristályon belül is (pl.: MK5_08 kristály $\Delta t_{\text{mag-perem}} \approx 160$ ezer év). Ez jelentős cirkon újrahasznosításra utal a magmatározó idősebb részeiből, ezért valószínű, hogy a kitoréseket tápláló magmacsomag, egy Si-gazdag magmakása különböző korú részeinek részleges újraolvasztása révén jön létre. Az U-Th korok egy része bár átfed a kitorés korokkal több esetben is olyan időszakra esik, amikor a vulkáni működésben szünet volt, ami arra utal, hogy a magmás rendszer akkor is él, amikor a felszínen nincs sok jele a magmás tevékenységnek.

A Csomád kitoréseit viszonylag homogén dácitos magmák táplálták, ami alapján hasonló folyamatok révén jöttek létre. A dácitos magmák kialakulásában fontos szerepet játszott egy hosszú életű, Si-gazdag proto-pluton vagy inkább kristálykása. Ismétlődő, nagy hőmérsékletű mafikus magmabenyomulások képesek voltak néhány év vagy hónap alatt reaktiválni ezt az alapvetően kitorésre képtelen magmaanyagot, amelynek eredményeként előállt a kitorésre képes dácitos magma.

PIROXÉN MEGAKRISTÁLYOK HIDROGÉN IZOTÓP ÖSSZETÉTELE ÉS „VÍZ”-TARTALMA

Kovács István János¹, Demény Attila², Czuppon György², Király Edit¹, Török Kálmán¹, Fancsik Tamás¹, Falus György¹, Sándorné K. Judit³

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

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

³ Bűnügyi Szakértői és Kutatóintézet, Budapest

e-mail: kovacs.istvan.janos@mfgi.hu

1. Bevezetés, alapvetések

Tanulmányunkban egyrészt a bazaltban előforduló klinopiroxén megakristályok szerkezetileg kötött hidroxil-tartalmát vizsgáltuk infravörös spektrometria felhasználásával. Másrészt meghatároztuk a klinopiroxének teljes „víz”-tartalmát és hidrogén izotóp összetételét is „on-line” és „off-line” tömegspektrometriás mérésekkel. A teljes „víz”-tartalom magában foglalja mind az ásványban szerkezetileg kötött hidroxilt, mind pedig az alapvetően (nano-) zárványokban előforduló molekuláris vizet. Munkánkban szerkezetileg kötött hidroxil alatt a szilikát szerkezet oxigénjeihez kapcsolódó, vakanciákban esetleg más egyéb kationokkal együtt helyettesítő H⁺-ot értjük.

A mérésekkel célunk volt: 1) megvizsgálni, hogy az „on-line” vagy az „off-line” tömegspektrometria alkalmasabb-e a megakristályok hidrogén izotóp összetételének meghatározására; 2) meghatározni a szerkezetileg kötött hidroxil és a molekuláris víz koncentrációjának viszonyát a klinopiroxén megakristályokban; 3) megvizsgálni a szerkezetileg kötött hidroxil- és molekuláris víz-tartalom és a hidrogén izotópos összetétel közötti összefüggést.

2. Módszerek

Vizsgálatainkhoz a kínai Nushan környékéről és a Bakony-Balatonfelvidékről gyűjtöttünk be bazaltban előforduló, nagyméretű (2–4 cm) és idiomorf klinopiroxén kristályokat. A klinopiroxén kristályokat megtörtük majd egy részüket műgyantába ágyaztuk és ezekből duplán polírozott csiszolatokat készítettünk infravörös és geokémiai vizsgálatok céljára. A minták megmaradó aprólékát először mechanikailag (rázógép), majd kémiaileg (híg sósavas főzés 50 °C-on fél órán keresztül) tisztítottuk, hogy az esetleges mállási termékeket eltávolítsuk.

A mikro-IR vizsgálatokat a duplán polírozott vékonycsiszolatokon végeztük Kovács és munkatársai (2012) beállításai és kiértékelési protokollja szerint. Az „off-line” (tömegspektrométertől elkülönített feltárású) méréseket Demény (1995) és Demény és Siklósy (2008) alapján végeztük. Az eljárás lényege, hogy először egy kvarc csőben a minta 1–2 g mennyiségű adagjából a kvarc lágyulási hőmérsékletén kinyerjük a „víz”-tartalmat, majd ezt fémcinkkel való reakcióban molekuláris hidrogénné konvertáljuk. A mérések előtt a mintát kellő ideig (2 óra) magas hőmérsékleten (150 °C) vákuumban tartjuk a szorpciósan kötött atmoszférikus nedvesség megszüntetése céljából. A hidrogént vezetjük be a „dual inlet” tömegspektrométerbe.

Az „on-line” (tömegspektrométerhez csatolt automata feltáró berendezéssel végzett) méréseket Fourel és munkatársai (2014; 2015) módszere szerint végeztük el. Ebben az esetben a klinopi-

roxének 40–50 mg adagját kevertük elemi szénnel és helyeztük ezüst kapszulákba. Ezt követően az így előkészített adagokat egy automatikus adagoló „ejtette” a berendezés nagy hőmérsékletű (1450 °C) reaktorába, ahonnan a felszabaduló hidrogént közvetlenül a tömegspektrométerbe vezettük és elemeztük.

3. Eredmények és következtetések

1. Az „on-line” és „off-line” tömegspektrometriás módszerrel végzett mérések eredményei arra utalnak, hogy az „off-line” módon végzett méréssel kapott alacsonyabb víz koncentrációk és negatívabb δD értékek azzal magyarázhatóak, hogy hidrogén kinyerése nem teljes, hanem deutériumban gazdag szerkezeti hidroxil maradhat vissza.

2. Amíg a klinopiroxénben található szerkezetileg kötött hidroxil koncentrációja (molekuláris víz egyenértékben megadva) ~0–476 ppm között változik, addig az „on-line” tömegspektrometria által meghatározott össz „víz”-tartalom ~1150–2570 ppm között szór. Ez arra utal, hogy a víz túlnyomó része (nano-) zárványokban molekuláris víz formájában található meg.

3. A szerkezetileg kötött hidroxil tartalom növekedésével a δD értékek is egyre növekednek. Ez arra utal, hogy a szerkezetileg kötött hidroxil deutériumban gazdagodott a molekuláris vízhez viszonyítva, azaz frakcionáció történik a hidrogén e két megjelenési formája között. Ennek oka az lehet, hogy a klinopiroxén a kristályosodás során az olvadékban a hidrogén hidroxil és molekuláris víz formájában is egyaránt jelen van, azonban a növekvő klinopiroxén szerkezetébe elsősorban a hidroxil épül be és erősebb kötésben, ami a deutériumban való gazdagodáshoz vezet. Az olvadékban feltehetően nincsen hidrogénizotóp-frakcionáció a hidroxil és molekuláris víz között, míg a klinopiroxénben csapódó molekuláris víz izotópos értelemben egyensúlyt tart az olvadékkal.

Irodalomjegyzék

- Demény, A. (1995): *Chemical Geology*, **121/1–4**, 19–25.
Demény, A., Siklósy, Z. (2008): *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **22/8**, 1329–1334.
Fourel, F., Martineau, F., Seris, M., Lécuyer, C., (2014): *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **28/23**, 2587–2594.
Fourel, F., Martineau, F., Seris, M., Lécuyer, C. (2015): *Geostandards And Geoanalytical Research*, **39**, 47–53.
Kovács, I., Green, D.H., Rosenthal, A., Hermann, J., O'Neill H.St.C., Hibberson, W.O., Udvardi, B. (2012): *Journal of Petrology*, **53**, 2067–2093.

A REGÖLYI KORA VASKORI SÍRHALOM PATICS- ÉS KERÁMIA LELETANYAGÁNAK ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

Kürthy Dóra¹, Szakmány György¹, Józsa Sándor¹, Szabó Géza²

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Wosinsky Mór Megyei Múzeum, Szekszárd

e-mail: dora.kurthy@gmail.com

1. Bevezetés

Regöly Tolna megye északi részén fekszik, a Kapos és a Koppány folyó összefolyásánál. A bevágódó két folyó völgy egy helyi kiemelkedést hozott létre, ezen terül el a ma kb. 1200 fős település. A falu belterületén fekvő Strupka-Magyar birtokon lévő halomsír feltárása 2011 kora tavaszán kezdődött meg (Szabó, Fekete, 2011). Az előkerült régészeti leletek alapján (kerámiák, csontfaragványok, stb.) egy széles kapcsolatrendszer vázolható fel, amely a kimmerek déli ágának mozgásához köthető, hatása viszont nyugaton, még Németországban is nyomon követhető. A Közép-Ázsiából kiinduló vándorlás révén alakultak ki olyan rokon anyagi kultúrájú régészeti csoportok, melyek megtalálhatóak a Dunától az Adriáig terjedő területen (a mai Magyarország délnyugati felén, Horvátországban, Szlovéniában) a Kr.e. 7. század végétől. Összességében ez az iráni eredetű népség a pannonokkal azonosítható, a halom pedig az egyik törzsi vezető sírja lehetett (Szabó et al., 2015).

Kutatásunk célja a halomból előkerült kerámia-leletanyag vizsgálata: meghatározni és csoportosítani az azonos típusú kerámiákat, illetve elkülöníteni a helyi és az import, illetve import jellegeket mutató termékeket. Eredményeink segítséget adhatnak a Kr.e. 7. századi népek társadalmi kapcsolatainak megértésében.

2. Régészeti háttér

A régészeti adatok alapján (pl. kerámiák, ¹⁴C izotóp) a halmot a kora vaskorban, a Kr.e. 7. században egy nagyméretű boronafalú épület fölé emelték, melynek fődémjét az ásatási megfigyelések és számítások szerint 54 belső faoszlop tartotta. A halom egy belső, kb. 13x13 m nagyságú térből (ennek közepén volt az épület), egy e köré döngölt kb. 3 m magas köpenyből és egy erre ráhordott, kb. 60 m átmérőjű és 8-10 m magas földhalomból állt. Régészeti leletek (kőanyag, kerámiák, csontfaragványok, stb.) csak a központi rész beásásából kerültek elő, a döngölt köpeny és a földhalom leletmentes volt.

Az előkerült jelentős mennyiségű kerámia egyik típusa Kelet-Alpi Hallstatt-i kultúrával azonosítható, a másik típusa pedig a Kr.e. 7. századi etruszk edényművészettel mutat hasonlóságot, de valószínűleg kis-ázsiai eredetű. Előkerült még néhány patics darab is, amely azért szerencsés, mert a korabeli helyi agyagos üledéket mutatja.

3. Vizsgálati módszerek

Az ásatás során kb. 6000 kerámia töredék került elő. Ezek makroszkópos feldolgozása során 14 főtípust tudtunk elkülö-

níteni. Ezen felül 1-1 db, valószínűleg az elithez tartozó kis szobrok, egyedi edény töredékek is előkerültek. Ez utóbbiak azok a darabok, melyek import gyanúsak, viszont ezek elemzési eredményeinek értelmezéséhez pontosan ismerni kell a helyi anyagokat. Ezért választottuk ki első célként a durva kerámiák vizsgálatát, mivel ezek vannak a legnagyobb mennyiségben a leletanyagban, feltehetőleg házi kerámiaként szolgáltak, ezért valószínűleg helyben készítették, vagyis a helyi anyagot tükrözik. Ezt az elképzelést kívántuk alátámasztani azzal, hogy összehasonlítottuk a kerámiákat a biztosan helyi anyagból készült paticsokkal.

Az összehasonlító elemzéshez vékonycsiszolatokat készítettünk, majd polarizációs mikroszkóppal és SEM-EDX-szel végeztünk vizsgálatokat.

4. Eredmények

A durvakerámia töredékek makroszkópos megjelenése igen változatos: színük főként vörös, de előfordul néhány szürke, illetve szendvics kerámia is. Falvastagságuk 1-1,5 cm és szabad szemmel is jól látható, akár 2-3 mm-es törmelékeket is tartalmaznak.

A nem plasztikus elegyrészek alapján két főcsoport különíthető el: egy meszes- illetve egy granitoid törmelékkel soványított csoport. Mindkét esetben a mátrixhoz tartozó nem plasztikus elegyrészek mérete, eloszlása, és az alapanyag összetétele alapvetően megegyezik, fő különbség csak a durvább szemcsés soványító anyagban van. Továbbá mindkét csoportra jellemző a nagyméretű agyagcsomók/agyagos kőzettörmelékek (ARF), illetve tört kerámiák (grog) jelenléte. Ezek előfordulása soványításra és/vagy agyagkeverésre utalhat.

A kerámiák és a paticsok mátrixának SEM-EDX-szel mért összetétele alapján a meszes- és a granitoidos soványítású kerámiák, valamint a paticsok alapanyaga igen hasonló összetételű.

A paticsok mikroszkópos vizsgálati eredményei azt mutatják, hogy a kerámia töredékek alapanyagának szemcsemérete, eloszlása és összetétele nagy hasonlóságot mutat a paticsokéval.

Irodalomjegyzék

Szabó, G., Fekete, M. (2011): Wosinsky Mór Múzeum évkönyve, **33**, 15–106.

Szabó, G., Kürthy, D., Szakmány, Gy., Józsa, S. (2015): Élet és Tudomány, **70/5**, 150–152.

A MIOCÉN PIROKLASZTITOK SZTRATIGRÁFIÁJA AZ ÚJ U-PB CIKRON GEOKRONOLÓGIAI EREDMÉNYEK TÜKRÉBEN

Lukács Réka¹, Harangi Szabolcs¹, Olivier Bachmann², Marcel Guillong², Dunkl István³, Fodor László⁴, Soós Ildikó¹, Szepesi János¹

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Institute of Geochemistry and Petrology, Department of Earth Sciences, ETH Zürich, Svájc

³ Sedimentology & Environmental Geology, Geoscience Center, University of Göttingen, Göttingen, Németország

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

e-mail: reka.harangi@gmail.com

A kainozoikum során a Kárpát-Pannon térségben zajlott az egyik legnagyobb vulkáni kitörési esemény. A miocén során ismétlődő heves robbanásos kitörések történtek, amelyek nagy térfogatú ignimbrit lepleket és kapcsolódó hullott hamuüledékeket eredményeztek. Ezek a képződmények nagy területet egyenletesen fedtek be és ezáltal, fontos rétegtani kulcshorizontokat képeztek. A szárazföldeken lerakódott piroklasztitok azonban könnyen erodálódhatnak, rétegtani folytonosságuk megszakad és idővel egymástól elkülönült képződmények formájában maradnak meg. A Pannon-medencében a miocén riftesedési időszak után jelentős süllyedés történt, ami miatt a vulkáni rétegeket vastag üledékes sorozatok fedték be. Az egykori nagy kiterjedésű vulkáni képződmények így csak helyenként maradtak meg a felszínen, túlnyomó részük a mélybe került, illetve részben áthalmazódott. Elterjedésükről, vastagságukról a mélyfúrások adnak információt, ami alapján tudjuk, hogy több helyen meghaladják az 1000 méteres összvastagságot.

A piroklasztit kulcsüledékek korát felszíni és fúrási rétegsorokban vizsgált mintákon közettani, őslénytani vizsgálatok, K-Ar radiometrikus kormérések, paleomágneses adatok és egyéb rétegtani megfontolások alapján határozták meg és a képződményeket három, későbbiekben öt egységbe és formációba sorolták: alsó riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció; 19,6±1,4 millió év), középső riolittufa (Tari Dácittufa Formáció; 16,4±0,8 millió év), felső riolittufa (Galgavölgyi Riolittufa Formáció, illetve Harsányi és Felnémeti Riolittufa Formációk; 13,7±0,8 millió év), legfelső riolittufa (Csereháti Riolittufa Formáció; szarmata-pannon határ), legalsó riolittufa (Istenmezejei Riolittufa Formáció; eggenburgi).

A miocén piroklasztitok időben legteljesebben a Bükkalján vizsgálhatók, amelyek a terület poszt-miocén kiemelkedésével enyhe déli dőléssel kerültek felszínre. A szilíciumgazdag vulkáni képződmények gyakori járulékos elegyrésze a cirkon, amelynek U-Pb geokronológiai vizsgálata lehetővé teszi a kristályosodás korának meghatározását, ami alapján következtethetünk a kitörési korra is. Munkánk során, minden korábban elkülönített vulkáni egységből vettünk mintát és részletesen vizsgáltunk több vulkáni rétegből álló, folyamatos rétegsorokat is. Az új U-Pb cirkon korok jelentősen átalakítják a korábbi rétegtani elképzeléseket.

Az U-Pb cirkon geokronológiai elemzéseket a zürichi ETH, Földtudományi Tanszékén LA-ICP-MS módszerrel végeztük. Az in-situ pontelemzések adatai a legtöbb minta esetében arra utalnak, hogy a cirkonok kristályosodása hosszú életű (>1 millió év) magmakamrákban történt. Ezek a magmakamrák egymástól elkülönülten, különböző forrásterületből származó szilíciumga-

zdag magmák felnyomulásával épültek fel. A kristályosodó cirkonok időszakonként bekeveredve a fejlődő olvadékfrakcióba továbbnővekedtek, így egyes szemcsék magja és pereme között akár 1 millió év kristályosodási időkülönbség is van. A legfiatalabb cirkonok vagy cirkonpopuláció kristályosodási korainak átlaga egybeesik, illetve hibahatáron belül megközelíti a vulkáni képződmények kitörési korát. Ezt a megközelítést használva adjuk meg a vizsgált képződmények kitörési korait. A koreredmények és egyéb kiegészítő (paleomágneses, üveg és cirkon geokémiai, vulkanológiai) adatok alapján a Bükkalja vulkáni területen 8 kitörési egységet különítettünk el. A legidősebb, 18,1±0,36 millió év kitörési kort ezidáig egyetlen fúrás (Csv-2) mintája képviseli. Rétegtani szempontból az egyik legfontosabb eredményünk, hogy a felszínen korábban az alsó riolittufa egységbe sorolt képződmények kitörési korai jóval fiatalabbnak adódnak, mint ahogy korábban gondolták. Ezen képződmények (összesült és nem összesült piroklasztitok) 16,8±0,3 millió év éves kiötési kora egybeesik az Ipolytarnóc és Nemti területeiről származó minták koradataival (17±0,17 millió év; Pálffy et al., 2007). A legnagyobb térfogatú kitörések 16-17 millió évvel ezelőtti időszakban történtek, ami egybeesik a Pannon-medence riftesedésének fő időszakával. A legfiatalabb vulkáni képződmények kora az eddigi méréseink alapján 14 millió év. A kapott koradatok jó egyezést mutatnak a paleomágneses polaritás irányokkal, amelyek alátámasztják az értelmezett kitörési korok helyességét és egyes esetekben a hibahatárokat is csökkentik. A paleomágneses forgási irányokkal való összehasonlítás alapján újraértelmeztük és pontosítottuk a térség jelentős, óramutatójárással ellentétes két rotációs esemény idejét.

Az új cirkon U-Pb koradatok hangsúlyozzák, hogy további elemzések szükségesek, hogy a Pannon-medence miocén rétegtani beosztásának abszolút korszakálját, a vulkáni vezérszinteken alapuló regionális korrelációt, a kapcsolódó tektonikai események idejét még jobban megérthessük.

A kutatás az OTKA támogatásával (K81530 és PD112584) történt. Lukács Réka kutatómunkáját Bolyai J. Kutatási Ösztöndíj támogatja.

Irodalomjegyzék

Pálffy, J., Mundil, R., Renne, P.R., Bernor, R., Kordos, L., Gasparik, M. (2007): Earth and Planetary Science Letters, **258**, 160–174.

A METAMORF ALJZAT FEJLŐDÉSE DOROZSMA KÖRNYÉKÉN

M. Tóth Tivadar

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: mtoth@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

Az Alföld aljzatának rendkívül komplex fejlődése miatt az egyes részterületek határainak kijelölése régóta a kutatások egyik központi problémája. Ma is egyértelműen helytálló az a szemlélet, amely az Alföld aljzatát, mint tektonikailag különálló részegységek rendszerét tekinti, s melyek között az összevethető metamorf és posztmetamorf fejlődés alapján lehet kapcsolatot teremteni. A Dorozsma környéki aljzatot Szederkényi (1984) a Tiszai Formációba, míg Lelkes-Felvári és munkatársai (2005) a Dorozsmai Komplexum néven lehatárolt önálló egységbe sorolták. Rumppler és Horváth (1988) értelmezése szerint ugyanakkor a dorozsmai szerkezetet az algyő-pusztaföldvári kristályos magkomplexum rendszerben a háttérben kibillent aljzat blokkok alkotják. Ebben a szemléletben az algyői hát jelentős mértékű posztmetamorf kiemelkedése miatt a vizsgált terület metamorf aljzata lényegében nem rokonítható a környező területek felépítésével.

Jelen dolgozatban mindezek miatt kizárólag a Dorozsma, ill. Dorozsma-DK szénhidrogén kutatási területek vizsgálatával foglalkozunk, s nem célunk eredményeink térbeli kiterjesztése. Bár egy repedezett fluidum rezervoár megismerése során kiemelt szerepe van a kőzettani vizsgálatoknak, alkalmazott földtani szempontból esetenként a nagyon részletes petrológiai elemzésnél robosztusabb módszerek alkalmazása is célravezető lehet. Az alábbiakban ezt az elvet követjük, s a repedezett rezervoár működése szempontjából szignifikáns kérdések megválaszolására koncentrálnak. A Dorozsma környéki metamorf aljzat vizsgálata során a Dorozsma, Dorozsma-DK, valamint a Dorozsma-ÉNy szénhidrogén kutatási terület valamennyi mélyfúrásának minden fúrómagját megvizsgáltuk. A fúrások között kitüntetett szerepe van az aljzatot teljes hosszában maggal harántolt Do-54. alapfúrásnak.

2. Földtani háttér

A vonatkozó szakirodalom szerint a dorozsmai szerkezettel kapcsolatos petrológiai ismereteink rendkívül hiányosak; igen eltérő véleményeket találunk olyan alapkérdésekkel kapcsolatban, mint a metamorfózis jellege, fizikai körülményei, kora. A variszkuszi, esetleg részben pre-variszkuszi polimetamorf aljzatot főleg gneisz, csillámpala és amfibolit építi fel. A gneiszekben Lelkes-Felvári és munkatársai (2005) andaluzit utáni kianit pseuodomorfózát ismertek fel, ami megítélésük szerint egy korai LP-MT utáni MP-MT metamorf felülbélyegzésre utal. Ez utóbbi eseménnyel kapcsolatban biotit és gránát ásványkémiai adatokat közölnek termobarometriai következtetések nélkül. Így a metamorfózis fizikai viszonyairól kvantitatív adataink nincsenek. A legfontosabb litológiai típusok mellett Szederkényi (1984) speciális kőzettípusokat is megkülönböztet (pl. leptinit, Lelkes-Felvári és munkatársai (2005) értelmezésében metapegmatit). Kiemelt jelentőségű a néhány fúrásban megjelenő, legfeljebb néhányszor 10 méter öszvastagságban jelentkező do-

lomit márvány, cippolino jelenléte (T. Kovács, Kurucz, 1984). Kőzettani kifejlődését poligonális szövet, ugyanakkor a nagy kvarc és csillám tartalom ellenére a magasabb metamorf fokú mészsilikát ásványok teljes hiánya jellemzi (Szederkényi, 1984). A maximális metamorf átalakulás Lelkes-Felvári és munkatársai (2003) gránát Sm-Nd adatai alapján perm korú lehet.

Az aljzat poszt-metamorf kiemelkedése Dunkl (1994) cirkon FT mérései alapján (Do-32: 232 millió év) a kora-triász során történt. Ezt alátámasztják a környéken általánosan tekinthető permotriász üledékes sorozatok (homokkő, kavicsos homokkő, dolomit) is. Rendkívül problémás ugyanakkor a triász rétegek és az aljzat tető között települő, helyenként több száz méter vastag törmelékes képződmények genetikája. Balogh et al. (1973) szerint a karbon korú, metamorf kőzet anyagú breccsa kötőanyaga (agyagásványok, karbonát) alapján bizonyosan nem metamorf eredetű, valószínűleg lejtőtörmelék lehet. Az üledékes eredetet és a kort bizonyító palinológiai adatok mindazonáltal egyelőre nem ismertek. Lelkes-Felvári és munkatársai (2005) szerint a kérdéses fedő breccsa nem üledékes eredetű, hanem egykori nyírási zónában kialakult kataklázit.

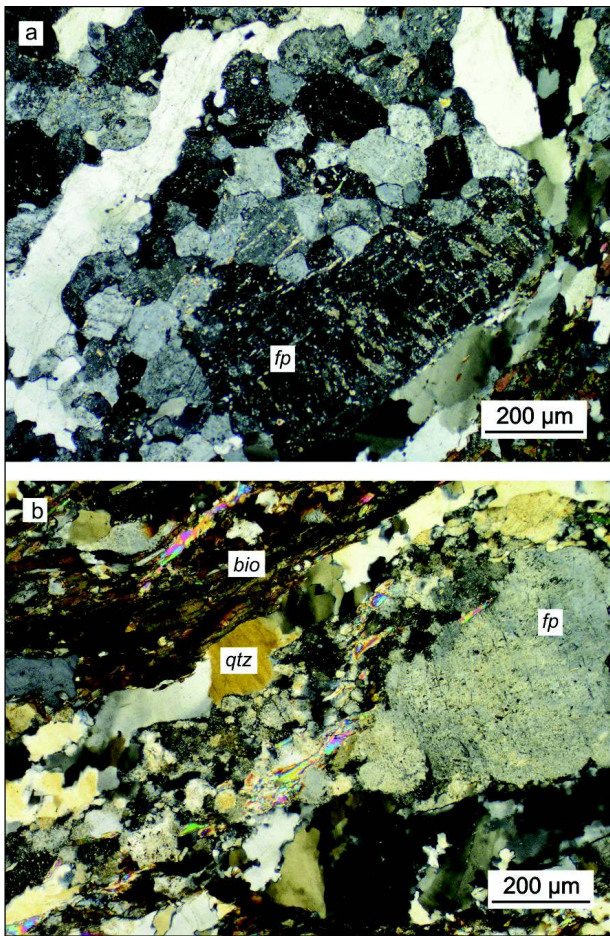
A teljes Alföldön jelentős hatású kréta kompresszió (Kodru takaró rendszer) hatására a Dél-Alföldön főleg fedő-, részben aljzattakarók jöttek létre. A tektonikailag megviselt metamorf tömegbe nyomultak azok a kisméretű alpi granitoid intrúziók (Szederkényi, 1984), melyek kontakt hatása (szericitesedés, turmalinosodás, helyenként Sn, W anomália) a teljes Tiszai Formációban kimutatható. Másodlagos muszkoviton mért Ar/Ar korok alapján Lelkes-Felvári és munkatársai (2003) ugyanakkor a késő-kréta eseményt progresszív regionális metamorf eseménynek ítélik.

A Pannon-medence neogén extenziója során a dorozsmai szerkezet az algyő-pusztaföldvári kristályos magkomplexus háttérét alkotta (Rumppler, Horváth, 1988). A magkomplexus szerkezetet megerősítik Posgay és munkatársai (1996) szeizmikus vizsgálatai is. Ugyanerre utalnak a Tari és munkatársai (1999) által közölt cirkon FT adatok is, melyek szerint az algyői háttől távolodva az FT korok fokozatosan nőnek (Algyő-626: 17 Ma). Lelkes-Felvári és munkatársai (2005) ugyanakkor a Dorozsma környéki aljzatot analóg fejlődésűnek tekintik az algyői kiemelkedés és a távolabbi fúrások kőzeteivel, és a magkomplexum szerkezetet nem fogadják el. A kréta metamorfózist szenvedett területek kőzettani analógiái alapján önálló alpi takarót definiálnak, a szeizmikus és FT adatokat ugyanakkor nem illesztik be saját modelljükbe.

3. Kőzettani felépítés

3.1. Gneisz, csillámpala

A dorozsmai fúrások által feltárt kőzetek túlnyomó része gneisz, melyek közös jellemzője polimetamorf jellegük. Megjelenésük, petrográfiai bélyegeik alapján két fontos altípus definiálható, me-



1. ábra – Deformált földpát szemcse körül kialakult, statikusan rekrisztallizált földpát szemcsehalmaz (Do-54), a) „felső gneisz, b) alsó gneisz

lyek a Do-54. fúrás különböző mélység intervallumait jellemzik.

A fúrás felső szakaszára jellemző gneiszben az első felismerhető metamorf esemény reliktaiként bio + rt + qtz ± kfp ± mu (fehér csillám) zárványos gránátok (gar1) jelennek meg a kőzetekben. Ezekben a nagyméretű, rezorbeált szegélyű gránátokban a megőrzött prekinematikus palássági irány (S1) jelentős szöget zár be a kőzet mátrixában megfigyelhető S2 foliációval. A gránátokban általánosan megfigyelhető, hogy míg a biotit a magban, a rutil a szemcsék pereme felé jelenik meg. Az S2 foliációt bio ± mu kötegek jelzik, emellett kfp + qtz + pl ± ky ± gar2 jellemzi a második metamorf eseményt. A második foliáció (S2) mentén az S1 gránátok rendszerint elnyíródnak.

Szintén a D2 eseményhez kapcsolható a kőzet jelentős mértékű nyírása, amely során sávós gneisz, helyenként milonit jött létre. A kvarc hosszan elnyúlt szalagokba rendeződött és a kétféle földpát is plasztikusan deformálódott. Erre utal a földpát porfiroklasztok körül látható, megfelelő orientációjú csiszolatban aszimmetrikus elhelyezkedésű szárnyakat alkotó, kisméretű, rekrisztallizálódott földpát szemcsék tömege. Az így kialakult burkolt σ -klasztok helyén új, statikusan rekrisztallizálódott, feszültségmentes, poligonális földpáthalmazok keletkeztek. Ezen szerkezetek közepén általánosan megfigyelhető az eredeti (S1) földpát porfiroklaszt (1.a ábra). A földpátokhoz hasonlóan a kvarc is statikusan rekrisztallizálódott – a kvarc szalagokon belül az egyes szemcsehatárok általában egyenesek, gyakori az egyensúlyi, 120° körüli szemcsetalálkozás. A fúrás felső szakaszán megfigyelhető gneisz típusok lényegében azonos fejlődéstörténetet mutatnak; közöttük elsősorban ásvány arányok-

ban figyelhető meg eltérés. Gyakori a gar1 hiánya; a rt mátrixban való megjelenése azonban ilyenkor is utal az S1 fázis meglétére. A földpátok mennyiségének jelentős mértékű változékonysága valószínűleg kémiai – s így protolit – okokra vezethető vissza.

A Do-54. sz. alapfúrás anyagában előfordulnak néhányszor 10 cm vastag qtz + kfp + pl dominanciájú kőzet betelepülések. Ezen fő kőzetalkotó ásványok mellett igen kis mennyiségben csillám (mu + bio), és akcesszóriák jellemzőek. A földpátok gyakran táblás megjelenésű, idiomorf, nagyméretű szemcséket alkotnak, ami granitoid eredetre utal. Ugyanakkor ezt a szerkezetet elmosás a korábban bemutatott összetett földpát rekrisztallizációs folyamatok, aminek hatására új, poligonális szövétű földpát szemcse-halmazok keletkeztek. A granitoid eredet mellett szól az akcesszóriás ásványok típusa és megjelenési formái is; a leggyakoribb járulékos fázisok a cirkon és az apatit. Az apatit gyakran tús habitusú, a cirkon helyenként oszlopos, esetenként jól látható piramis lapokat is tartalmazó kristálykakat alkot. További jellegzetes akcesszóriák a turmalin, és a gránát, melyek megjelenése a korábbi szöveti bélyegekkel együtt pegmatit eredetre utal; a kőzettípus így metapegmatitnak minősíthető.

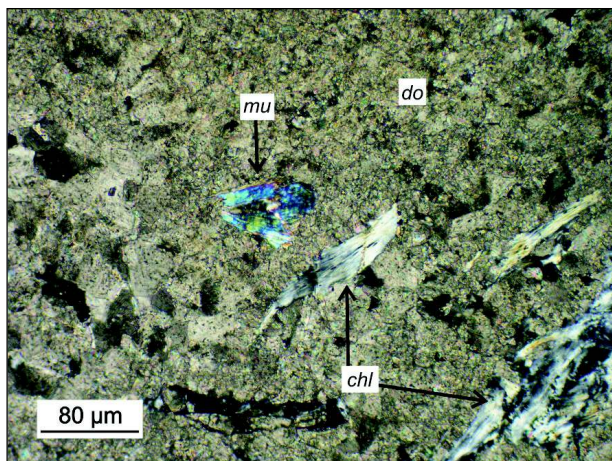
A Do-54. fúrás felső szakaszán a csillámpalák a gneiszekkel váltakozva jelennek meg, s a két kőzettípus fejlődése általában sok hasonlóságot mutat. Metamorfózisuk hasonlóképpen kétszatos; tartalmaznak a fentieknek megfelelő S1 gránátokat, majd S2 bio + mu jellemzi a kőzetet, melyben általánosan megjelenik a ky és a gar2 is. A földpát mennyisége lényegesen alacsonyabb a gneiszben tapasztaltnál, ugyanakkor a fent részletezett statikus rekrisztallizáció itt is jellemző. A kianit rendszerint az S2 palássággal párhuzamosan elhelyezkedő, kisméretű oszlopok jellemzik, így megjelenése a D2 eseményhez köthető. Feltűnő, hogy gyakran az S1 gránátokat körülölelő szemcsehalmazokként jelenik meg, s részben a gar1 szétesésével keletkezik, esetenként a gránát után pseudomorfózát is alkot.

A Do-54. fúrás alsó szakaszán, a dolomit márvány zóna alatt a gneiszek és csillámpalák szerepe alárendeltté válik és petrográfiai jellemzőik is eltérnek a korábbiaktól. A mátrixban és a D1 gránátokban rutil zárvány nem található, a D2 eseményt jelző biotit általánosságban Mg-klorittal közberetegzett formában jelenik meg. Ez a chl fázis lényegesen különbözik a késői retrográd, halványzöld színű kloritól; fehér színű, és mindig a biotit kötegek között jelenik meg. A gránát (gar2) ezekben a mintákban is általános, a kianit ugyanakkor egységesen hiányzik. Lényeges eltérés a korábban tárgyalt gneisz és csillámpala típusokkal szemben, hogy az alsó gneisz mintákban a fp körül kialakuló rekrisztallizált burok szemcséinek mérete jóval kisebb (1.b ábra). Azt esetenként kvarc alkotja a felső gneisz típusokban kizárólagosan megfigyelt földpáttal ellentétben.

3.1. Metabázikus kőzetek

A dorozsmai kutatási terület anyagában két, eltérő jellegű metabázikus kőzet ismerhető fel. A Do-54. sz. fúrás felső szakaszán, a korábban tárgyalt gneisz és csillámpala sorozatba ékelődve kis mennyiségben gránátos amfibolit (retrográd eklogit?) található. A kevés plagioklász tartalmazó, amfibol dominanciájú kőzetek nagy mennyiségben tartalmaznak gránátot, az amfibol szemcsék magjában gyakran található reliktpx. A gránátok zárványaiként, s a kőzet mátrixában is meghatározó Ti-fázis a rutil, emellett váltakozó mennyiségben qtz és ilm alkotja a mintákat. Bár a jelenlegi paragenezis (amph + pl + qtz ± ilm) stabil amfibolit fáciesű amfibolitot mutat, a relik ásványszemcsék (gar + cpx + rt) korai, magas nyomású eseményre utalnak.

Míg a fúrás felső szakaszán elvétele fordulnak elő, alul meghatározóvá válik a metabázitok jelenléte; a minták túlnyomó része amfibolos biotit és amfibolit. Mind szövetségben, mind ásványos összetételükben eltérnek a korábban látottól. A nematoblasztos szövétű kőzetekben az amfibol és a jelentős mennyiségű plagioklász



2. ábra – A kristályos dolomit jellemző szövete (Do-54)

mellett mindig jelen van biotit és kvarc is. Több esetben előfordul apró méretű gránát, a stabil Ti-fázis a titanit, némely mintában az ilmenit. Rutilit a minták nem tartalmazzak.

3.1. Kristályos dolomit

A Do-54. sz. fúrás, és a teljes dorozsmai terület legismertebb kőzet-típusa a dolomit márvány. Minden korábbi feldolgozás (pl. Balázs et al., 1986) megemlíti, bár részletes petrológiai vizsgálatával nem találkozhatunk. A kőzet a Do-54. sz. fúrásban nagy tömegben a 14.-16. magszakaszok között jelenik meg. Emellett a teljes területen, jól követhető mélység horizontokhoz köthetően, számos fúrásban előfordul. Túlnyomó részben dolomit ásvány szemcsékből áll, de gyakran tartalmaz kvarcot és muszkovitot, esetenként a maximális metamorf fokot jelző index ásványként Mg-kloritot és talkot is. Magasabb fokú mészsilikát ásvány a kőzetben nem fordul elő. Rendszerint intenzíven nyírt kőzet, apró, zúzott szemcsék halmaza alkotja. Az esetek túlnyomó részében a nagyobb méretű szemcséken deformációs ikresedés is megfigyelhető, a nem deformált poligonális szövet igen ritka. A deformált dolomit szemcsék ugyanakkor – el- lentétben a gneisz mintákban látott földpáttal és a kvarccal – nem rekrisztallizálódtak. Szintén teljes mértékben hiányzik a dolomit márvány kvarc szemcséinek statikus rekrisztallizációja (2. ábra).

4. Termobarometria

4.1. Földpát rekrisztallizáció

A gneiszekben és csillámpalákban található plagioklász porfiroblasztok rekrisztallizációjával keletkezett új földpát szemcsék átlagos átmérőjét használva megbecsülhetjük a D2 átalakulás hőmérsékletét (3. ábra; Kruhl, 2001). A számolásokhoz a petrográfiai feldolgozás során definiált litológiai szintenként („felső gneisz”, „alsó gneisz”) 5-5 mintát, mintánként 30-30 rekrisztallizált szemcsét használunk. Az így meghatározott adatok alapján a szemcseátmérők interkvartilis tartományai a D2 esemény jellemző paragenézisének függvényében a következőképpen alakulnak:

„felső gneisz” D2: bio+gar2+ky → d: 120-160 μm → 540-580 °C;
 „alsó gneisz” D2: Mg-chl+bio+gar2 → d: 30-60 μm → 510-540 °C.

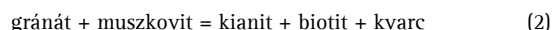
4.2. Termobarometriai modellezés

Az irodalomban (Szederkényi, 1984) rendelkezésre álló gránátos, kianitos gneisz teljes kémiai elemzések (Do-7, -8) lehetőséget adnak

a rekonstruált kvalitatív metamorf P-T út termobarometriai modellezésére. A két minta Domino/Theriak modellje szerint adott összetétel mellett az S1 paragenézis T ~ 630 °C alatt és P ~ 6 kbar fölött stabil. Az ásványtársaság felső hőmérsékleti határát a bio-out reakció jelenti. Az S2 ásványtársaság az előbbinél alacsonyabb nyomást jelez; nyilvánvaló felső hőmérsékleti határa a ky = sill reakció. Az S1 és S2 ásványtársaság közötti határ mentén két reakció definiálható. A

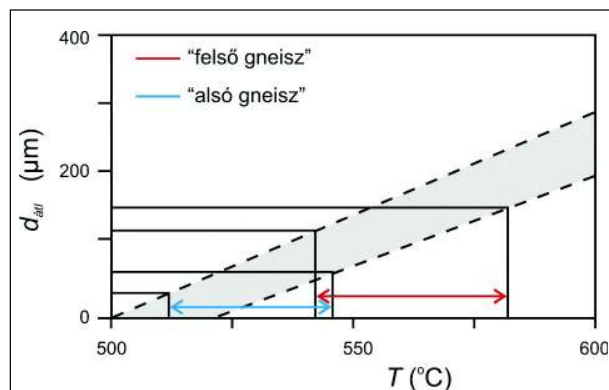


reakciónak (GRAIL) megfelelően az alacsonyabb nyomású paragenézisben nem stabil a rutil, az egyensúlyi Ti-fázis ilmenit. Gneiszek és csillámpalák esetében rutil közepes fokú kőzetekben (kb. a staurolit zónáig; Force, 1980) rendszerint nem keletkezik. Ennek értelmében a progresszív metamorf út korai szakaszára utal az a megfigyelés, mely szerint az S1 gránátok magjában biotit zárványok találhatóak, míg rutil szemcsék kizárólag a peremen záródtak be. Szintén az S1-S2 paragenézisek határát jelzi a



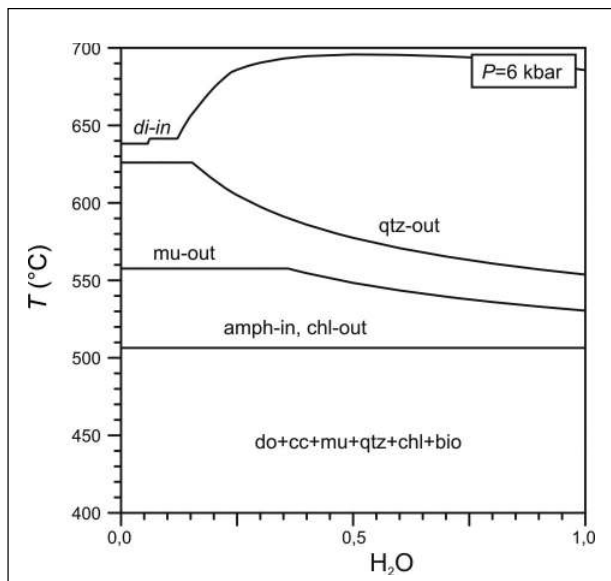
reakció. Mindezek együttes eredményeként – amint ezt a pontbeli Theriak modellezések eredményei is igazolják –, a metamorf út során szignifikánsan nő a kianit és a biotit mennyisége a gránát és a muszkovit rovására. A közel szabályos alakú kianit pszeudomorfózák alapján felmerül az andaluzit, mint prekursor ásvány lehetősége. Egyértelműen ez ellen szól ugyanakkor, hogy az S1 paragenézis (és mindenekelőtt az azt meghatározó gar + rt ásványpár), valamint az andaluzit stabilitási tartományainak nincs közös része.

Mészsilikát kőzetek metamorfózisát a P-T mellett alapvetően meghatározza az XCO₂ alakulása is. Ezért a számított Domino



3. ábra – A rekrisztallizált földpát szemcsehalmazainak keletkezési hőmérséklete Kruhl (2001) alapján

modellben egy, a dorozsmaihoz hasonlóan 10% kvarcot, és 1% muszkovitot tartalmazó dolomit metamorf fejlődését vizsgáljuk a T és az XCO₂ függvényében, a fentiek miatt P = 6 kbar választása mellett. Látható, hogy a kiindulási paragenézis mellé < 500 °C-on csatlakozik az Mg-chl, valamint a flogopit. E hőmérséklet fölött amph (tremolit), majd cpx (diopszid) a stabil fázisok, míg magasabb nyomáson további ásványok megjelenése (pl. gar) lenne elvárható. ~ 550 °C alatt az új ásványok keletkezése a modell szerint felemésztené a kiindulási kvarcot és muszkovitot (4. ábra). A vizsgált dorozsmai mintáinkban ugyanakkor ezek az ásványok jelen vannak, a potenciális metamorf index ásványok közül ugyanakkor kizárólag a chl és a tlc jelenik meg, igen alacsony fokú átalakulásra utalva. Ez a tény arra mutat, hogy a dolomit márvány a fent tárgyalt polimetamorf fejlődésben nem vett részt, a környezeténél alacsonyabb metamorf fokú képződmény.



4. ábra – A mészszilikát fázisok stabilitási tartományai a kristályos dolomitban

4. Összefoglalás

A dorozsmai aljzatot felépítő fő kőzettípusok petrográfiai jellemzői és a becsült termobarometriai viszonyaik alapján a terület metamorf fejlődése az alábbiakban vázolható. A legkorábbi felismerhető D1 eseményt a felső gneiszben és csillámpalában $rt+gar+kfp+bio+mu$, az amfibolitban $rt+gar+cpx$ paragenézis jellemzi. Mindkettő viszonylag magas nyomású (a modellezés eredménye szerint > 6 kbar) átalakulásra utal. Bohlen és Liotta (1986) szerint metabázikus kőzetekben a rutil stabilitásának alsó határa 6 kbar, ami Mg-szegény kőzetek esetében > 10 kbar is lehet. Gneiszekben – mint ezt vizsgálataink is igazolták – elsősorban viszonylag magas nyomáson stabil, majd retrográd hatásra ilmenit alakul. A D1 eseményt jelző ásványtársaságnak a dolomit márványban nincs nyoma.

A D2 deformáció eredményeként kialakult magas hőmérsékletű milonitban statikus rekrisztallizációval egyensúlyi földpát-halmazok jöttek létre a deformált porfiroklasztok körül. A földpát rekrisztallizáció hőmérséklete a fenti mérések alapján a dolomit márvány horizont fölötti gneisz tömegben ~ 560 °C, míg alatta ~ 520 °C körül alakul. Ezzel a folyamattal szinkinematikus a kőzetet meghatározó S2 palásság kialakulása, melyet $bio+mu+ky$, ill. $bio+mu+Mg-chl$ definiál. A felső gneiszekben megfigyelhető $gar+rt \rightarrow ky+ilm$ átalakulás dekompreszióra utal; a szillimanit

hiánya alapján $T_{max} \sim 560$ °C mellett $PT_{max} > 5$ kbar becsülhető a D2 eseményben. A metamorf tömeg alsó és felső zónája között jellemző T_{max} különbséget megerősíti az egyensúlyi amfibolitokra jellemző $amph+pl+gar+qtz+ilm$, illetve $amph+pl+chl+gar+bio$ ásványparagenézis is.

A dolomit márványból a D1 esemény fizikai viszonyaira jellemző ásványok mellett mindazonáltal hiányoznak az amfibolit fázis (D2) diagnosztikus mészszilikát ásványai is; > 500 °C mellett bármely XCO_2 esetén a tremolit megjelenése várható lenne kvarc tartalmú dolomit márványban. Szintén nincs nyoma a nagymértékben deformált dolomit szemcsék statikus rekrisztallizációjának annak ellenére, hogy ez a folyamat > 450 °C mellett elkezdődik (Passchier, Trouw, 2005). Mindez arra utal, hogy a dolomit márvány a D1 és D2 folyamatokban nem vett részt, plasztikus deformációja nem a fenti evolúció eredménye. Így a dolomit márvány szükségképpen nem része az eredeti metamorf kőzetoszlopnak, csak annak polimetamorf kialakulása után, posztmetamorf mozgások eredményeként került jelenlegi helyzetébe.

Irodalomjegyzék

- Balázs, E., Cserepes-Meszéna, B., Nusszer, A., Szili-Gyémánt, P. (1986): Acta Geologica Hungarica, **29/3–4**, 317–320.
- Balogh, K., Barabás, A., Majoros, Gy. (1973): Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, **14**, 454–475.
- Bohlen, S.R., Liotta, J.J. (1986): Journal of Petrology, **27**, 1025–1034.
- Dunkl, I. (1994): Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Berkeley, 5–11.
- Force, E.R. (1980): Journal of Sedimentary Petrology, **50**, 485–488.
- Kruhl, J.H. (2001): International Journal of Earth Sciences, **90**, 104–117.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. (2003): Geologica Carpathica, **54/5**, 299–315.
- Lelkes-Felvári, Gy., Schuster, R., Frank, W., Sassi, R. (2005): Acta Geologica Hungarica, **48/4**, 371–394.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005): Microtectonics. Springer, 366 p.
- Posgay, K., Takács, E., Szalai, I., Bodoky, T., Hegedűs, E., Jánváriné, K. I., Timár, Z., Varga, G., Bérczi, I., Szalay, Á. (1996): Geophysical Transactions, **40/1–2**, 1–44.
- Rumpler, J., Horváth, F. (1988): In: Royden, L.H., Horváth, F. (Eds.): The Pannonian basin – A study in basin evolution. AAPG Memoir, **45**, 53–169.
- Szederkényi, T. (1984): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. MTA Doktori értekezés.
- T. Kovács, G., Kurucz, B. (1984): A Dél-Alföld mezozoikumnál idősebb képződményei. A MÁFI alkalmi kiadványa, Budapest, 55 p.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P., Tóth, T. (1999): In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications, **156**, 215–250.

A DÉL-HARGITA VULKÁNI MŰKÖDÉSÉNEK GEOKRONOLÓGIÁJA AZ ELMŰLT MÁSFÉL MILLIÓ ÉVBEN

Molnár Kata¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Dunkl István³, Lukács Réka², Kiss Balázs^{2,4}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Georg-August Universität, Geowissenschaftliches Zentrum, Göttingen

⁴ Vulcano Kutatócsoport, Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közzettani Tanszék, Szeged
e-mail: mkata90@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát-Pannon térség teljes területén végigkísérte a közel folyamatos vulkáni aktivitás az elmúlt ~20 millió évet. Az utolsó másfél millió évre azonban a vulkáni kitörések helyszíne lekorlátozódott a térség peremi területeire (Nógrád-Gömör Vulkanai Terület, Dél-Hargita, Aranyi-hegy, Gataia; Pécskay et al., 2006). Kutatásunk középpontjában a Dél-Hargita (Keleti-Kárpátok) andezites-dácitos összetételű lávadómjai álltak, célunk az egyes lávadómok kitörési korának meghatározása volt azon a területen, ahol a térség legfiatalabb vulkáni működése zajlott (Harangi et al., 2010). A kitörési korok ismerete kiemelt szerepet játszik abban, hogy a vulkáni működés felújulási gyakoriságát dokumentálni tudjuk és a területen zajló vulkanizmus időbeli lefolyásáról pontosabb képet kapjunk.

2. Vizsgálati módszerek

A kitörési korok meghatározására egy remek lehetőséget kínál a cirkon (U-Th)/He-geokronológia, amely módszert egyre elterjedtebben alkalmaznak fiatal vulkáni területek esetében.

Az (U-Th)/He-módszer alapja, hogy a radioaktív elemek (²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th) bomlása során α -részecske (⁴He) szabadul fel, amely cirkon esetében 170–150°C-os hőmérséklet alatt bezáródik a kristályba. Vulkanikiteréseknél a felszínre kerülő magma hirtelen hűl le felszíni hőmérsékletre, így a vulkáni kőzetekre mért (U-Th)/He kor a vulkánkitörés korát adja meg. A módszer alsó korlátja a ~350 ezer év, az ennél fiatalabb mintákra szükséges az U-Th korrekció elvégzése (Farley, 2002).

3. Eredmények

A vulkáni működés időbeli fejlődésének a meghatározásához a következő lelőhelyekről gyűjtöttünk mintákat: Bába-Lapos (dácit), Kis-Haram (dácit), Ludmilla (andezit), Apor-bástya (dácit), Büdös-hegy (dácit), Bálványos (dácit) és Nagy-Hegy (andezit). Mindegyik lelőhely a Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni vonulat, és azon belül is a Dél-Hargita délkeleti elvégződésében található. A Ludmilla fel-tárából származó minta nehézfrakciója nem tartalmazott cirkon kristályt, így erre az egy lelőhelyre nem volt lehetséges az (U-Th)/He-kor meghatározása.

A többi lelőhelyre a következő kitörési korokat kaptuk eredményül (fiatalodási sorrendben haladva): Bába-Lapos – 0,95±0,05 millió év, Nagy-Hegy – 0,84±0,012 millió év, Büdös-hegy – 0,71±0,05 millió év, Bálványos – 0,58±0,02 millió év, Apor-bástya – 0,33±0,004 millió év, Kis-Haram – 0,142±0,005 millió év.

A kapott eredményekből a következő dolgok látszódnak.

A pilisikei lávadóm felépülését követően körülbelül 100 ezer éves megszakitásokkal épültek fel az egyedi lávadómok egy ÉNy-DK-i sáv mentén, folyamatosan DK-felé fiatalodva. Ezt a sort zárta le a Bálványos lávadómja ~584 ezer évvel ezelőtt. Ezután az eddigiekhez képest hosszabb, ~200 ezer éves szünet következett, majd felépült az Apor-bástya lávadómja, amit a Kis-Haram képződése követett, hasonló hosszúságú szünet után. Az (U-Th)/He-módszer ~350 ezer éves alsó korlátja miatt ez utóbbi két eredmény U-Th korrekcióra szorul, hogy pontos eredményt kapjunk. Azonban két következtetés már így is levonható belőlük. Egyrészt az Apor-bástyára kapott ~330 ezer éves kitörési kor jó összhangban van a terület legfiatalabb vulkánjáról, a Csomádról származó cirkon kristályosodási korokkal (Harangi et al., 2015), utalva arra, hogy ezzel a lávadóm felépüléssel egy időben kezdődhetett a Csomád alatti magmakamra aktivitása. Másrészt a Kis-Haram lávadóm ~140 ezer éves kitörési kora becsatlakozik abba a ~150–100 ezer év közötti lávadómépítő szakaszba, amit a csomádi lávadómok – Nagy-Haram, Vártető, Nagy-Csomád – jelöltek ki (Molnár, 2014).

Az eredmények alapján tehát elmondható, hogy az utolsó másfél millió év során több változás is bekövetkezett a vulkáni működés milyenségében. Egyrészt megszakítva az eddigi DK-i irányú előrehaladási és fiatalodási trendet, az utolsó ~350 ezer évben egy erre nagyjából merőleges, ÉK-DNy-i sáv mentén épültek fel a lávadómok, különösebb jellemző fiatalodási irány nélkül. Másrészt pedig a lávadómépítés intenzitása is megváltozott. Míg korábban egy-egy lávadóm felépülése között hosszabb, ~100 ezer éves szünetek teltek el, az utolsó intenzív lávadómépítő szakasz során kb. 50 ezer év leforgása alatt kialakult a teljes csomádi komplexum.

Irodalomjegyzék

- Farley, K. A. (2002): Reviews in Mineralogy and Geochemistry, **47/1**, 819–844.
Harangi, Sz., Molnár, M., Vinkler, A. P., Kiss, B., Jull, A.J.T., Leonard, A.G. (2010): Radiocarbon, **52/2–3**, 1498–1507.
Harangi, Sz., Lukács, R., Schmitt, A. K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M. (2015): Journal of Volcanology and Geothermal Research, **301**, 66–80.
Molnár, K. (2014): Diplomamunka. Kézirat, Budapest
Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V. (2006): Geologica Carpathica, **57/6**, 511–530.

A HIDEGKÚTI DOLOMIT FORMÁCIÓ PETROGRÁFIAI VIZSGÁLATA A BALATONAKALI VÍZKUTATÓ FÚRÁS RÉTEGSORA ALAPJÁN

Papp Nikoletta, Raucsik Béla

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: pappnicki@gmail.com

1. Bevezetés

A dolomit – mint ásvány és kőzet – kialakulásának megértése egészen napjainkig geológiai kutatások részét képezik. Felszín alatti tárolóként, mind szénhidrogének, mind meleg és hideg karsztvíz esetében nagy gazdasági jelentőséggel bírnak. A balatonakali önkormányzat 2006-ban létesített vízkutató fúrást termálfürdő kiépítése érdekében (1. ábra). A fúrás 395 métertől egészen 720 méterig maggal mélyült és több száz méter vastagságban tárta fel az alsó-triász rétegsor átmeneti kifejlődését. A fúrás által felszínre került kőzetanyagoknak csupán a kútkönyvi dokumentációját készítették el, ezidáig részletesebb petrográfiai vizsgálatok nem történtek.

1.1. A Hidegkúti Dolomit Formáció

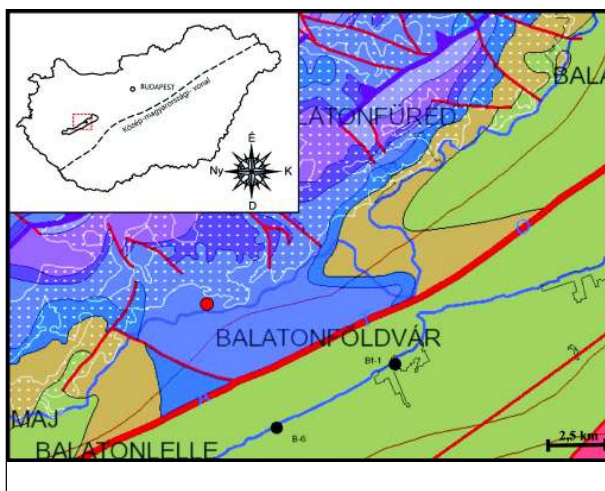
A Hidegkúti Formációt a Magyar Rétegtani Bizottság Koloszar és Tóthné Makk (1993) definíciójával emelte önálló formáció szintjére a képződményt: „A Hidegkúti Formáció két tagozatra osztható: az idősebbik a Hidegkúti Homokkő Tagozat, mely vörös színű, kis karbonát tartalmú, homokos aleurolit – aleurolit kifejlődésű, felette a Hidegkút Dolomit Tagozat lagunáris, evaporitos ősmaradvány mentes dolomitösszet.” A formációt korábban a jelenleginél jóval tágabb értelemben használt Arácsi Márga Formációhoz sorolták. A balatonakali fúrás által harántolt alsó-triász képződmények közül a Hidegkúti Dolomit Formációt, azon belül is a Hidegkúti Dolomit Tagozatot vizsgáltuk.

A fúrás 395 métertől mélyült maggal, először a Csapaki Márga Formációt harántolva. Vörössesszürke, szürke színű márga jellemző a formációra. A képződményben rétegterheléses szerkezetek és vízkiszökési jelenségek figyelhetők meg, illetve több, erősen tektonizált, vetőagyagos zúzott zónát lehet elkülöníteni.

A Csapaki Márga Formáció és a Hidegkúti Formáció Hidegkúti Dolomit Tagozata között a határ 472 méternél húzható meg. A Hidegkúti Dolomitot döntően szürke, zöldesszürke, barnásszürke dolomit és dolomárga építi fel. A fúrás közel merőleges az eredeti rétegzésre, az eltérő szemcseméretű szakaszok között diagenetikus eredetű nyomásoldódási filmek találhatóak. A kőzetben csirkebél szerkezet és ooidos klaszrok figyelhetők meg. Az összletben általánosan elterjedt az evaporit ér, illetve evaporit fészkek. A rétegsorban 508 méternél megy át a Hidegkúti Dolomit a Zánkai Homokkőbe, amely egészen 577 méterig tart. A Zánkai Homokkő vörös, vörösszürke homokkő és aleurolit váltakozásából áll. A tagozat jellemző üledékszerkezeti jegyei a sík párhuzamos lamináció, keresztlamináció, továbbá megjelenik inverz gradáció is. A rétegsor ezen szakaszában szintén megfigyelhetők a vízkiszökéses és rétegterheléses szerkezetek. Vörös színű, homogén, bioturbált szakaszok is vannak. A Zánkai Homokkő alsó részén tektonikus igénybevétel nyomai azonosíthatók. A rétegsorban a Zánkai Homokkő és fekéje, Arácsi Márga Formáció

között nem húzható meg éles határ, mintegy 20 méteres átmeneti szakaszt követően 592 métertől található a típusos Arácsi Márga.

A balatonakali fúrásban az Arácsi Márga vörös és szürke dolomit, valamint homokkő – aleurolit szakaszok váltakozásából épül fel. Az összletben lamináció, keresztlamináció bioturbáció nyomok, lencsésen kiékelődő vékony rétegek, valamint terheléses és vízkiszökéses szerkezetek jelennek meg.



1. ábra – A balatonakali fúrás pontos helye (Haas et al. 2010 alapján, módosítva)

2. Vizsgálati módszerek

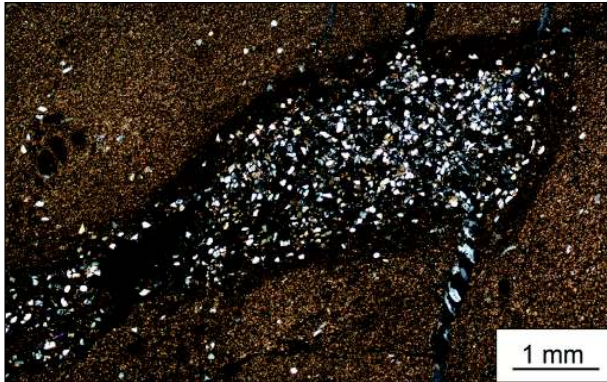
A Hidekúti Dolomitot alkotó domináns kőzettípusokból összesen 7 darab vékonycsiszolat készült. A vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálata Brunel típusú polarizációs mikroszkóppal történt. A csiszolatokon karbonátfestési eljárást alkalmaztunk a különböző karbonátásványok elkülönítése végett. A festék Evany (1963) által kidolgozott módszer alapján készült. A vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálata során egyes szemcséket alkotó fázisokat nem tudtuk biztosan meghatározni, ezért kiválasztott szemcséken Thermo Scientific XDR típusú Raman spektroszkóppal méréseket végeztünk.

3. A mikroszkópos vizsgálatok eredménye

3.1. Bak6-7. jelű vékonycsiszolat

A Bak6. és Bak7. jelű vékonycsiszolat ugyanazon fúrómagból készült, mert a hosszú magminta csupán két tárgylemezre fért el. A

Bak7. jelű csiszolatban mudstone szövetű dolomit tanulmányozható, amelyben kvarcban gazdag, 2–4 mm nagyságú „betelepülések” figyelhetők meg, a betelepülések határán nyomásoldódási filmmel (2. ábra).



2. ábra – Nagy kvarctartalmú betelepülés mikrites dolomitban; Balatonakali, Bak7. vékonycsiszolat

Egy több mm vastag nyomásoldódási filmet követően a kőzet szövete erőteljesen megváltozik, intraklasztban és bioklasztban, valamint törmelékben gazdag packstone szövetű, mikrites/ mikropátitos alapanyagú dolomit jellemző (3. ábra). Az intraklasztok belsejében opak szemcsék figyelhetők meg, de általában véve nem látható orientált elhelyezkedés az intraklaszton belül. A kisebb intraklasztok mérete általában 100–200 µm, míg a nagyobbak 500–1000 µm nagyságúak. Ebben a szakaszban nagy számban figyelhetők meg lécszerű, prizmás karbonáttal kitöltött, átkristályosodott bioklasztok. A bioklaszt elemek csak töredékek, méretük 400–700 µm. Végül a minta alsó 1,5 cm-es szakaszára breccsásodott, mikrites dolomit jellemző.

3.2. Bak5. jelű vékonycsiszolat

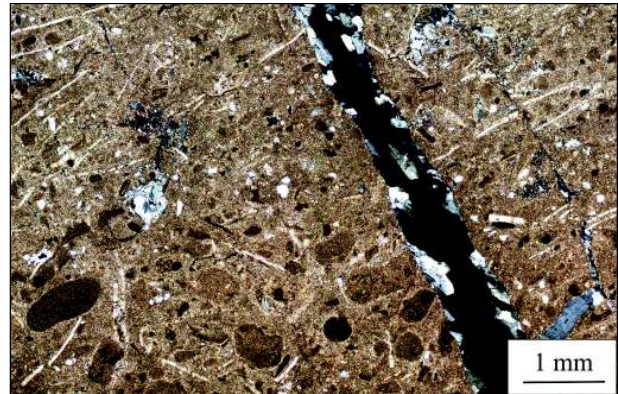
A minta összetétele alapján finomhomokos dolomárga. Kis szakaszán keresztlamináció, majd ezt követően sík párhuzamos lamináció jellemző a kőzetre. A laminációt a karbonát és a muszkovit-kvarc relatív dúsulása definiálja. A kőzet jellegzetességei a gipsszel kitöltött kis méretű kerekded struktúrák, az úgynevezett rozetta gipszek, amelyek belsejében saját alakú anhidrit figyelhető meg. A kőzetben nagy vastagságú, megnyúlt blokkos gipsszel kitöltött erek találhatók. A gipsz kristályoknak enyhén ívelt alakja van. A mikroszkópos vizsgálatok során a gipszen belül nem figyeltünk meg anhidritet.

3.3. Bak4. jelű vékonycsiszolat

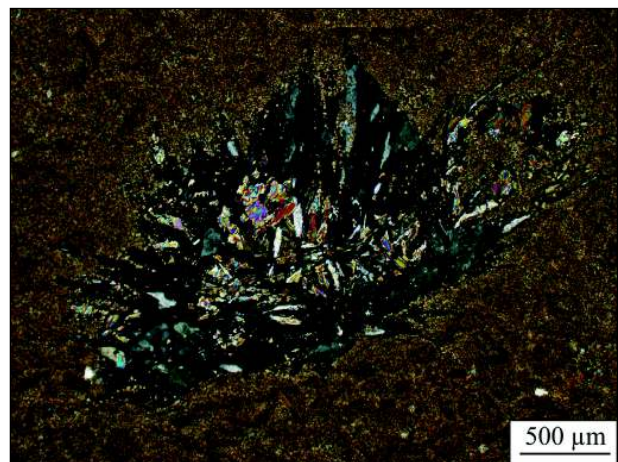
A kőzet mikrites alapanyagú, mudstone szövetű dolomit, rétegzés nem figyelhető meg benne. A kőzetben található nyomásoldódási filmek környezetében a szövetmegőrző dolomitosodás eredményeként megtalálható az eredeti szövet reliktumai: körülbelül 270–600 µm nagyságú kerekded és ovális szemcsék őrződtek meg. A nagyobb szemcsék esetében azok eredeti szerkezete is tanulmányozható, ezek bekérgezett szemcsék. A mintában megfigyelhetők tú alakú gipsz kristályok önállóan, illetve halmazokba rendeződve. Az utóbbi esetben, a halmazok belsejében lécszerű alakú anhidrit található (4. ábra).

3.4. Bak3. jelű vékonycsiszolat

A Bak3. jelű vékonycsiszolatban grainstone szövetű dolomitot azonosítottunk. A kőzetben a szemcsék aránya megközelíti az 50%-ot. A szemcsék jellemzően jól koptatottak, kerekded vagy ovális alakúak, méretük 200–500 µm közötti, eredeti szerkezetük döntően



3. ábra – Intraklasztban és bioklasztban gazdag packstone szövetű dolomit; Balatonakali, Bak7. vékonycsiszolat



4. ábra – Gipsz halmazok belsejében található saját alakú anhidrit kristályok; Balatonakali, Bak4. vékonycsiszolat

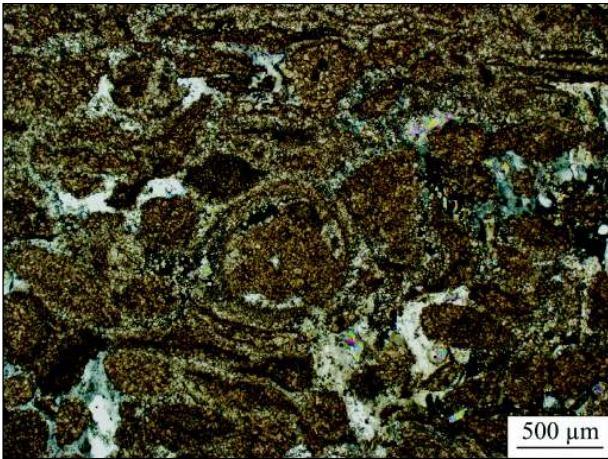
meg őrződött meg. Csupán néhány kerekded szemcse esetében figyelhető meg az eredeti szerkezet reliktumai, feltételezhetően bekérgezett szemcsék lehettek. A mátrix és/vagy az eredeti karbonátos cement helyenként kioldódott, az így keletkezett pórusokat dominánsan gipsz tölti ki, amelyben változó nagyságú anhidrit kristályok találhatóak. A mintában néhány átkristályosodott csiga váza is megtalálható. A kőzetben található eret mozaikos gipsz tölti ki, amelyben anhidrit zárványt nem figyeltünk meg (5. ábra).

3.5. Bak2. jelű vékonycsiszolat

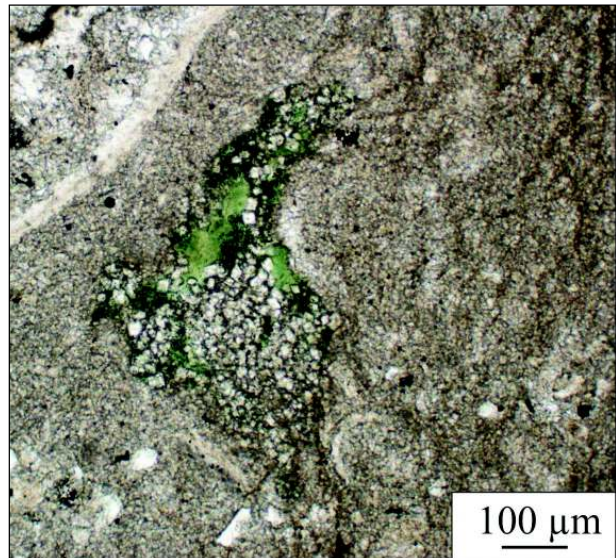
A vékonycsiszolatban finomhomokos dolomárga tanulmányozható, a minta egészére sík párhuzamos lamináció jellemző. A laminációt ebben az esetben is a karbonát- illetve kvarc tartalom egymáshoz viszonyított aránya határozza meg. A kőzetben található ereket mozaikos gipsz tölti ki, a gipsz kristályokban pedig kisméretű saját alakú anhidrit zárványok figyelhetők meg (6. ábra).

3.6. Bak1. jelű vékonycsiszolat

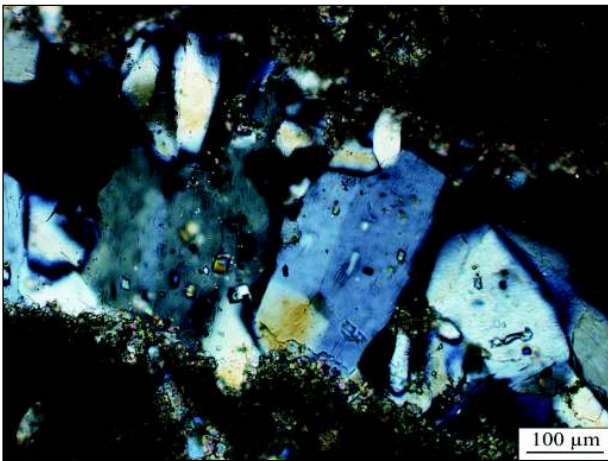
A Bak1. jelű csiszolatban biomikrites packstone szövetű mészkő tanulmányozható. A bioklasztok közül echinodermatát, valamint átkristályosodott csiga, kagyló vagy brachiopoda vázelemet, illetve 200–250 µm nagyságú, kalcit anyagú hajlott vázelemeket (ost-racodákat) sikerült azonosítani. A kőzet mikrites alapanyagában elszórtan saját alakú dolomit kristályok figyelhetők meg. A mintát gazdagon átjárják nyomásoldódási filmek, amelyek vastagsága a



5. ábra – A Bak3. jelű csiszolat általános szöveti képe



7. ábra – Glaukonit és hozzá kapcsolódó rombusz metszetű karbonát ásvány; Balatonakali, Bak1. vékonycsiszolat



6. ábra – A Bak2. jelű csiszolatban található ér
A gipsz kristályokban saját alakú anhidrit zárványok figyelhetők meg.

mm-es nagyságrendet is elérheti. A mikroszkópos vizsgálatok során változó méretű és alakú glaukonit szemcséket is megfigyeltünk a kőzetben, amelyeket gyakran opak ásvány, illetve apró, körülbelül 30 µm nagyságú rombusz alakú karbonátásvány kísér (7. ábra).

4. Konklúzió

A mikroszkópos vizsgálatok alapján a Hidegkúti Dolomit szöveti bélyegei sekélytengeri környezetre utalnak. A bioklasztok közül több mintában lehetett megfigyelni átkristályosodott gastropoda vázát, illetve nagy mennyiségben fordul elő szintén átkristályosodott kagyló vagy brachiopoda vázelem. A mudstone szövetű dolomittal jellemzett szakaszok nyugodt üledékképződésre utalnak, a Bak7. jelű csiszolatban a mikrites dolomitban megfigyelhető nagy kvarctartalmú betelepülések alapján időszakos törmelékbetárolás feltételezhető.

A Bak5. jelű mintában megfigyelhető keresztlamináció egyirányú vonszoló áramlást jelez, míg a sík párhuzamos laminációjú szakaszok az összletben a törmelékbetárolás fluktuációjára utal az üledékképződési területen (Boggs, 2009).

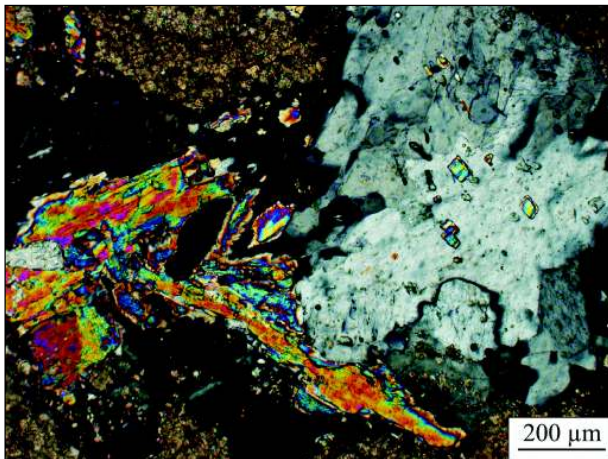
A Bak4.-es csiszolatban a szövetmegőrző dolomitoidosodásnak köszönhetően tanulmányozható bekérgezett szemcsék nagy energiájú környezethez, vagy mikrobiális aktivitáshoz és mérsékelt energiájú aljzathoz köthetők (Haas, 1998).

A Bak3. jelű csiszolatban vizsgált grainstone szövetű dolomit nagy energiájú környezetet jelez. A jól osztályozott, koptatott szemcsékből álló kőzetben igen kevés mátrix található. Egyes kerekded szemcsék bekérgezett belső struktúrákat mutatnak, feltehetőleg ooidok lehettek, amelyek oszcilláló vízmozgású környezetet jelennek. A kőzetben csupán néhány átkristályosodott gastropoda váza figyelhető meg, ezért ilyen tekintetben nehéz rekonstruálni az üledékképződési környezetet, valószínűleg nagy energiájú környezetben képződött, ahol a mészszipa kimosódott a szemcsék közül ezáltal szemcsevázú üledéket produkálva.

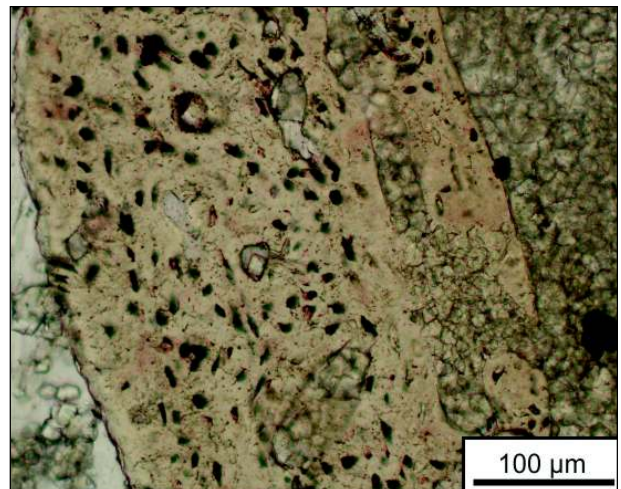
A Bak1.-es mintában található echinodermata jelenléte már normál sótartalmú tengeri környezetre utal, jelenlétükből viszonylag nagyobb, szubtidális mélységre lehet következtetni (Scholle, Ulmer-Scholle, 2003).

A vizsgált minták markáns jellegzetessége a szulfátos cementáció. A pórusokat jelenleg dominánsan gipsz tölti ki, azonban szinte kivétel nélkül megfigyelhető a pórus belsejében anhidrit reliktum. A mikroszkópos megfigyelések és az irodalmi adatok alapján az eredeti póruskitöltő ásvány anhidrit lehetett. Mivel a kémiai reakció jelei hiányoznak a cementált terület környékén, ezért a folyamat valószínűleg sekély betemetődés során ment végbe (Aleali et al., 2013). Abban az esetben, ha az anhidrit tologenetikus zónába emelkedve kis sótartalmú fluidummal kerül kapcsolatba rehidratálódni kezd, fokozatosan gipsszé alakul át. Az átalakulási folyamat az anhidrit „szennyezőanyagban” gazdag széléin kezdődik meg, és fokozatosan halad a belseje felé (Warren, 2006). Ez megmagyarázza a pórusok és a Bak4.-es mintában található tús halmazok szélén található gipszet, illetve ezek belsejében található anhidritet (8. ábra).

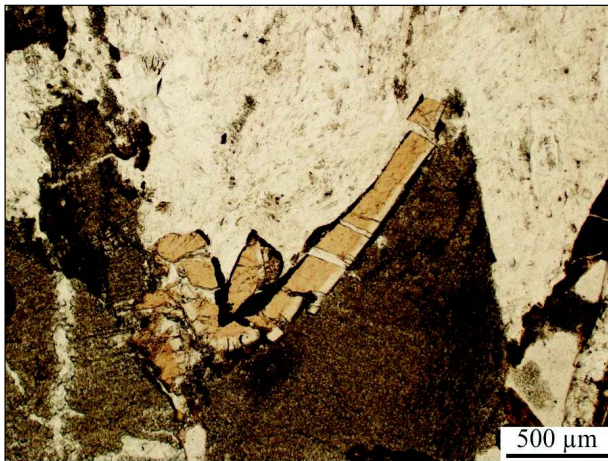
A mikroszkópos vizsgálatok során olyan szemcséket figyeltünk meg több csiszolatban, amelyek fázisos összetételét nem tudtuk biztosan meghatározni, ezért ezeken Raman spektroszkóppal méréseket végeztünk. A mérés eredményeként minden esetben apatit és szén adódott. Ezeknek a foszfát anyagú vázszemcséknek döntő része nem rendelkezik belső szerkezettel, feltehetőleg ganoid típusú fog vagy halpikkal töredékek lehetnek, azonban ezek hasonló szerkezete megnehezíti az azonosítást (9. ábra). Néhány foszfátos szemcsé jellegzetes belső struktúrával rendelkezik, ami gerinces csontmaradványára utal. A szemcsék nagyobb pórusait, amelyek valószínűleg Havers csatornák, a mellékkövet mikrites alapanyaga tölti ki. A Havers csatornák körül pedig koncentrikusan lacunák helyezkednek el (10. ábra).



8. ábra – A Bak3. csiszolat jellegzetes póruskitöltése gipsszel és anhidrit zárványokkal



10. ábra – A Bak4. jelű csiszolatban található csont keresztmetszeti képe



9. ábra – Fog vagy halpikkely töredék a Bak4. jelű csiszolatban

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti Balatonakali önkormányzatát, hogy a kőzetanyagot a rendelkezésünkre bocsátotta. Ezúton is szeretnénk megköszönni Halmos László közreműködését és Prondvai Edina segítségét a csontokkal kapcsolatban felmerült kérdések tisztázásáért.

Irodalomjegyzék

- Aleali, M., Rahimpour-Bonab, H., Moussavi-Harami, R., Jahani, D. (2013): *Journal of Asian Earth Sciences*, **75**, 110–125.
- Boggs, S. (2009): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, New York, 600 p.
- Haas, J. (1998): *Karbonátszedimentológia*. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 149 p.
- Scholle, P., Ulmer-Scholle, D.S. (2003): *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 458 p.
- Warren, J.K. (2006): *Evaporites: Sediments, Resources, and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1035 p.

SZERPENTINIT NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZÖK MAGYARORSZÁGI RÉGÉSZETI LELETANYAGOKBAN

Péterdi Bálint¹, Bendő Zsolt², Szakmány György², Kasztovszky Zsolt³, Szilágyi Szandra³, Harsányi Ildikó³,
Mile Viktória³, T. Biró Katalin⁴

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² ELTE TTK FFK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ MTA Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁴ Magyar Nemzeti Múzeum

e-mail: peterdi.balint@gmail.com

1. Bevezetés, régészeti háttér, kutatási cél

A szerpentin az egész Kárpát-medencében elterjedt csiszolt kőszköz nyersanyag, de egy-egy lelőhelyen általában csak kevés szerpentin-anyagú lelet kerül napvilágra, kivéve a nyugati, észak-nyugati területeket (Szakmány, 2009). Vizsgálataink tárgyát elsősorban a Mihályd- és Ebenhöch-gyűjtemény, valamint pontos régészeti lelőhellyel és/vagy kontextussal rendelkező kőszközök képezik. Célunk a kőszközök részletes közzétani és geokémiai vizsgálata; nyersanyaguk szerinti csoportosítása; a nyersanyagok származási helyére vonatkozó következtetések levonása. A leletek épségének megőrzése érdekében főként roncsolásmentes vizsgálatokat alkalmaztunk (MS, PGAA, roncsolásmentes SEM-EDX). Kivonatunkban előzetes eredményeket közlünk.

2. Szerpentin kőszközök általában

A szerpentin anyagú kőszközök alakja, mérete és színe is változatos, makroszkóposan egy-egy lelőhelyen általában több típusuk is elkülöníthető. Finomszemcsések, színük általában zöld, zöldes árnyalatú, illetve zöldesfekete vagy fekete, gyakran azonban egy példányon belül is változik (egészen világos, sárgás, fehéres felületű példányok is előfordulnak). (Szakmány, 2009)

Ásványos felépítésükben uralkodóan szerpentinásványok (krizotil, antigorit) vesznek részt, egyes példányokban reliktpiroxén, másokban újonnan képződött metamorf amfibolok is előfordulnak. A nagyobb Mg-tartalmú harzburgitos összetételű változatokban olivin és ortopiroxén utáni pszeuomorfózák jellemzők, míg a lherzolitos eredetű szerpentinitek több reliktumot és klinopiroxén utáni pszeuomorfózát tartalmaznak. (Szakmány, 2009)

3. Lehetséges forrásterületek

A Kárpát-medence környezetében több helyen is található kőszköz készítésére alkalmas szerpentinitek. A lehetséges forrásterületek megkülönböztetését megnehezíti, hogy a harzburgitos eredetű szerpentinitek ásványos és kémiai összetétele nagyon hasonló egymáshoz. A feltételezett szerpentin-lelőhelyek a következők:

1. Keleti-Alpok Penninikum (harzburgitos szerpentinitek):

1/1. Pohorje (Kelet-Szlovénia): Slovenska Bistrica Ultramafikus Komplexum;

1/2. Burgenland (Kőszeg-Rohonci tektonikai ablak, Ausztria): Borostyánkő (Bernstein), Steinbach, Rumpersdorf, Badersdorf;

1/3. Speik Komplexum (Stájerország, Ausztria): Kraubath, Pernegg, Höchgrössen;

1/4. Hohe Tauern terület (Carinthia, Salzburg és Kelet-Tirol, Ausztria):

Felbertal (Felber-völgy, Hintersee-Zwölferzug Group), Kalstal (Kals-völgy, Matri Group), Mölltal, Heiligenblut-tól délre (Möll-völgy, Matri Group) (Bernardini et al., 2011).

2. Alsó-Szilézia (Sowie Góry gneisz blokk belső- és peremterületei, Lengyelország): Bystrzyca Górna, Gogolów-Jordanów-, Braszowice-Brzeznica- és Szklary-masszívum. A szerpentinitek változatos megjelenésűek és összetételűek (Majerowicz et al., 2000; Skoczylas et al., 2000; Přichystal, Gunia, 2001; Szakmány, 2009).

3. Vardar öv: elsősorban lherzolitos szerpentinitek. Hasonló összetételű előfordulás a Maros völgyben is van (Szakmány, 2009).

4. Dél-Szlovákia: a Keleti-Alpok Penninikumában előforduló szerpentinitekhez hasonló, de gyengébb minőségű és felszíni előfordulása is nagyon gyér (Szakmány, 2009).

5. A Medvednicában valamint a Kárpát-medencétől nyugatra és északnyugatra előforduló nem Penninikumi szerpentinitek erős tektonizáltságuk miatt nem alkalmasak kőszközök készítésére (Szakmány, 2009).

Az első két előfordulási régió szerpentiniteiről részletes leírásokkal, vizsgálati eredményekkel rendelkezünk (Majerowicz et al., 2000; Skoczylas et al., 2000; Přichystal, Gunia, 2001; Szakmány, 2009; Bernardini et al., 2011 és saját vizsgálati eredményeink).

4. Eddig azonosított forrásterületek

Eddigi vizsgálataink alapján két jellegzetes összetétellel és szövettel rendelkező szerpentin-forrást is azonosítani tudtunk:

Az egyik forrásterület a Möll-völgy (Ausztria) (Bernardini et al., 2011), a másik az egymáshoz igen közel fekvő Gogolów-Jordanów- és Szklary-masszívum (Lengyelország). Mindkét forrásterület anyagát kimutatták már – akár a forrástól több száz km-es távolságban előkerült – régészeti leletek nyersanyagaként (Majerowicz et al., 2000; Skoczylas et al., 2000; Přichystal, Gunia, 2001; Bernardini et al., 2011).

A munka az OTKA K 100385 anyag támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

Bernardini, F., De Min, A., Eichert, D., Alberti, A., Demarchi, G., Velušček, A., Tuniz, C., Montagnari Kokelj, E. (2011): *Archaeometry*, **53/2**, 261–284.
Majerowicz, A., Wojcik, A., Gunia, P., Cholewa, P. (2000): *Krystalinikum*, **26**, 111–117.
Přichystal, A., Gunia, P. (2001): *Slovak Geological Magazine*, **7/4**, 421–422.
Skoczylas, J., Jochemczyk, L., Foltyn, E., Foltyn, E. (2000): *Krystalinikum*, **26**, 157–166.
Szakmány, Gy. (2009): *Archeometriai Műhely*, **2009/1**, 11–30.

A MECSEK- ÉS VILLÁNYI-HEGYSÉGI FELSŐ-TRIÁSZ SZILICIKLASZTOS KŐZETEK SZÁRMAZÁSELEMZÉSE

Pozsgai Emília¹, Józsa Sándor², Dunkl István³, Hilmar von Eynatten³

¹Pécsi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskola, Pécs

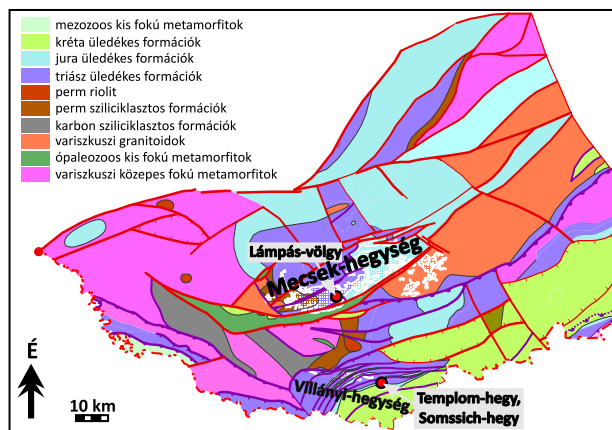
²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³Georg-August-Universität Göttingen, Abteilung Sedimentologie und Umweltgeologie, Göttingen

e-mail: emily.pozsgai@gmail.com

1. Bevezetés

A mai Mecsek- és a Villányi-hegység területe (1. ábra) a triász időszakban az európai kontinens déli selfterületén, a Tethys passzív északi peremén helyezkedett el (Csontos, Vörös, 2004). A triász kezdeti szakaszának nyugodt üledékképződését a régió szerkezetalakulása gyökeresen megváltoztatta. A Neotethys riftesedése a ladin korszakban érte el a területet, melynek nyomán megkezdődött a stabil kontinensperem tektonikai feldarabolódása, megváltoztatva az üledékképződés jellegét. Ennek az eseménynek a következményeként az addig analóg üledékképződéssel jellemezhető két terület kifejlődési jellegei a továbbiakban jelentősen eltértek egymástól. Ugyanis a ladin korszakig nagy kiterjedésű, egységes sekélytengeri rámpán karbonátos üledékképződés folyt, ám a szerkezeti mozgások hatására a Mecsek területén gyorsan mélyülő félárok-szerkezet alakult ki (Nagy, 1968), melyben a felső-triász Karolinavölgyi Homokkő Formáció sziliciklasztos sorozata, majd üledékfolytonosan a jura képződmények halmozódtak fel. Ezzel szemben a Villányi-hegység területe környezetéhez képest tektonikusan kiemelt helyzetbe került (Vörös, 2012), ahol a felső-triász Mészhegyi Homokkő Formáció sziliciklasztos-karbonátos rétegsora fejlődött ki, amire a jura időszakban jelentős üledékhézagokkal tagolt formációk települtek.



1. ábra – A dél-dunántúli pre-kainozoos aljzat földtani felépítése (Haas et al., 2010) és a mintavételi pontok elhelyezkedése

2. Célkitűzés

A mecseki- és villányi-hegységi felső-triász képződmények elterjedésüket, vastagságukat és kifejlődésüket tekintve is jelentősen különböznek egymástól, ezért célként fogalmaztuk meg a két terület törmelékanyagának petrográfiai összehasonlítását és a lehetséges forrásterületek kőzettani jellemzését.

3. Mintavétel

Elsősorban homokkővekből, alárendelten pélitkőzetekből vett minták elemzését végeztük el. A Karolinavölgyi Homokkő mecseki-hegységi (lámpás-völgyi) alapszelvényének alsó és felső részéről gyűjtöttünk kisebb számú mintát, tekintettel arra, hogy a formáció ásvány-kőzettani értékelését Nagy és munkatársai (2008) publikálták. A Mészhegyi Homokkő villányi-hegységi (templom-hegyi) alapszelvényéből, továbbá a somssich-hegyi építkezési területéről származó mintákat rétegenként vételeztük. Vizsgálataink részben kiterjedtek a Mészhegyi Homokkő középső-triász fekvőjének (Templomhegyi Dolomit) kavicsos be-településeire és alsó-jura fedőjének (Somssichhegyi Mészke) bázishomokkővére is az összevetés céljából.

4. Alkalmazott módszerek

Az ásvány-kőzettani összetétel meghatározásához teljes közetről készült vékonycsiszolatok; 1–2 mm, illetve 2 mm feletti átmérőjű törmelékcszemcsékből készített szemcsepreparátumok; valamint 63–125 µm, illetve 125–250 µm szemcsefrakciókra osztott nehézásvány-preparátumok polarizációs mikroszkópi értékelését (Nikon OPTIPHOT2-POL; Zeiss Axiphot) végeztük el.

A nehézásvány-típusok minőségi és mennyiségi meghatározását pásztázó elektronmikroszkópos és energiadiszperzív mikroszondás (EDAX PV9800 típusú energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóp, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem), valamint Raman spektroszkópi mérésekkel (Olympus BX-41 mikroszkóppal felszerelt Horiba Jobin Yvon HR800-UV spektrométer, Geozentrum Göttingen, Georg-August-Universität Göttingen) pontosítottuk.

A cirkon egykristály U-Pb méréseket LA-SF-ICP-MS módszerrel végeztük (Thermo Finnigan Element 2 tömegspektroszkóphoz csatolt Resonetics Eximer lézer-ablációs rendszer, Geozentrum Göttingen, Georg-August-Universität Göttingen).

5. Eredmények

5.1. Petrográfiai megfigyelések

A közzétanilag igen változatos felépítésű Karolinavölgyi Homokkő Formáció homokkőveit vizsgáltuk, melyek szubarkózákknak, szublitareniteknek, közettörmelékes arkózának, földpátos litareniteknek bizonyultak.

Tömör, szemcsevázú, kovás, kissé agyagos, szericites, ritkábban durvakristályos kalcitos vagy kloritos kötőanyagú homokkőveket figyeltünk meg. Rosszul osztályozottak, szövetszerűen és ásványtaniilag éretlenek.

A leggyakoribb könnyűásvány a kvarc, melynek szintaxiális továbbnövekedése nagyon gyakori. Uralkodó arányban a polikristályos kvarc fordul elő, mely legtöbbször hullámos kioltású, háromnál több alszemcsét tartalmaz, s az alszemcsék határvonalai többnyire bonyolult lefutású. Gyakori az unduláló, megnyúlt alszemcsékből felépülő, polikristályos kvarc. A szögletes vagy kissé szögletes kvarctípusok dominálnak. A földpátok aránya jelentős, kissé szericitesedett vagy pertites ortoklász és mikroklin fordul elő, de az albit típusú plagioklász is számottevő. A muszkovit aránya alárendelt a kloritosodó biotitéhoz képest. A közettöredékek közül általános a csillámtartalmú palák, gneiszek, fillitek, breccsák, homokkővek, aleurolitok, agyagkővek, granitoidok és felzites szövetű kiömlési kőzetek jelenléte. Nagy és munkatársai (2008) serpentintről (?) és trachitos vagy pilotaxitos-hialopilités szövetű közettörmelékről is beszámolnak.

A Mészhegyi Homokkő Formációt konglomerátum, homokkővek, aleurolitok, agyagkővek, meszes dolomitok és dolomitmárgák építik fel. Vizsgálataink elsősorban a homokkővekre terjedtek ki, melyek földpátos és közettörmelékes grauwacke jellegűek, ritkán szubarkózákat és szublitareniteket figyeltünk meg. Egyes aleurolitok és agyagkővek, valamint a ritkán előforduló kavicsanyag részbeni értékelését is elvégeztük.

A mátrix mennyisége változó. A cementet leggyakrabban agyagásványok, továbbá szericit, hematit alkotja, esetlegesen durvakristályos kalcitot figyeltünk meg. Leggyakoribb könnyűásvány a hullámos kioltású, polikristályos, több mint három, szutúrás határvonalú alszemcséből álló kvarc. A polikristályos kvarcok között nagyon gyakoriak a kitüntetett irány szerint megnyúlt formájúak. A kisebb mennyiségű monokristályos kvarcsejtségek között rezorbeált körvonalút, sík és hullámos kioltásút is megfigyeltünk. A mikroklin és ortoklász üde, ritkábban bontott. A csillámokat a muszkovit és a biotit képviselik. A közettöredékek számos típusát figyeltük meg: igen gyakoriak a finomszemcsés, muszkovit- és/vagy biotittartalmú csillámpalatöredékek, valamint a megnyúlt alkristályokból álló, csillámtartalmú gneisztöredékek. Egyedi szemcséként figyeltünk fel egy sztaurolitos csillámpalatöredékre. A homokkő-, aleurolit- és agyagkőtöredékek gyakoriak. Alárendelt, ritka összetevők a tűzkőszemcsék (?), a mikrokristályos, felzites vulkanitok és granitoidtöredékek. Mészke és dolomit töredékei kavics szemcseméretben tanulmányozhatók.

5.2. Mikromineralógiai megfigyelések

A vizsgált mintákban a nehézásványok aránya a 2–3%-ot éri el. A transzparens ásványok a Karolinavölgyi Homokkő mintáiban 13–30%, a Mészhegy Homokkőben 35–45%, míg a Somssichhegyi Mészke bázishomokkőben 58% arányban fordulnak elő.

A Karolinavölgyi Homokkő transzparens akcesszórius ásványai döntően a szintelen vagy sötétrózsaszín, idiomorf vagy ritkábban koptatott cirkon, a szintelen-barna, világosbarna-sötétbarna, világosbarna-sötétzöld vagy sötétzöld-fekete pleokroizmust mutató turmalin, s a nagyméretű, idiomorf, vörös rutil. Anatázt, brookitot, apatitot, gránátot, kromitot, monacitot, egy-egy esetben sztaurolitot

és sillimanitot figyeltünk meg. Nagy és munkatársai (2008) munkájában kloritötöredékről számolnak be, továbbá a szerzők által közölt petrográfiai leírás tüzetes tanulmányozásakor idiomorf titanitokat tartalmazó közettöredékre (granitoid?) lettünk figyelmesek. Opak ásványok közül a hematitot dokumentáltuk.

A Mészhegyi Homokkő transzparens nehézásvány-társulását a szintelen vagy sötétrózsaszín, idiomorf vagy koptatott cirkon, a vörös, sárga vagy barna rutil, világossárga-sötétbarna, élénk pleokroizmustal bíró turmalin, s az igen gyakori sztaurolit és gránát uralja, továbbá anatázt, brookitot, apatitot, kromitot tartalmaz, alárendelten monacitot, xenotimot, kianitot és sillimanitot dokumentáltunk. Az opak ásványokat az ilmenit, leukoxén és hematit képviselik.

A kontrollmintának szánt Somssichhegyi Mészke bázishomokkőnek nehézásvány-társulása rendkívül hasonlít a Mészhegyi Formációéhoz, mind az ásványok típusait, azok koptatottságát és mállottságát tekintve is. Megállapítottuk, hogy a kianit gyakoribb jelenléte és a sillimanit lehetséges hiánya, továbbá a szintelen-kék pleokroizmust mutató turmalin előfordulása jelent eltérést a Mészhegyi Formáció nehézásvány-társulásához képest.

5.3. Cirkon egykristály U-Pb koradatok

Két mecsek-hegységi és két villányi-hegységi felső-triász, továbbá egy villányi-hegységi alsó-jura mintán végeztünk cirkon egykristály U-Pb kormeghatározást. A kapott egykristály korok közel 80%-a tekinthető konkordánsnak (90–110%). A 2. ábra mutatja be a kor-spektrumokat.

A Kolmogorov-Smirnov teszt (Excel adatbázis, J. Guynn, University of Arizona) futtatását a teljes korszpektrumra (<3 milliárd éves), valamint egy fiatalabb kortartományra (<1 milliárd éves) egyaránt elvégeztük. A fiatalabb kortartományra való szűkítéssel a csupán sporadikusan előforduló idős, 2–3 milliárd éves korok az eloszlást befolyásoló zavaró hatását kívántuk kizárni. Eredményünk szerint a kevesebb, mint $P < 0,002$ szignifikancia szint eredményezi a minták különbözőségét, kivéve egy vizsgált mintapárt (a két villányi-hegységi felső-triász mintát), melyek szignifikánsan nem különböznek ($P = 0,52$).

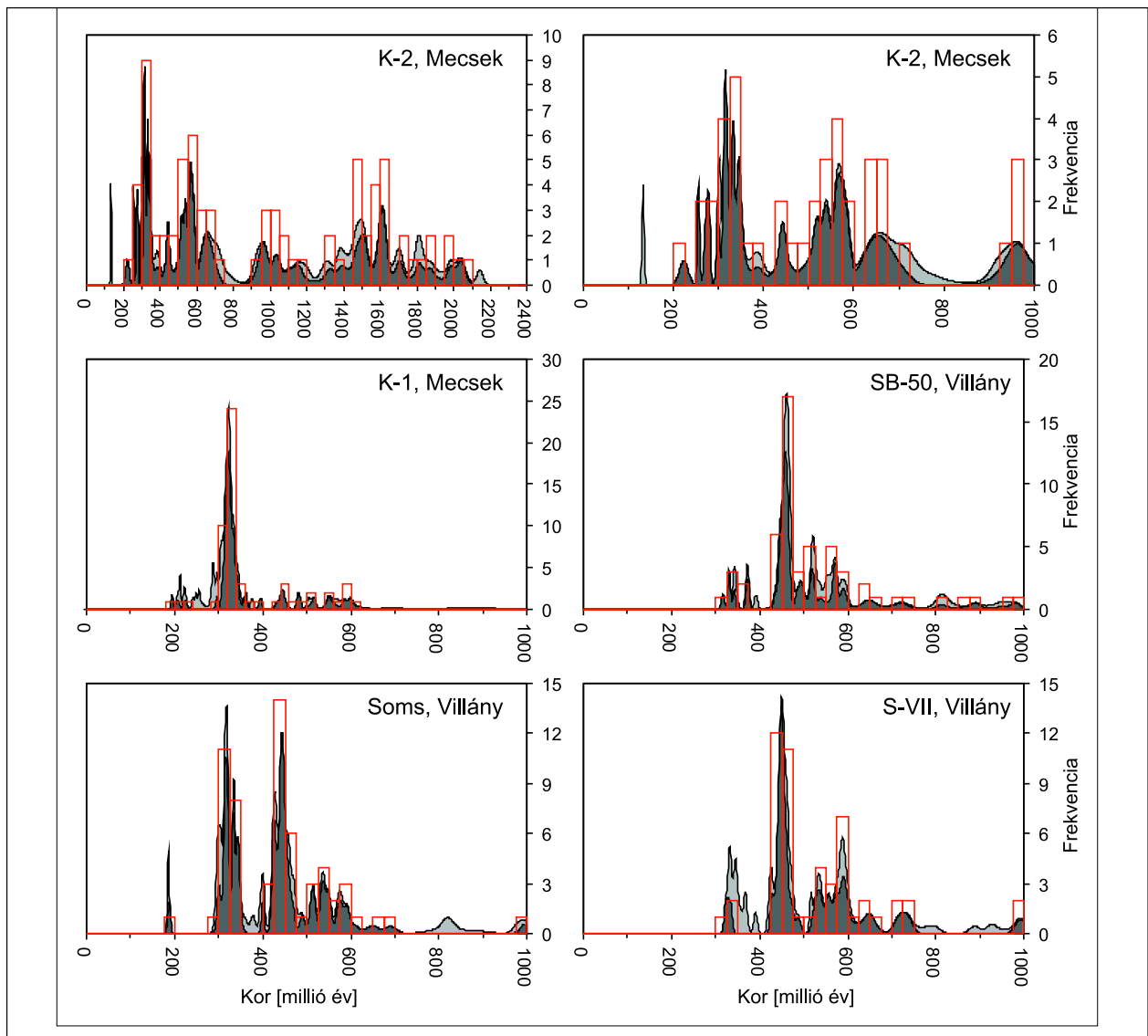
A konkordáns (90–110%) cirkon egykristály korok kvantitatív osztályozása céljából a „Density plotter” (Vermeesch, 2012) és a „PopShare” (Dunkl, Székely, 2002) szoftvereket alkalmaztuk. Mindkét módszer rendkívül hasonló eredményt szolgáltatott: fő korkomponensekként a 320 millió, 450 millió és 555 millió éves korokat jelölték ki. Kevésbé élesen különíthetők el a közel 1600 millió és 2400 millió éves korkomponensek.

6. Diskusszió

A mecsek- és villányi-hegységi felső-triász képződmények ásványtani összetételében érdemi különbségek jelentkeznek. Mindkét kifejlődési terület törmelékanyaga érintett metamorf, üledékes és magmás képződmények lepusztulásában, változó arányban. A provenancia vizsgálatkor a szomszédos földtani környezetet, továbbá a Cseh-masszívum idős képződményeit is tanulmányoztuk. Mivel a jelenleg elfogadott nézet szerint a triász időszaki Tiszai Egységet a Cseh-masszívum nyugati szomszédságába helyezik, így az e területről nyert koradatokat is tárgyaljuk.

6.1. Protolitok nyomozása

Közepes fokú metamorfotokból (gneisz, csillámpala) történő származtatást alátámasztani látszanak a metamorf indexásványok (sztaurolit, kianit, sillimanit), a metamorf, koptatott, kompakt vagy átöröklött magot tartalmazó cirkon, a drávit összetételű



2. ábra – A vizsgált felső-triász és alsó-jura minták cirkon egykristály U-Pb korainak gyakorisági eloszlása

turmalin, továbbá a rutil, monacit, xenotim, titanit, ilmenit és az almandin összetételű gránát. Hasonló ásványtársulás a Baksai és Babócsai Komplexum, valamint az Alföld kristályos aljzatában (Szederkényi, 1976; Árkai, 1984; Török, 1990; Lelkes-Felvári et al., 2003; Lelkes-Felvári, Frank, 2006), továbbá a Psunj, Papuk és Radlovac Komplexumok (Balen et al., 2006) területén nyomozható. A sztaurolitos csillámpalából való származtatást egy megfigyelt közettörődék támasztja alá. A villányi kifejlődésre igen jellemző sztaurolit az ismertett előfordulásokon túl jellegzetes indexásvány a Cseh-masszívum területén is (von Hooshang, 1993; Kröner et al., 2000). A fillittörődékek kisméretű metamorf anyagok feltételeznek, a környező területről az Ófalui Fillit (Szederkényi, 1996) ismert.

Savanyú vulkanitból való származást feltételeznek a rezorbeált kvarcsepcsék és a felzites szövetű közettörődékek. Granitoidokból (Dani, 1993; Király, 2002) való származásra utalnak az idiomorf cirkonok, a rutil, a sörl turmalin, az apatit, a monacit, a xenotim, a titanit, továbbá a holokristályos közettörődékek. A környező területekről a Mórággy Gránit és a Gyűrűfüi Riolit előfordulása ismert. Hasonló variszkuszi gránitintrúziók ismertek a Szlavón-röghegység

(Balen et al., 2006) és a Cseh-masszívum (Klomínský et al., 2010) területéről is.

A kromit, klorit és szerpentinit (?) jelenléte bázisos-ultrabázisos protolitot feltételez. A közeli földtani környezetben számos szerpentinit-előfordulást (Gyódi, Helesfai, Ófalui) ismerünk. Amfibolit-betelepülések a Baksai Komplexumban gyakoriak (Szederkényi, 1996).

Az üledékes formációkból való áthalmozást közvetlenül alátámasztják a közettörődékek, melyek közül kiemeljük a Mészhegyi Homokkőből (és a Templomhegyi Dolomitből is) dokumentált lila színű péltörődékeket. Ezek feltételezésünk szerint karbon sziliklasztitokból származnak, melyek a villányi (Varga, 2009) és a szlavóniai kifejlődési területen (Bisevac et al., 2013) nagy vastagságban fordulnak elő.

6.2. Geokronológiai megfontolások

A cirkon kristályokon végzett U-Pb kormeghatározás hasonló korcsoportokat eredményezett a különböző minták esetén, azonban az egyes korcsoportok hiánya vagy jelenléte, továbbá a változó mennyiségük alapján jelentős különbség mutatkozik a vizsgált két terület között, sőt, a

meccsek-hegységi felső-triász rétegsoron belül is. Eredményeink nyomán alapvetően három nagy korcsoport jelenléte igazolható: a közel 320 millió éves komponenseket „variszkuszi”, a közel 450 millió éves „kaledóniai”, míg az 500–600 millió éves „kadomi” korokként jellemezzük.

A Karolinavölgyi Homokkő alsó részéről származó minta (K-1) uralkodóan variszkuszi korszakkomponenseket tartalmaz, melyek a Karolinavölgyi Homokkő felső részéről (K-2) és a Somssichhegyi Mészke bázishomokkőből (Soms) származó mintában szintén jelentős arányban előfordulnak, azonban szembetűnően alacsony arányban vannak jelen a Mészhegyi Homokkőből származó két mintában (S-VII, SB-50).

A kaledóniai korszakkomponensek uralják a Mészhegyi Homokkőből származó két minta korszakstruktúráját, továbbá a variszkuszi korokkal megegyező arányban fordulnak elő a Somssichhegyi Mészke bázishomokkő-mintájában. Ezzel szemben a Karolinavölgyi Homokkőben elenyésző az arányuk. A két vizsgált kifejlődési terület leginkább a kaledóniai korszakkomponensek jelenlétében, illetve hiányában különbözik egymástól.

A kadomi korszakkomponensek minden mintában jelen vannak, legnagyobb arányban a K-2, legkisebb arányban a K-1 mintában, míg a villányi-hegységi mintákban gyakoriságukat hasonlóan találtuk.

A környező területek idősebb képződményeiről rendkívül kevés ismeret áll rendelkezésünkre a cirkon egykristály U-Pb kristályosodási koradatok tekintetében. A Mórágai Granit cirkonjainak 354 ± 5 millió éves (Klötzli et al., 2004), valamint $337 \pm 1,1$ millió éves (Koroknai et al., 2010) variszkuszi kristályosodási korát határozták meg.

A Tiszai Egységből született eredményeket szemlélve M. Tóth (2008) a Békési-medencéből (sillimanitos gneisz) közel 330 millió éves monaciton mért metamorf korról (kihülési kor?) számol be. A Krndija-hegységből (gránátos csillámpala) a monacit kaledóniai, 444 ± 19 millió éves, metamorf képződését Balen et al. (2006) írták le. Bisevac et al. (2013) karbon metaüledékes kőzetek törmelékes monacitjainak 330 ± 10 millió éves variszkuszi protolitját bizonyították. További, számottevő szórást mutató K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr kihülési korok ismeretese a Tiszai Egység dél-dunántúli régiójának kristályos aljzatából (Lelkes-Felvári, Frank, 2006).

A Cseh-masszívum területéről azonban számos cirkon egykristály U-Pb kristályosodási kort publikáltak. Például Friedl et al. (2004) kadomi (610, 580, 567 ± 5 millió éves) ortogneiszek, továbbá kaledóniai ortogneiszek (488 ± 6 , 456 ± 3 millió éves) és granulitok (440 – 450 millió éves) cirkonpopulációit vizsgálták. Teipel et al. (2004) metamagmatitok kadomi (555 ± 12 , 549 ± 7 , 549 ± 6 millió éves) formációját írták le, s variszkuszi (316 ± 10 és 319 ± 6 millió éves) cirkon-továbbnövekedéséről számoltak be.

7. Konklúzió

A két kifejlődési terület felső-triász törmelékanyagának származása tekintetében legalább három, jól elkülönülő lepusztulási egységet mutattunk ki, melyeket kadomi, kaledóniai és variszkuszi korú protolitok alkottak. Ez alapján legalább két idős, metamorf (kadomi, kaledóniai) és egy fiatalabb, magmás (variszkuszi) lepusztulási területet valószínűsítünk.

Eredményeink alapján a meccsei felső-triász sziliciklasztitok forrásterülete már a vizsgált korszak alatt is számottevően változott: kezdetben túlnyomórészt variszkuszi granitoidokat érintett a lepusztulás, ami később idősebb, metamorf törmelékanyaggal keveredett. Ezt az elképzelést nagyban alátámasztják a koradatok, s részben a nehézsavány-társulás összetételében megfigyelhető változás (az idiomorf cirkon és az apatit mennyiségének csökkenése) is.

A villányi felső-triász két vizsgált előfordulásának nehézsavány-társulásaiban, valamint cirkonpopulációiban számottevő különbséget nem mutattunk ki. A lepusztulás javarészt közepes fokú metamorfotokat, alárendelten magmás és üledékes kőzeteket érintett. A törmelék-

anyag származását és lerakódását tekintve két elképzeléssel élhetünk: vagy nagyon rövid ideig tartott a formáció képződése, vagy nem változott a forrásterület. Ugyanakkor az alsó-jura cirkonpopuláció vizsgálatával világossá vált, hogy a variszkuszi granitoidokból való lepusztulás az alsó-jurára vált jelentőssé.

Számos esetben közvetlen információt nyertünk a protolitokról. Így például a villányi kifejlődési területéről megismert sztaurolitos közettöredék alapján az ópaleozoos sztaurolitos csillámpalákból való lepusztulás tényét bizonyítottuk; továbbá a jellegzetes lila színű közettöredékek alapján feltételezzük, hogy az idősebb, késő-paleozoos (feltehetően karbon) törmelékes üledékes kőzetekből való áthalmozás lehetősége megalapozott.

8. Köszönetnyilvánítás

Munkánk a Geozentrum Göttingen (Georg-August-Universität Göttingen), GÖOchron Laboratories, Central Metal Workshop, Pécsi Tudományegyetem (Földtudományok Doktori Iskola), Eötvös Loránd Tudományegyetem (Közvetlen-Geokémiai Tanszék), MTA-ELTE Lendület Dinoszaurusz Kutatócsoport támogatásával valósulhatott meg.

Irodalomjegyzék

- Árkai, P. (1984): Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, **26/2**, 129–153.
- Balen, D., Horváth, P., Tomljenović, B., Finger, F., Humer, B., Pamić, J., Árkai, P. (2006): Mineralogy and Petrology, **87**, 143–162.
- Bisevac, V., Krenn, E., Finger, F., Lužar-Oberiter, B., Balen, D. (2013): Geologica Carpathica, **64/1**, 3–22.
- Csontos, L., Vörös, A. (2004): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **210**, 1–56.
- Dani, Z. (1993): Szakdolgozat. ELTE, Budapest, 65 p.
- Dunkl, I., Székely, B. (2002): Geotemas (Salamanca. International Workshop on Fission Track Analysis, Cádiz, 2002. június 4–7), **4**, 63.
- Friedl, G., Finger, F., Paquette, J.-L., von Quadt, A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2004): International Journal of Earth Sciences, **93**, 802–823.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500000. Földtani Intézet kiadványa.
- Király, E. (2002): Doktori (PhD) értekezés. ELTE, Budapest, 251 p.
- Klomínský, J., Jarchovský, T., Rajpoot, G. S. (2010): Atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif. Introduction. – Czech Geological Survey, 95 p.
- Koroknai, B., Gerdes, A., Király, E., Maros, Gy. (2010): In: Zaharia, L., Kis, A., Topa, B., Papp, G., Weiszburg, T. (Eds.): 20th General Meeting of the International Mineralogical Association (IMA2010). Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series, **6**, 506.
- Klötzli, U., Buda, Gy., Skiöld, T. (2004): Mineralogy and Petrology, **81**, 113–134.
- Kröner, A., Štípská, P., Schulmann, K., Jaeckel, P. (2000): In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.): Orogenic processes: Qualification and modelling in the Variscan Belt. Geological Society, London, Special Publications, **179**, 175–197.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. (2003): Geologica Carpathica, **54/5**, 299–315.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W. (2006): Acta Geologica Hungarica, **49/3**, 189–20.
- M. Tóth, T. (2008): MTA Doktori értekezés. Szeged, 399 p.
- Nagy, E. (1968): A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, **51/1**, 198 p.
- Nagy, E., Bagoly-Árgyelán, G., Rálich-Felgenhauer, E., Siegl-Farkas, Á. (2008): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 87–102.
- Szederkényi, T. (1976): Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, **20/1–2**, 47–61.
- Szederkényi, T. (1996): Acta Mineralogica Petrographica, Szeged, **37**, 143–160.
- Török, K. (1990): Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, **31**, 13–23.
- Varga, A. (2009): Doktori (PhD) értekezés. ELTE, Budapest, 150 p.
- Vermeesch, P. (2012): Chemical Geology, **312–313**, 190–194.
- Von Hoosang, A. (1993): Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 19–25.
- Vörös, A. (2012): Facies, **58**, 415–443.

ÚJ ADATOK AZ ÁLMOSD KÖRNYÉKI ALJZAT ÉS A SZAMOS SOROZAT METAMORF KŐZETEIHEZ

Radics Tamás¹, Mosonyi Emília², M. Tóth Tivadar³

¹ Debreceni Egyetem Ásvány-és Földtani Tanszék, Debrecen

² Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Geológiai Intézet, Kolozsvár

³ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

e-mail: nansenscott@gmail.com

1. Bevezetés

Az ezerkilencszázötvenes-hetvenes évek során elkészült az Erdélyi-szigethegység 1:100.000-es és 1:200.000-es földtani térképe, amely alapot szolgáltatott az Alföld kristályos kőzeteinek és az Erdélyi-szigethegység kőzetanyagának az összehasonlításához. A nyolcvanas évek folyamán több ízben is publikáltak (Szepesházi, 1980, Cserepesné M., 1985) a korrelációs lehetőségekről, amelyet rétegtani elvek szerint közelítettek meg. Kutatásunk során a határ menti Álmosd település környékén mélyült mélyfúrások metamorf kőzetanyagát hasonlítjuk össze a szigethegység központi részén felszínre bukkanó Szamosi sorozat metamorf kőzeteivel. Vizsgálataink során igyekszünk mellőzni a rétegtani szempontokat és kizárólag petrográfiai, valamint petrológiai alapon kísérreljük meg az összehasonlítást elvégezni.

2. Eredmények

2.1 Turmalinos gneisz

Az Álmosd-51-es (Álm-51) fúrás 2554 m mélységből származó magmintája bontott állapotú, zöldes színű. Palástjának egy részén megfigyelhető az eredeti, elváltozatlan szövet (1. ábra), amelynek felépítésében kvarc, földpát, nagy mennyiségű turmalin és opak ásvány vesz részt. A turmalin szemcsék mikroszkópileg enyhe zónáságot mutatnak, amelyek az elektron-mikroszondás mérések során nem bizonyultak mérvadónak. A Hideg-Szamos völgyéből származó turmalinos gneisz (H8) ásványos alkotói azonosak az Álm-51 minta alkotóival, azzal a különbséggel, hogy a mintán posztmetamorf elváltozások kis mértékben figyelhetők meg. A H8-as és az Álm-51 turmalinok drávit – schörl összetételűek (2. ábra).

2.2 Amfibolit

A Meleg-Szamos völgyéből származó M10 minta felépítésében albit, kvarc, amfibol és klorit veszt részt. Akcesszórius alkotói az apatit és a titanit. Az amfibolok összetételük szerint az OH,F,Cl típusú csoportba tartoznak (Hawthorne et al., 2012) és magnezio-, ferrohornblende összetételűek.

3. Konklúzió

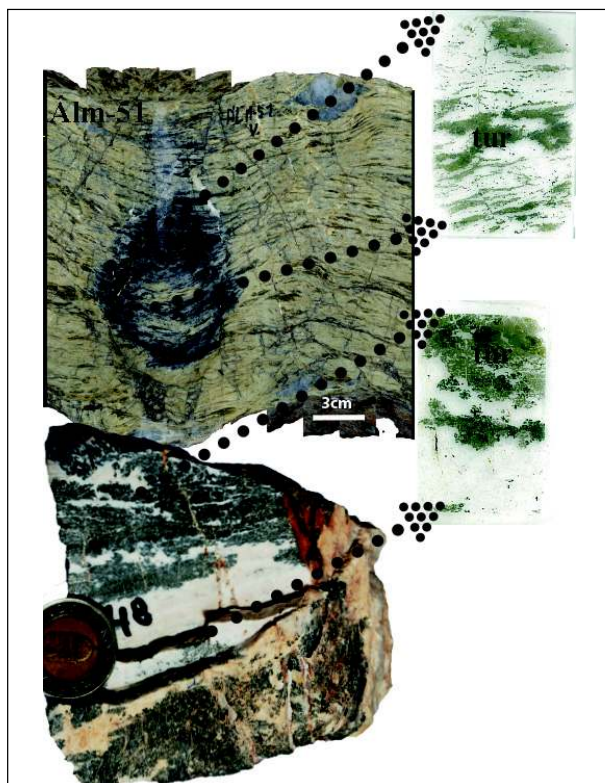
Az Álm-51 valamint a H8 minták hasonló összetételt mutatnak (2. ábra). Az M10 minta amfibol szemcséinek hasonlósága az álmosdi minták mérésének a kiértékelés után állapítható meg. A nagyobb mérvű következtetéseket a vizsgált kőzetek fejlődéstörténetének összevetése után tehetjük meg.

Irodalomjegyzék

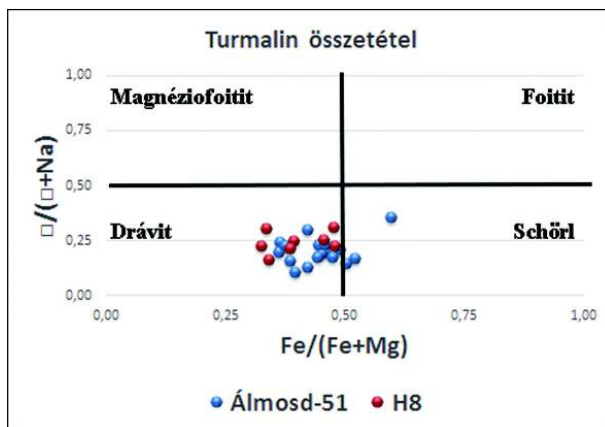
Cserepesné, M.B. (1985): Általános Földtani Szemle, **21**, 171–217.

Hawthorne, C.F., Oberti, R., Harlow, E.G., Maresch, V.W., Martin, F.R., Schumacher, C.J., Welch, D.M. (2012): American Mineralogist, **97**, 2031–2048.

Szepesházy, K. (1980): MÁFI Évi Jelentése az 1978. évről, 173–186.



1. ábra – Az Álm-51 és H8-es turmalinos gneiszek makroszkópos képe



2. ábra – Az Álm-51 és H8-as minták turmalin összetétele

A KÖZÉP-SZLOVÁKIAI (NÓGRÁD-SELMEC) NEOGÉN-KVARTER ALKÁLI BAZALTOK PETROGENEZISE

Sági Tamás^{1,2}, Harangi Szabolcs^{1,2}, Taracsák Zoltán¹

¹ ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: cseregle@gmail.com

1. Bevezetés

A térségben a középső-miocén mészkalkáli vulkanizmust követően monogenetikus alkáli bazalt vulkánok jöttek létre. A vulkáni tevékenység viszonylag hosszú időt ölel fel (8-0,13 millió év; Balogh, 2006; Šimon és helyett, Halouzka, 1996), a kialakult képződményeket Konečný és munkatársai (1999) időben három ciklusba, azon belül pedig összesen hét fázisba sorolták az alábbiak szerint: I./1.: 8-6,44 millió év; II./2.: 5,43-3,74 millió év; II./3.: 2,92-2,6 millió év; II./4.: 2,25-1,6 millió év; II./5.: 1,51-1,16 millió év; II./6.: ~0,8-0,5 Ma; III./7.: 0,13-0,22 millió év.

2. A megmintázott képződmények

Minden fázisból vizsgáltunk képződményeket, hogy a vulkáni működésnek nem csak a tér-, hanem az időbeli változását is megismerhessük.

Az első ciklust és egyben a legkorábbi fázist a Selmecebányai Kálvária-hegy 7,24 +/- 0,25 millió éves (Balogh, 2006) lávaközete képviseli.

A második ciklus során jöttek létre az észak-nógrádi Csereshegység és a vele szomszédos dél-nógrádi (Magyarországon fekvő) területek monogenetikus alkáli bazalt vulkánjai. A tűzhányók a 2-6. fázisba sorolhatók. Közülük az alábbiakat vizsgáltuk:

2. fázis: a bénai/belina lávafolyás lávaközete (4,76 +/- 0,4 millió év, Balogh, 2006) a csomatelki kőfejtőből (Čamovce).

3. fázis: Sőreg/Šurice diatrémabreccsáját átszelő bazalt dájka. A képződmény kora vitatott. A hasonló lepusztulást szenvedett ajnácskői vulkán diatrémabreccsájával együtt Konečný és munkatársai (1999) szerint a harmadik fázisba tartozik, ugyanakkor Balogh (2006) mérései szerint 4 +/- 0,29 millió év a kora.

4. fázis: Bolgárom/Bulhary kőfejtőjének bazalt lávaközete. Kora 1,89 +/- 0,19 millió év (Balogh, 2006).

5. fázis: két képződményt vizsgáltunk, a Dobogó/Dunivá Hora salakkúpját (1,32 +/- 0,1 millió év), és a Ragács/Ragác lávafolyását, a Borkútot (1,33 +/- 0,15 millió év, Balogh, 2006).

A hatodik fázis (~0,8-0,5 millió év, Konečný et al., 1999) a cikluszáró. Ebből a füleki/fiľakovoi maar piroklasztitjából gyűjtött juvenilis klasztokat vizsgáltuk.

A harmadik ciklust (és a hetedik fázist) egyetlen tűzhányó, a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb bazaltvulkánja, a Putikov vršok (0,25 +/- 0,12 millió év Balogh (2006) szerint és 0,22-0,13 millió év Šimon, Halouzka (1996) szerint) képviseli.

3. A vizsgált kőzetek

A kőzetek többsége olivin-firos, ugyanakkor a fejlettebbekben megjelenik nagyobb mennyiségű klinopiroxén, vagy akár amfibol fenokristály is. Az olivinekben gyakori a Cr-spinell zárvány.

A vizsgált kőzetpéldányok üdék, kivéve a fülekit, ahol a legüdebb juvenilis klasztok is sok másodlagos karbonátot tartalmaznak, illetve a Putikov-ról származó salakos példányt, aminek anyaga extrém módon oxidálódott. Nagyrészüket tefrit-bazanit, de van közöttük fonotefrit és trachibazalt is.

Az olivinek Fo-tartalma 65-90% közötti (jellemzően az alapanyag olivinek és a fenokristály peremek a Fo-szegények), a Mg-gazdagabb kristályokban gyakori a Cr-spinell, melyek cr#-a 0,15-0,60 között mozog és akár egy lelőhelyen belül is nagy változatosságot mutathatnak. A Kárpát-Pannon térség bazaltjaiban előforduló három fő spinellpopuláció mindegyike megtalálható az itteni kőzetekben.

A piroxének főképp diopszidok és augitok, ritkán hedenbergitek, a legprimitívebb kristályok mg#-a 0,9-0,95 közötti. Az amfibolok pargazitok-kerzutitok.

A térségben felszínre tört alkáli bazaltos magmák kismértékű olvással keletkeztek gránát-, vagy gránát-spinell lherzolitból, átlagos (~1200-1300 °C), esetleg némiképp annál magasabb (~1400 °C) potenciális hőmérsékletű felső-köpenyben. Az olvadékok forrásközetében vélhetően kisebb mennyiségű piroxenites (eklogitós) anyag is jelen volt.

A spinellek összetétele alapján mind a nógrádi, mind a selmeci területen az idősebb (1-2. fázis) kőzetek legalább két különböző olvadék keveredéséből jöttek létre. A nógrádi és a selmeci bazaltok forrásrégiójának kimerültsége negatívan korrelál a kőzetek korával.

Az hatodik vulkáni fázis kőzetei – a többitől eltérően – nagyon fejlettek (mg# ~0,6 míg a többi kőzeté 0,67-0,7), a bennük lévő amfibol és kétgenerációs klinopiroxén kristályok alapján az olvadék a köpeny-kéreg határon jelentősen differenciálódhatott.

Az ásványkémiai és nyomelem adatok a térség alatt egy közettenilag és geokémiaileg heterogén köpenyt mutatnak, melyből a legutolsó magmacsomag alig több, mint 100 ezer éve érte el a felszínre. Az azóta eltelt időben a geodinamikai helyzet alig változott, így akár az alkáli bazaltos vulkánosság még fel is újulhat a térségben.

Irodalomjegyzék

Balogh, K. (2006): MTA Doktori értekezés.

Konečný, V., Lexa, J., Balogh, K. (1999): *Geolines*, **9**, 67–75.

Šimon, L., Halouzka, R. (1996): *Slovak Geological Magazine*, **2**, 103–123.

PETROGRÁFIAI VIZSGÁLATOK JELENTŐSÉGE A GEOKÉMIAI MODELLEZÉS SORÁN

Sendula Eszter^{1,2}, Kónya Péter², Király Csilla¹, Szamosfalvi Ágnes², Kovács István János², Szabó Csaba¹, Falus György²

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

²Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

e-mail: sendulaeszter1990@gmail.com

1. Bevezetés

Magyarország területén a medencekitöltő üledékek közül az úgynevezett „alsó-pannoniai” rétegsor túlnyomórészt potenciálisan legalkalmasabbnak az ipari CO₂ tárolására, mivel a regionálisan elterjedt tároló kőzetet túlnyúló módon kis permeabilitású, kiváló záró tulajdonságokkal rendelkező kőzet fedi (Falus et al., 2011; Szamosfalvi et al., 2011). A CO₂ felszín alatti tárolóba való injektálásakor döntő fontosságú, hogy pontosan ismerjük a potenciális tároló kőzettest litológiai és kőzetfizikai sajátosságait, a benne található fluidum kémiai tulajdonságait, illetve a tárolóra jellemző nyomás-hőmérséklet viszonyokat. Ezen paraméterek ismeretében a CO₂ csapdázódása során végbemenő rövid (<100 év), illetve hosszú távú (100-100000 év) fizikai és kémiai változások (pl.: pH megváltozása, ásványok oldódása és kiválása, stb.) becsülhetők geokémiai modellek segítségével. Ezen modellek elengedhetetlenek a tárolók biztonsági tervezéséhez. A munka fő célkitűzése a potenciális CO₂ tároló- és fedőkőzetek reaktivitásának kinetikus geokémiai modellekkel történő vizsgálata, amely modellek figyelembe veszik a reakciók sebességét és ezáltal a rendszerben lejátszódó geokémiai folyamatok időbeli változását is rögzítik.

2. Tároló- és fedőkőzetek

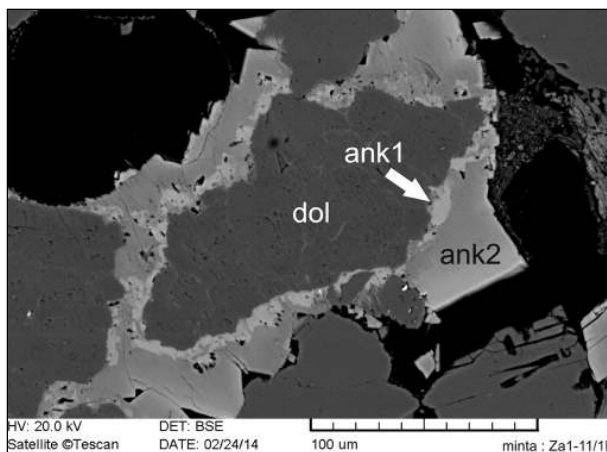
Szolnok környéki területen mélyült három fúrásból származó 8 db, a Szolnoki Homokkő Formációba sorolható homokkő és 6 db homokkőbe betelepült agyagos-aleurolit kőzetminta petrográfiai vizsgálatát végeztük el polarizációs mikroszkóp, pásztázó elektronmikroszkóp (SEM), röntgen-pordiffrakció (XRD), csillapított totálreflexiós Fourier-transzformációs infravörös spektrometria (ATR-FTIR) és szemcseméret eloszlás elemzés segítségével. Detritális szemcseként minden minta kvarcot, csillámot, K-földpátot és plagioklaszt, közettörmeléként dolomitot, mészkövet és metamorf (kvarcit és kvarc-csillám tartalmú) közettörmelékét tartalmaznak. Autigén ásványként karbonátok (Fe-kalcit, Fe-dolomit, ankerit, sziderit), kvarc cement, agyagásványok (kaolinit, illit), valamint kis mennyiségben albit, barit cement és pirit található a mintákban. Fontos szövettani bélyeg, hogy a detritális dolomitok szegélyén esetenként több zónából álló ankerit cement található (1. ábra). Akcesszóriaként apatit, rutil/anatáz, cirkon, glaukonit és turmalin figyelhetők meg a kőzetekben.

3. Geokémiai modellek

A geokémiai modellek az XRD mérések alapján meghatározott kőzetösszetételek, a vizsgálati területről származó valós vízkémiai adatok, a tárolóra jellemző nyomás és hőmérsékleti viszonyok, valamint az ásványok fajlagos felületének szemcseméret eloszlás elemzés és mikroszkópos megfigyelések segítségével meghatározott értékeinek felhasználásával készültek. A modellek különböző paraméterekkel szemben mutatott érzékenységének vizsgálata során a petrográfiai megfigyelésekre alapozva – amelyek alapján a dolomitok felületén

minden esetben ankerit szegély található – azt feltételeztük, hogy a dolomit szemcsék nincsenek közvetlen kapcsolatban a pórusvízzel, így nem tudnak reakcióba lépni a rendszerbe juttatott CO₂-dal sem.

A reaktív dolomit fázistól mentes kőzetösszetétel használatával készített érzékenység vizsgálat eredménye alapján a karbonát ásványok reakcióinak jellege megváltozott, dolomit helyett ankerit kiválását jelezve. Ez az eredmény reálisabbnak tűnik a természetes CO₂ előfordulások (pl. Mihályi-Répcelak) vizsgálatának eredményeit figyelembe véve, ahol a CO₂ hatására képződött dawsonit mellett ankerit, kaolinit és kvarc kiválását írták le (Király et al., 2014). Tehát az ásványos összetételre vonatkozó érzékenység vizsgálat eredménye arra hívja fel a figyelmet, hogy a kőzetben jelen lévő ásványok szöveti helyzete is fontos információ a CO₂ hatásának minél pontosabb előrejelzéséhez. A kőzetek alapos petrográfiai vizsgálata ezért elengedhetetlen, és egyéb módszerrel nem helyettesíthető a geokémiai modellek bemenő adatainak meghatározása során.



1. ábra – Vasban gazdagabb ankerit zóna (ank1) homokkőben a detritális dolomit (dol) szemcsék felületén (fehér nyíl), amelyet egy kisebb vastartalmú ankerit zóna (ank2) követ

Irodalomjegyzék

- Falus, Gy., Szamosfalvi, Á., Jencsel, H., Hámor-Vidó, M., Török, K. (2011): Magyar Tudomány, **4**, 450–458.
- Király, Cs., Szamosfalvi, Á., Sendula, E., Fűri, J., Kónya, P., Kovács, I., Káldos, R., Falus, Gy., Szabó, Cs. (2014): XVI. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Székelyudvarhely, Románia, Conference Abstracts, 209–212.
- Szamosfalvi, Á., Falus, Gy., Juhász, Gy. (2011): Magyar Geofizika, **52/2**, 95–105.

A PULAI ALGINIT RÉTEGSORBAN TALÁLHATÓ TEFRA RÉTEGEK

Soós Ildikó¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Lukács Réka¹, Németh Károly³, Theodoros Ntaflós⁴

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Volcanic Risk Solution, Massey University, Új-Zéland

⁴ Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Vienna, Austria

e-mail: ildiko.soos14@gmail.com

A bazaltos vulkáni működés esetében a kutatások többnyire a proximális képződmények vizsgálatán keresztül igyekeznek rekonstruálni a kitérések lefolyását. Ezzel, bizonyos vulkáni kitérések, mint például a nagyobb erejű stromboli, illetve sub-pliniusi robbanásos kitérés események nehezen ismerhetők fel. Ezek nagy kiterjedésű disztális tefra üledékeket hoznak létre, amelyek megmaradása az üledékes rétegsorban, különösen kontinentális területeken speciális környezetet igényel, mint például hosszú életű tavak jelenlétét. Az elmúlt évek vulkanológiai kutatásai rámutattak arra, hogy bazaltos tűzhányók esetében sem ritkák a nagyobb robbanásos kitérések és ezek figyelembe vétele fontos a megfelelő vulkáni veszélykezelési tervek összeállításában.

A Bakony-Balaton-felvidék területén már számos vulkanológiai rekonstrukció született, azonban nem került még sor az esetleges nagyobb erejű robbanásos vulkánkitérések lehetőségének számba vételére. Minderre potenciálisan jó lehetőséget adhat a 4,25 millió éves Pula maar üledékes rétegsora (Németh et al., 2008). Az alginit rétegsorban egy 35 cm vastag közberetégzés található, ami több tefra laminát tartalmaz. Németh és munkatársai (2008) ezeket a maar tóban lezajló hullámszerű turbidites áthalmazási eseményhez köthették, bár nem zárták ki azt, hogy az üledékes bélyegeket vulkáni hamuhullás okozta. Az alábbiakban arra mutatunk be érveket, hogy a tefra laminák több nagyobb robbanásos kitérés eseményét rögzítheti.

A 4,25 millió év (K-Ar) korú Pula maar (Kereszturi et al., 2011) a Bakony-Balaton-felvidék alkáli bazalt monogenetikus vulkáni területéhez tartozik. A széles kráterben kialakult maar tó nyugodt lerakódási környezetet jelentett a vulkáni működés elcsendesülése után. Az alginit felhalmozódás mellett azonban potenciális lehetőséget adott távoli vulkánkitérések anyagának megőrzésére is. Az alginit rétegsorban található tefra laminák eredetét az üvegszilánkok petrográfiai megfigyelése, geokémiai elemzése és más fiatalabb vagy korban közel álló Balaton-felvidéki (Pula, Szigliget, Szentbékállá), valamint kisalföldi (Sitke) vulkánokból származó üvegszilánkokkal való összehasonlítás alapján igyekeztünk feltárni.

A terepi megfigyelések és a begyűjtött kézipéldányok nagy felbontású tanulmányozása során 37 tefra laminát különítettünk el, amelyből 22-t elemeztünk petrográfiai és geokémiai szempontból. A tefra laminák egy része párhuzamos településű, alsó kontaktusuk általában éles, felső pedig diffúz. Több esetben figyelhető meg gyenge normál gradáció. Vastagságuk néhány tized millimétertől 15–20 milliméterig változik. Az alginit sorozatba közberetégzett üledékes egység alsó és felső részén a tefra laminák deformált, konvolut megjelenésűek, amelyben víz kiszökellési csatornákként értelmezett alakzatok ismerhetők fel. A tefra laminákban lévő üvegszilánkok üdék ezért alkalmasak az eredeti kémiai összetétel meghatározására. Az előzetes méréseket (Soós et al., 2014) további elemzésekkel egészítettük ki, amelyek megerősítik a három geokémiai csoport (egy trachibazalt és két fonotefrit) jelenlétét. E geokémiai csoportok egymástól jól elkülönülten jelentkeznek a tefra rétegsorban. Az alsó, deformált tefra egységek fölött, bolygatatlan, párhuzamos rétegzésű tefra laminák kis SiO₂-tartalmú, nagy

P₂O₅ és Al₂O₃ összetételű fonotefrites üvegszilánkokat tartalmaznak. Ezután trachibazalt összetételű tefra laminák jönnek, majd sűrűn ismétlődő fonotefrites üvegszilánkokat tartalmazó egység következik. Ez jellemzően nagyobb SiO₂ és kisebb Al₂O₃ tartalmú, mint az alsó fonotefrites egység. A rétegsor felső részén lévő tefra laminákban ismét trachibazalt összetételű üvegszilánkok jelennek meg, amelyek lineáris trendet formálnak.

A vizsgált lelőhelyhez közeli, Pula határában lévő elsődleges vulkáni rétegsorban található üvegszilánkok kémiai összetétele leginkább a nagy Al₂O₃ tartalmú fonotefrites csoporthoz hasonló és ehhez közeli összetételt mutatnak a többi vulkán mintái is. Egy lényeges különbség azonban, hogy a tefra laminákban lévő üvegszilánkok nem tartalmaznak olivin fenokristályt.

Az üvegszilánkok jellemzően hólyagüregesek, a friss szideromelán üvegben helyenként plagioklász és klinopiroxén mikrolitok találhatóak. A rétegsor alsó részén lévő vulkáni egységek üvegszilánkaiban jellegzetesen található kvarc xenokristály is. Itt bizonyos helyeken az üvegszilánkok nagyon vékony falú (1–5 μm), szálas megjelenésűek, ami elüt a többi rétegben megjelenő üvegszilánkok megjelenésétől. Az üvegszilánkok mellett a laminákban kvarc és muszkovit (>90 tf%), ami mellett jóval kevesebb (<10 tf%) kalcit és dolomit, helyenként klinopiroxén és plagioklász kristály fordul elő. Az üvegszilánkok megjelenése gyengén buborékosodó magmára utal, míg a kísérő kristály-együttesben megjelenő nagyszámú kvarc és muszkovit kristály, valamint a szideromelán üveg bazaltos magma és vízzel telített üledék keveredése okozta freatomagmás robbanásos kitérést sejtet.

A geokémiai sztratigráfiában jól elkülöníthető tefra egységek, a homogén kémiai összetételbeli és petrográfiai megjelenésbeli jelleg arra utal, hogy a tefra laminák elsődleges, távoli vulkánkitérésekből származó disztális felhalmozódású üledékek lehetnek. Mindezt alátámasztja az olivin fenokristályok hiánya, ami hamufelhőben való szállítást és sűrűség szerinti frakcionációt jelez. Közvetlenül, a pulai vulkáni felépítményből való behordás esetén heterogén, és olivin-tartalmú üvegszilánk együttest várunk. Mindezeket összetéve feltételezzük, hogy egy viszonylag rövid időszakban több nagyobb erejű robbanásos vulkánkitérés történt a Pula maar körzetében, ami megzavarta az alginit üledékfelhalmozódást és tefra laminákat rakott le az üledékgyűjtőben. A kémiai összetételbeli változás alapján legalább 4 jelentősebb kitérést azonosítunk. Az összehasonlításként begyűjtött minták alapján nem tudjuk egyértelműen rögzíteni a kitérések helyeit, erre még további vizsgálatok szükségesek.

Irodalomjegyzék

- Németh, K., Goth, K., Martin, U., Csillag, G., Suhr, P. (2008): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177**, 441–456.
- Kereszturi, G., Németh, K., Csillag, G., Balogh, K., Kovács, J. (2011): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **201**, 227–240.
- Soós, I., Harangi, Sz., Lukács, R., Németh, K. (2014): In: Pál-Molnár, E., Harangi, Sz. (Eds.): *Kőzettani folyamatok a földképenytől a felszínig*. V. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, 78.

HORNFELS NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZÖK MAGYARORSZÁGI RÉGÉSZETI LELETANYAGOKBAN

Szakmány György¹, Bendő Zsolt¹, Józsa Sándor¹, Kasztovszky Zsolt², Szilágyi Veronika², Maróti Boglárka², Szilágyi Szandra², Starnini Elisabetta³, Horváth Ferenc⁴

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

²MTA Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

³University of Torino, School Humanistic Sciences, Torino, Olaszország

⁴Móra Ferenc Múzeum, Szeged

e-mail: gyorgy.szakmany@geology.elte.hu

1. Bevezetés

A neolitikumban őseink előszeretettel készítettek csiszolt kőeszközöket kontakt metamorf kőzetváltozatokból. Ezek közül a Kárpát-medencében a leggyakrabban és széles körben előforduló nyersanyag a mész-szilikát szaruszirt (hornfels) volt. Ebből a nagyon finomszemcsés, kemény, szívós, halványzöld-szürkészöld-zöldesszürke vagy szürke színárnyalatban előforduló, jól polírozható kőzetből mechanikai igénybevételnek jól ellenálló, emellett tetszetős csiszolt kőeszközök készültek (1. ábra). Leginkább lapos vésőbaltákat, valamint kaptafa alakú baltákat alakítottak ki belőle. Jó mechanikai tulajdonságai miatt gyakran használták munkaeszköznek, a leletek között előforduló nagyszámú ép vagy csaknem ép kőbalta – elsősorban a halványzöld árnyalatú, áttetsző változat – viszont azt jelzi, hogy szimbolikus baltaként is használhatták.

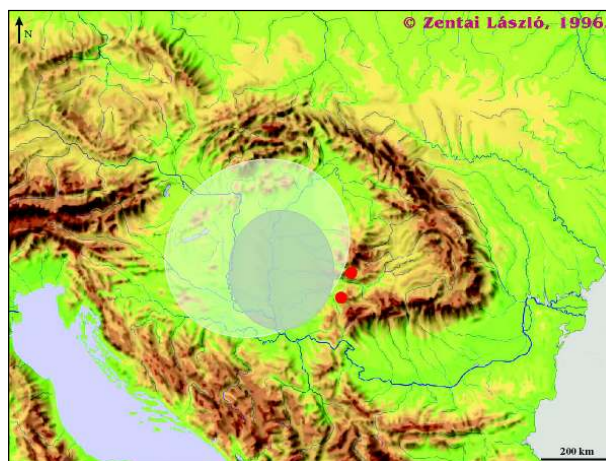


1. ábra – Hornfelsből készült lapos vésőbalta

1.1. A hornfels nyersanyagú kőeszközök előfordulása, terepbejárás

A mész-szilikát szaruszirt (hornfels) anyagú kőeszközök az egész Kárpát-medencében és környezetében széles körben elterjedtek már a legkorábbi neolitikumtól kezdve, azonban a medence délkeleti részein lényegesen nagyobb mennyiségben fordulnak elő a régészeti leletanyagokban, mint attól északra és nyugatra. (pl. Starnini et al., 2007; Szakmány et al., 2008). Emellett hasonló megjelenésű

és típusú nyersanyagból készült kőeszközök a Kárpát-medencétől délkeletre előforduló területek leletanyagában is jelentős mennyiségben elterjedtek, mind a Szerbia területén található Vinča kultúrában (Antonović, 2006; Antonović et al., 2006), mind a mai Románia területén előforduló leletanyagokban (pl. Kalmar, Stoicoviciu, 1990; Lazár et al., 2007). A fent vázolt gyakorisági eloszlásból arra következtettünk, hogy a nyersanyagforrást valahol az Erdélyi-középhegység – DK-Kárpátok területén, illetve annak környezetében kell keresnünk. Elsődlegesen a banatit öv mintegy 200 km hosszán húzódó zónája mentén feltételeztük a nyersanyag forrásterületét, de nem zártunk ki más hatóközet kontaktusán előforduló kőzeteket sem. Az első lépésben a szóba jöhető forrásterületek geológiai térképeken történt tanulmányozása során számos, a nyersanyagra potenciális területet jelöltünk ki majd jártunk be, amelynek eredményeképpen két területen fedeztünk fel a csiszolt kőeszközökéhez teljesen hasonló megjelenésű finomszemcsés kontakt kőzeteket: a Ruszka-havas DNY-i részén, valamint az Erdélyi-középhegység déli részén, közelebről a Zarándi-hegység keleti elvégződésénél, a Fehér-Körös forrásterületéhez közel (2. ábra). Mindkét lelőhelyen a banatit felső-kréta korú Gosau-faciesű képződményeket kontaktizált. Meg kell jegyeznünk, hogy ezekről a finomszemcsés kontakt előfordulásokról a szakirodalomban részletes leírásokat nem találtunk.



2. ábra – A hornfels kőeszközök elterjedése a Kárpát-medencében, valamint a forrásközet feltételezett lelőhelye (piros kitöltött körök)

2. Vizsgált anyagok, módszerek

Eddigi munkánk során számos régészeti lelőhelyről, illetve csiszolt kőeszköz gyűjteményből származó, több mint száz hornfels anyagú kőeszközt vizsgáltunk meg, melyek nagy részéből vékonycsiszolat készült. Emellett terepbejárásaink során felismert két feltételezett forrásterületről közel 150 mintát gyűjtöttünk, amelyekből 130 vékonycsiszolatot írtunk le. A minták makroszkópos és petrográfiai mikroszkópos vizsgálatait mágneses szuszceptibilitás méréssel egészítettük ki. Ezen felül 12 kőeszköz mintából roncsolásmentes "eredeti felszín módszerrel" (Bendő et al., 2013) SEM-EDX vizsgálatok készültek az ELTE Közöttan-Geokémiai Tanszékén. 35 db. kőeszköz kémiai összetételét a szintén teljesen roncsolásmentes PGAA módszerrel vizsgáltuk a Budapesti Neutron Centrumban. A fentieket a potenciális nyersanyag előfordulási területéről gyűjtött geológiai minták műszeres vizsgálatával egészítettük ki, ennek során 6 minta SEM-EDX elemzésére és 20 minta PGAA elemzésére került sor.

3. Eredmények

3.1. Petrográfia, SEM-EDX és MS

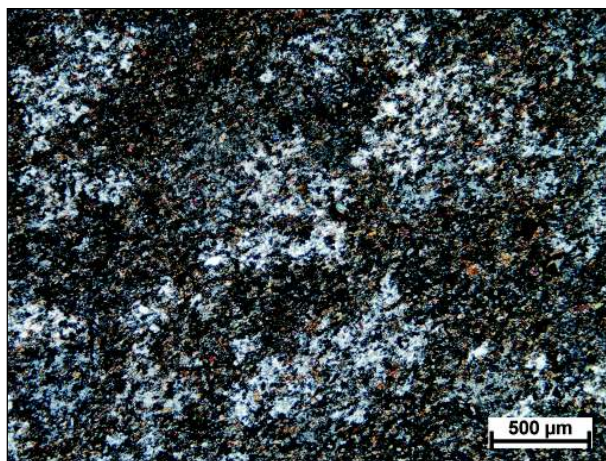
Makroszkóposan a hornfels nyersanyagú kőeszközök nagyon finomszemcsések, szabad szemmel és kézi nagyítóval egyedi ásványszemcsék nem figyelhetők meg bennük, tömött, masszív, homogén megjelenésűek. Színük változatos, szürkétől a különböző árnyalatú zöldesszürke-szürkészöld változatokon át a halvány-közepesen sötét pasztell zöldig változhat. Esetenként finom sávózottság megfigyelhető (2. ábra).

Polarizációs mikroszkópban valamint elektronmikroszkópban is megfigyelhető, hogy a hornfels szövete általában irányítatlan, esetenként azonban sávos megjelenésű, illetve, gyengén irányított is lehet. Ásványos összetételében elsősorban két ásvány, diopszidos összetételű piroxén és földpát uralkodik, ez utóbbi kálföldpát, illetve bázisos plagioklász, ritkán a kétféle földpát együtt is megjelenhet. Egyes mintákban szkapolit és kis mennyiségben, epidot valamint biotit szintén előfordul. Akcesszóriaként kevés apatit, titanit, allanit és cirkon jelenik meg. Az opakásvány ritka, esetenként pirrotint találtunk. A kőzet általában nagyon finomszemcsés, a piroxén és a földpát, illetve szkapolit szemcséi nagyon szorosan kapcsolódnak egymáshoz, sokszor egymással szorosan egybenőve, illetve egymáson átnőve. A kőzet szövete általában granoblasztos, de egyes jobban kristályos változatok poikiloblasztos szövetet mutatnak, mind a piroxén, mind a földpát nagyobb méretű szemcséiben, a másik elegyrész apró kristályai zárványként foglalnak helyet (3, 4, 5. ábra).

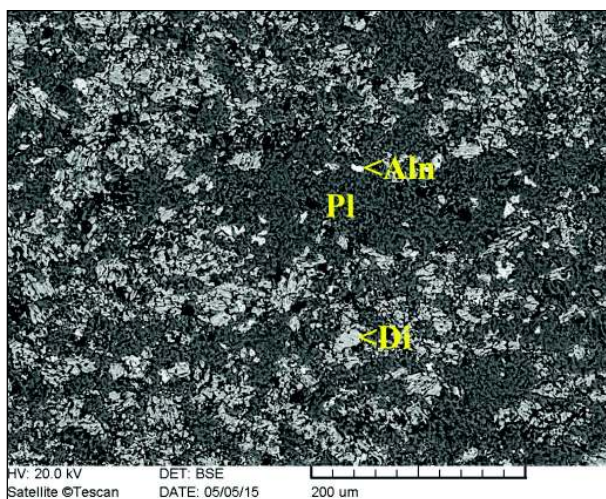
A hornfels kőeszközök korrigált MS értéke (Bradák et al., 2009) nagyon szűk tartományban, jellemzően 0,2-0,4 x 10⁻³ SI között mozog.

A terepi kőzetminták szintén nagyon finomszemcsés, szürke-zöldesszürke színű, tömött masszív, esetenként sávos kőzetek. A területeken a meredek völgyoldalakban feltárások formájában elsődlegesen is kibukkannak, a kőeszköz nyersanyagok tekintetében azonban sokkal lényegesebbek a patak völgyekben és közvetlen környezetükben előforduló kisebb-nagyobb méretű tömbök előfordulása, melyek mérete akár az 50-60 cm-es átmérőt is eléri (6, 7. ábra). Ezek a tömbök nagyon masszívak, mivel a folyóvízi áthalmozódás során már csak a legszívósabb, repedésmentes, tömött masszív tömbök maradtak egyben, vagyis kőeszköz nyersanyagra való alkalmasság tekintetében a folyóvízi áthalmozás egy nagyon perspektivikus előzetes szelekciónak bizonyul.

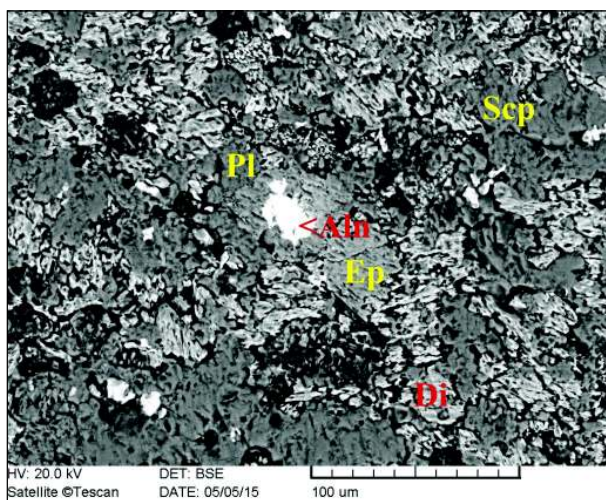
A terepi minták mikroszkópos vizsgálata azt mutatja, hogy mindkét területen hasonló megjelenésű és összetételű kőzetek fordulnak elő.



3. ábra – A hornfels kőeszközök jellegzetes szövete polarizációs mikroszkópi kép, +nikol (GOR-221, Gorza, késő neolit)



4. ábra – A hornfels kőeszközök jellegzetes szövete és fő összetevői visszaszórt elektronképen (GOR-227, Gorza, késő neolit); Di – diopszid, PI – plagioklász, Aln – allanit



5. ábra – Szkapolitos hornfels kőeszközök visszaszórt elektronképe (GOR-323, Gorza, késő neolit); Scp – szkapolit, Di – diopszid, PI – plagioklász, Aln – allanit, Ep – epidot

Emellett azonban a terepen gyűjtött hornfels minták változatosabb megjelenésűek mint a kőszeközök, ugyanakkor a lényeges elegyrészek és azok szöveti elrendeződése teljesen vagy csaknem teljesen hasonló azokéhoz: uralkodó elegyrészek a diopszid, a bázisos plagioklász és a kálicföldpát, esetenként a szkapolit. Akceszóriaként allanit, titanit, apatit, cirkon epidot, zoizit és pirrotin fordul elő bennük. Ezen felül elszórtan és változó mennyiségben nagyon kis méretű kvarcsemcséket tartalmazó változatok, illetve sávok is előfordulnak. A kőzetek szemcseméret tekintetében is változatosabbak, elsősorban a nagyméretű tömbök esetében figyelhető meg gyakran, hogy finomabb, illetve durvább szemcseméretű elegyrészekből álló sávok fordulnak elő egymás mellett szorosan. Mindamellett, ha viszonylag ritkábban is, de kvarcmentes, a kőszeközökhöz teljesen azonos összetételű és megjelenésű finomszemcsés tömbök szintén megtalálhatóak (8, 9, 10. 11.) ábra.

A terepi minták MS értékei a kőszeközöknél tágabb tartományban, de azokkal jó átfedésben, uralkodóan 0,2-0,8 x 10⁻³ SI közé esnek.



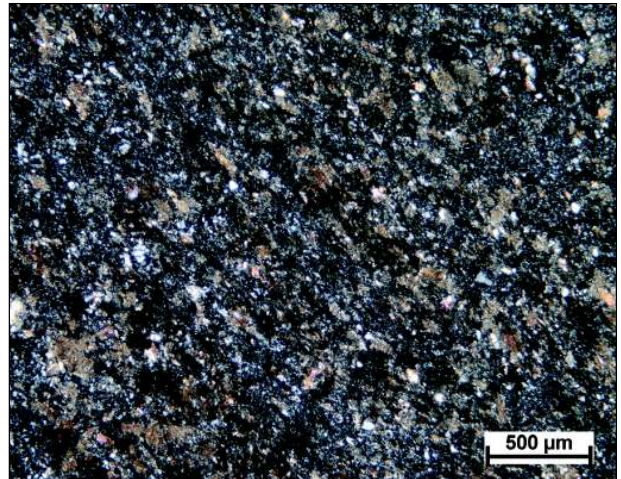
6. ábra – Hornfels anyagú kötötmbök a Ruszka-havas DNY-i részének völgyében



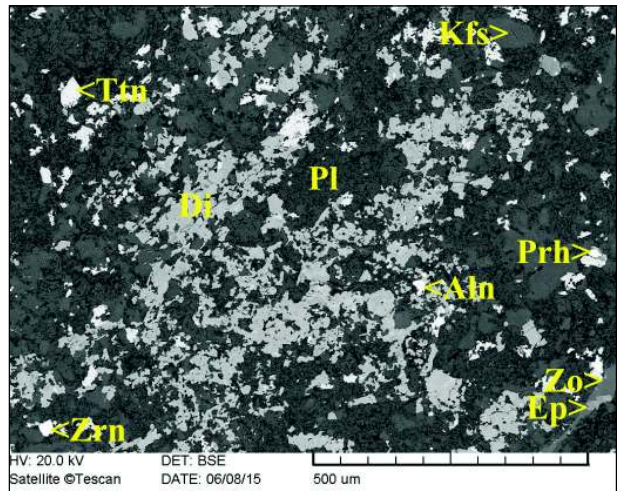
7. ábra – Hornfels anyagú kötötmb a Ruszka-havas DNY-i részének völgyében

3.2 Teljeskőzet kémia

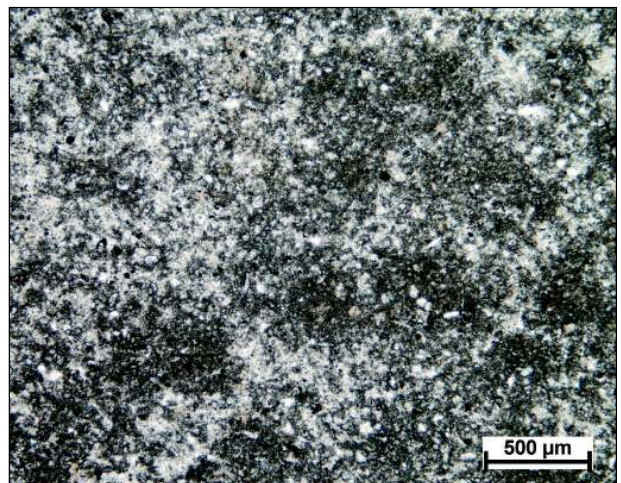
Kémiai összetétel tekintetében a hornfels anyagú kőszeközök és a terepi minták kémiai összetétele nagyon hasonló egymáshoz, általában azonban a kőszeközök CaO tartalma valamivel, de nem sokkal nagyobb, mint a terepi mintáké. (Zárójelben megjegyezzük,



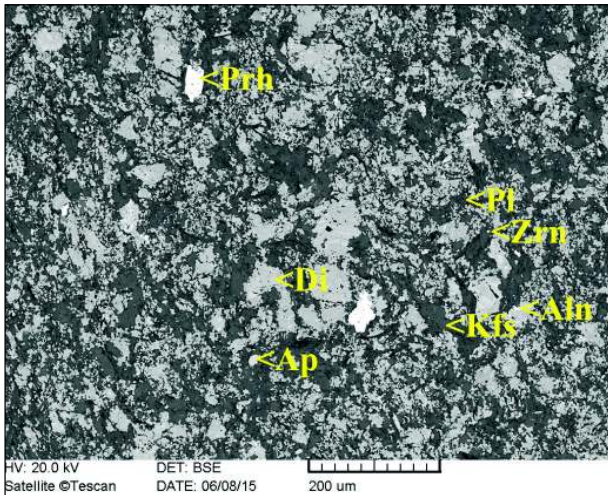
8. ábra – A Ruszka-havas DNY-i részéből származó hornfels tömb jellegzetes szöveti képe polarizációs mikroszkópban, +nikol (T-14/1b minta)



9. ábra – A Ruszka-havas DNY-i részéből származó hornfels tömb jellegzetes szöveti képe visszaszórt elektronképen (T-28/5 minta); Di – diopszid, Pl – plagioklász, Kfs – kálicföldpát, Aln – allanit, Ep – epidot, Zo – zoizit, Ttn – titanit, Prh – pirrotin

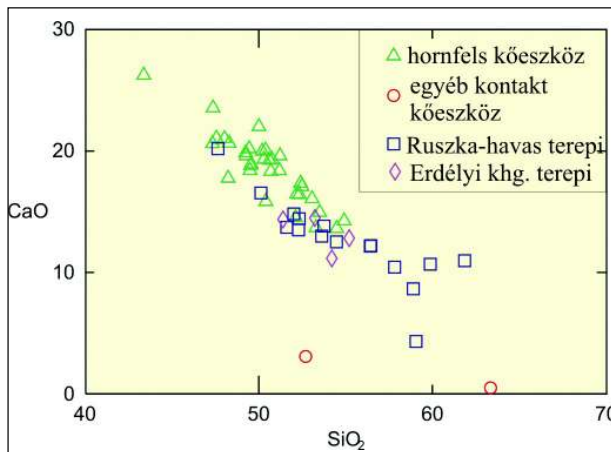


10. ábra – Az Erdélyi-középhegység D-i részéből származó hornfels tömb jellegzetes szöveti képe polarizációs mikroszkópban, 1nikol (Fhk-12/9 minta)



11. ábra – Az Erdélyi-középhegység D-i részéből származó hornfels tömb jellegzetes szöveti képe visszaszórt elektronképe (FHK-8/11 minta); Di – diopszid, Pl – plagioklász, Kfs – káliföldpát, Aln – allanit, Ap – apatit, Prh – pirrotin

hogy az összehasonlítása céljából megmérte, a tipikus hornfelsétől eltérő, de hasonló megjelenésű finomszemcsés kontakt kőzetek kémiaiailag elkülönülnek a tipikus hornfels összetételétől (12. ábra). A hornfels köeszközök kémiai összetétele viszonylag szűk tartományban mozog. Jellemző a viszonylag nagy, 14-20% CaO az 50% körüli SiO_2 , valamint a viszonylag nagy 11-15% közötti Al_2O_3 tartalom, amihez kisebb, de azért még jelentős MgO (5-8%) társul. A kőzetek alkália ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) tartalma ritkán haladja meg a 2%-ot. A terepi minták esetében az Erdélyi-középhegység déli részéről és a Ruszka-havasokból származó minták összetétele gyakorlatilag egybeesik egymással, de a Ruszka-havasokból származó minták nagyobb petrográfiai változékonyságuk miatt szélesebb összetételi változatosságot mutatnak (12. ábra).



12. ábra – A hornfels köeszközök valamint feltételezett nyersanyagainak kémiai összetétele a SiO_2 -CaO diagramon

4. Diskusszió, konklúzió

A köeszköz nyersanyagként használatos hornfels makroszkóposan nem mindig különíthető el más nagyon finomszemcsés, zöldes-szürkés árnyalatú nyersanyagból készült köeszközöktől. Jellegzetes homogén megjelenése és szűk intervallumban mutatkozó MS értékei segítenek ugyan az elkülönítésben, de a kőzet makroszkóposan gyakran összetéveszthető a nagy kovartartalmú kőzetekkel, sőt a zöldes árnyalatúak akár a nefrittel, esetleg a nagynyomású metaofiolitos kőzetek kis vastartalmú változataihoz (jadeitit) is nagyon hasonlóak lehetnek. Ezért a megbízható elkülönítéséhez további vizsgálatok, lehetőség szerint petrográfiai, illetve SEM-EDX és teljeskémiai elemzés szükséges.

Munkánk során részletes terepbejárással és többféle vizsgálattal sikerült lehatárolni a hornfels nyersanyag forrásterületét a banatit és a Gosau-fáciesű felső kréta kőzetek kontaktusán, illetve annak közelében. Az ásványos összetétel, elsősorban a diopszidos összetételű piroxén, a bázisos plagioklász, illetve a káliföldpát valamint a szkapolit jelenléte, továbbá a kőzetek kémiai összetételében kimutatott nagy (közel 20 tömeg%) CaO és a viszonylag jelentős Al_2O_3 (13-15 tömeg%) arra utal, hogy a kőzet nagy hőmérsékletű kontaktuson alakulhatott ki, és a magmás test feltehetően márgába vagy agyagos mészkőbe nyomult bele.

Eredményeink alapján egy régen keresett köeszköz nyersanyag forrásterületét sikerült megtalálnunk, illetve lehatárolnunk a Ruszka-havas DNY-i, valamint az Erdélyi-középhegység D-i részén.

5. Köszönetnyilvánítás

A munka az OTKA K 84151 (témavezető Horváth Ferenc), valamint a K 100385 (témavezető Kasztovszky Zsolt) anyagi támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Antonović, D. (2006): Analele Banatului, S.N., Arheologie – Istorie, **14/1**, 53–61.
 Antonović, D., Resimić-Šarić, K., Cvetković, V. (2006): Starinar, **55**, 53–66.
 Bendő, Zs., Oláh, I., Péterdi, B., Horváth, E. (2013): Archeometriai Műhely, **10/1**, 51–66.
 Kalmar, Z., Stoicoviciu, E. (1990): Archaeometry in Romania, **2**, 137–145.
 Lazăr, C., Ghergari, L., Ionescu, C. (2007): Nimphaea, **34**, 5–37.
 Starnini, E., Szakmány, Gy., Whittle, A. (2007): Varia Archaeologica Hungarica, **21**, 667–676.
 Szakmány, Gy., Starnini, E., Horváth, F., Bradák, B. (2008): Archeometriai Műhely, **2008/3**, 13–26.

ÚJ FÖLDTANI VIZSGÁLATOK A LAHÓCÁBAN — GEOKÉMIAI EREDMÉNYEK

Szebényi Géza, Gaburi Imre

Mecsekérc Zrt., 7633 Pécs, Esztergár L. u. 19.

e-mail: szebenyigeza@mecsekerc.hu; gaburiimre@mecsekerc.hu

1. Előzmények

A recski Lahóca-hegy az alacsony hőmérsékletű magas szulfidizációs fokú Cu-Au ércesedés ismert példája, mely a Recski teleszkópos Porfíros Érces Rendszer (Sillitoe, 2010) rétegvulkáni szerkezetben kialakult felszíni-felszínközeli része. Ez utóbbi nem esik a világ jelentősebb rézprovinciáiba (Sillitoe, 2012), de Európában az ismert és a jelentősebb ércesedések közé tartozik.

A felső-magyarországi gazdag színesfémérc telepek „árnyékában” a recski Lahóca-hegy ércesedése csak a XVIII. század közepén vált ismertté, a tényleges kutatás és bányászat a XIX sz. közepén indult meg, amikor több kutató tárót hajtottak ki a Fehérkőn és a Hegyes-hegy északi oldalán is. A Lahóca-hegyi bányát a XX. század elejére Péch Antal korszerű bányauzemmé fejlesztette, 1926-ban az állam megvette. A bányaművelés az 1850-es évektől 1980-ig kisebb-nagyobb megszakításokkal folyt, összesen mintegy 3 millió tonna ércet termeltek ki (Földessy et al., 2002). A bányát 1980-ban bezárták. A lahócai és a tőle északra 1975-ben (Baksa, 1975) megtalált satellit ércestre kihajtott lahóca-lejtakna felszíni-felszínközeli enargitos-luzonitos-aranyos pirites Au-Cu ércesedése jelenleg is gazdasági jelentőséggel bír. Ezt bizonyította az 1994-1997 között végzett aranykutatás (Földessy et al., 1997; Földessy, 1997; Gatter et al., 1999). A magas szulfidizációs fokú epitermás rendszerbe sorolható lahócai ércesedés ma is tudományos vizsgálatok tárgya (Földessy et al., 2004; Földessy et al., 2008; Molnár et al., 2008), és nagy volumenű környezeti kárfelmérési, kárelhárítási és rekultivációs munkák színhelye.

2. A recski Lahóca felépítése és ércesedése

A recski Lahóca-hegy rétegvulkáni, szubvulkáni és hidrotermás képződményei a recski ércmező ÉK-i részén, annak felszíni-felszínközeli részét képezik. A mélyszinti ércek kutatása a lahócai aranytartalmú rézérczek gyökérszónájának megismerése céljából indult. Az ércföldtani értékelések alapján genetikai kapcsolat áll fenn a felszíni és a mélyszinti ércek között (Baksa et al., 1980; Baksa, 1984; Földessy, Szebényi, 2008; Szebényi, Unger, 2011).

A többfázisú paleogén vulkáni működés legfiatalabb, szárazföldi, rétegvulkáni szerkezetet képző ún. „a1” jelű fázisának szubvulkáni és rétegvulkáni képződményei mellett, hidrotermásan erősen átalakult, többfázisú kovás-breccsás, illit-kaolinites kőzetváltozatokban helyezkedik el a szulfidos (enargitos, luzonitos, pirites, fakóérces) lahócai ércesedés (Földessy, 1975; Baksa, 1984).

Az ércesedés elsődleges alapos ásványtani leírása Sztróky Kálmán Imre (Sztróky, 1940) nevéhez fűződik. Az újabb eredményeket a Miskolci Egyetem (Földessy et al., 2004; Földessy et al., 2008) és az ELTE (Takács, 2010; Molnár et al., 2008), valamint munkatársaik munkái tartalmazzák.

3. Elvégzett munkák

A Magyar Nemzeti Vagyonkezelő Zrt. (MNV Zrt.) finanszírozásával környezetvédelmi kárfelmérési és kárelhárítási munkák folynak a recski Lahóca-hegyi bezárt rézbánya környezetében.

Ennek keretében a Mecsekérc Zrt. Földtudományi osztálya 2013-ban földtani dokumentációs és mintázási tevékenységet végzett a Lahóca-hegy Katalin szinti újranyitott bányatérsegeiben (Szebényi, Szabó, 2013), és az Rk-002 (Szabó et al., 2013a), Rk-003 (Szabó et al., 2013b) új monitoring fúrások fúrómagjain. Ezen kívül digitálisan feldolgozásra kerültek a régi felszíni földtani térképek és a bánya három fő szintjének (Katalin-táró, Középső-György-táró, Felső-György-táró) régi bányaföldtani térképei. Egységes jelkulcs alapján új földtani térképeket szerkesztettünk (Szebényi et al., 2013). 2014. évben került sor a begyűjtött minták anyagvizsgálatára (vékony- és felületi csiszolatok, röntgen elemzések, geokémiai elemzések és térfogatsúly meghatározások) (Szebényi, Gaburi, 2014a, 2014b).

3.1. Kutatófúrások dokumentálása és mintázása

A Lahóca hegyi színesfémérc bányászathoz köthető környezeti károk felszámolása felszín alatti programjának célja a földalatti bányatérsegek hidrogeológiai szempontból történő megismerése, a bányavíz áramlási útvonalainak felderítése, a bányában feltárt öregségi vizek mennyiségi és minőségi vizsgálata és monitorozása, adatszolgáltatás egy komplex vízföldtani modell felépítéséhez, földtani, ércföldtani, geokémiai adatok szerzése a toxikus és hasznos elemek eloszlásának megismerésére, későbbi, esetleges újrahasznosíthatóság lehetőségének megítéléséhez.

Mind a két rövid magfúrás (Rk-002: 29,31 m, Rk-003: 50,16 m) az alatta elhelyezkedő bányavárat harántolásával öregségi bányavizet tett elérhetővé. A részletes magdokumentáció mellett, az ásvány-kőzettani anyagvizsgálatra gyűjtött mintákon kívül, a gyémántfelezésű magnegyedeken méterenkénti sormintázásra is sor került.

3.2. Újranyitott vágatok dokumentálása és mintázása

A munka célja és feladata a víz-kőzet kölcsönhatás alapjául szolgáló természetes fémeloszlások vizsgálata és a földtani, szerkezeti adatok dokumentálása, valamint a vízmozgásokat kontrolláló, illetve a kőzetmechanikai stabilitást befolyásoló tektonikai elemek rögzítése és földtani térkép szerkesztése volt. A fenti célokat típusminta szedés és folyamatos, méterenkénti résmintavétel is szolgálta. A vágatdokumentáció digitális fotóalappal felhasználásával készült.

A területen 1994-1997 között az Enargit Kft. által végrehajtott sikeres aranykutatás (Földessy et al., 1997) során szinttérképek nem, csak 100 m-ként függőleges szelvények készültek. A Katalin szint releváns szakaszán ilyen szelvény nem halad át. Viszont a IV. ereszkét harántolta az aranykutatási projekt a 16. szelvénybe eső R-372 jelű fúrás, így annak adata és értelmezése összevetésre került munkáinkkal.

3.3. Mintaelőkészítés

A mintaelőkészítés három fázisból állt:

I. fázisban (TÖRÉS) pofás törőn 8 mm alá törtük a mintát, mely átmérő meglétét 8 mm-es szitatesztel biztosítottuk. Az így kapott minta mennyiséget folyamatos homogenizálás mellett laboratóriumi mintafelezőn (rifle) felezéssel 400 grammos méretűre csökkentettük, a maradékot archiváltuk (mintaraktárban tároljuk).

A törés befejeződésekor, a mintacsökkentés kezdetekor a vizsgálólabor NAT által akkreditált mintavételi jegyzőkönyv készült úgy, hogy a terepi mintavételi azonosítók is a jegyzőkönyvbe bekerültek (a dokumentációs jelentés tartalmazta, illetve minden egyes zacskóban belül és szegélytasakban is duplikáltuk) kapott egységes mintaszámot minden egyes minta.

II. fázisban (SZÁRÍTÁS) 36 órán keresztül 40 °C fokon szárítottuk a mintákat.

III. fázisban (PORÍTÁS) achátbéléses, négyesésű „RETSCH” típusú golyósmalomban porítottuk 80 mikrométer alá a letört 400 grammot. Ez volt a mintaelőkészítés legidőigényesebb része.

A leporított 400 gramm négy részre lett osztva:

- 100 gr lett kimérve az Au-AA-25 elemzésre ;
- 100 gr lett kimérve az Au-AA-25 belső kontroll mintaként;
- 40 gr lett kimérve komposit mintaképzésre (5 minta egyesítésére), amely minták egyesítés után két részre, elemzési mintára és duplikátumra lettek szétválasztva. Ezeket a mintákat elemeztettük meg a későbbiekben 51 elemes nyomelem meghatározás céljából (ME-MS-41 módszer);
- 100 gr duplikátum mintaként archiválásra került. Az esetleges maradékok is ezt növelték.

3.4. Geokémiai vizsgálatok

A fentiekben ismertetett terepi munkák során gyűjtött minták előkészítését követően, 265 db sorminta elődúsításos atomabszorpciós arany- (Au-AA25), és 59 db 5 méterenként összevont minta ICP-MS (ME-MS41) elemzését készítettük el az ALS Global Group Verespataki Laboratóriumában. Emellett 25 db mintából 20 vékonycsiszolat és 12 db felületi csiszolat leírását végeztük el, 4 db agyagos minta mennyiségi röntgenelemzése és 25 db térfogatsúly meghatározás történt. Ez utóbbihoz a térfogatmérés higanyos térfogatmérővel (MSZ 14043-6:1980) módszerét alkalmaztuk.

A statisztikai elemzések és diagramok Mstat 12 programmal készültek.

A geokémiai elemzésekkel 51 elem eloszlására kaptunk adatot. Az elemzésekben rendelkezésünkre álló adatpárok száma (59 db) a statisztikailag megalapozott következtetések levonására elegendő. Nincs értelmezhető adatsora a bórnak (B), a berilliumnak (Be), a tantálnak (Ta) és a titánnak (Ti), mivel elemzési adataik értéke az alsó kimutathatósági határ alatti. Ki kell emelni, hogy a királyvízes feltárás miatt azok az elemek, melyek elsősorban vagy

nagyrészt szilikátos és oxidos kötésben vannak jelen a kőzetekben, alulreprezentáltak (lásd pl. B, Ta, Ti, Na, K, Ca, Mg, Nb, Zr, stb.).

A kémiai elemek feldúsulásának a földkéregbeni átlagos gyakorisághoz viszonyított mértékét az 1. ábra szemlélteti. A lelőhely-specifikus elemek gyakorisági hisztogramjaikat a 3. ábra, főbb statisztikai értékeit a 2. ábra mutatja be.

Geokémiai anomália szintet meghaladó hasznos elemfeldúsulás csupán az arany (Au), az ezüst (Ag), és a réz (Cu) valamint tellúr (Te) esetében fordul elő. Kiugró értékeket mutat a szelén (Se), tallium (Tl), bizmut (Bi) is.

Geokémiai anomália szintet meghaladó toxikus elemfeldúsulás mutatható ki a higany (Hg), Arzén (As) esetében, de a kén (S) és antimon (Sb) valamint az ólom (Pb) értéke is anomálishan magas. Ezen elemek esetében statisztikai vizsgálatokat végeztünk. Az egyes kémiai elemek közötti statisztikai kapcsolatok kimutatása érdekében hipotézis vizsgálatot végeztünk. A kezdeti hipotézisünk az egyes elem párok között fennálló lineáris függvénykapcsolat volt. A 4. ábrán a számolt korrelációs koeficiens látható, melyek a nulla értéktől az egy felé haladva egyre erősebb lineáris kapcsolatot mutatnak az adott elem párok között. A besötétített mezőkhöz tartozó elem párok esetében, a hipotézis vizsgálat eredménye alapján, 95%-os konfidencia szint mellett kijelenthető, hogy statisztikailag nincs szignifikáns lineáris függvénykapcsolat.

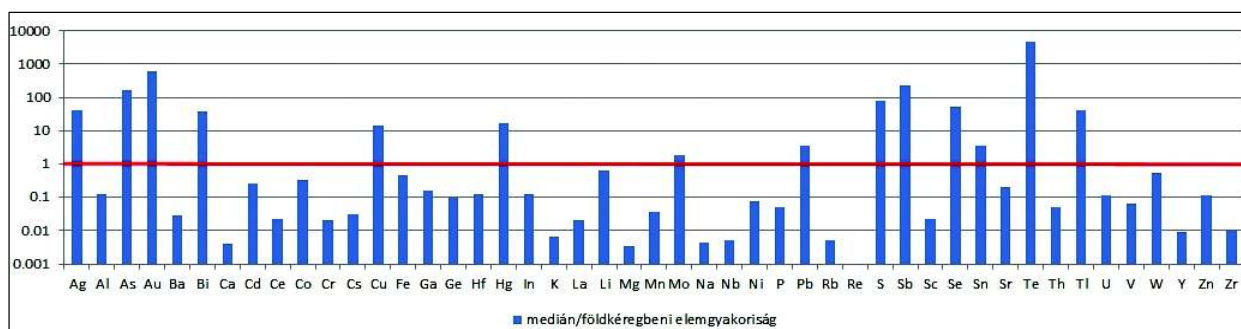
4. Összefoglalás

A bányabeli munkáink (vágatdokumentáció, magfúrás) során a Recski Lahóca-hegy produktív, paleogén, „a1” jelű rétegvulkáni sorozatba tartozó, közel vízszintes településű, összetett felépítésű „tömzsközi” vulkáni-hidrotermális breccsazonójában dolgoztunk.

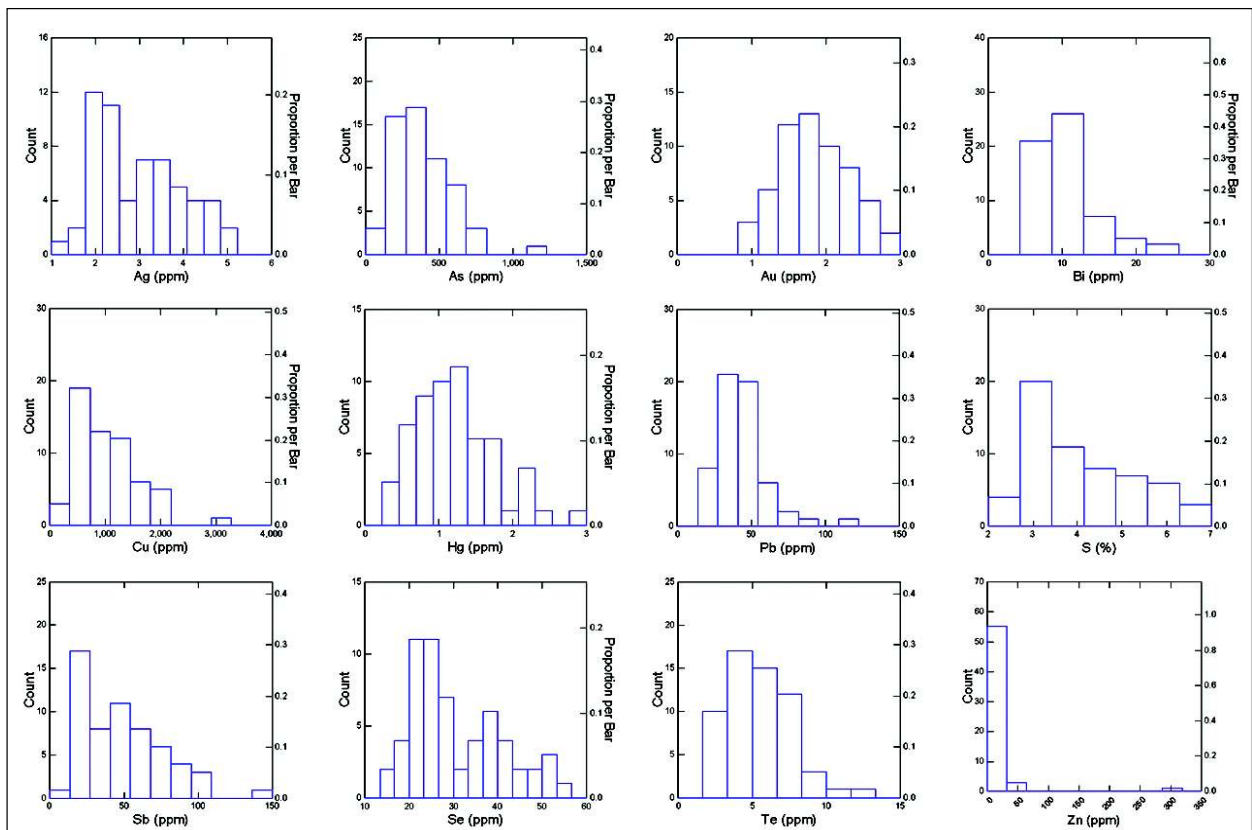
A megabreccsa a Lahóca déli középső részén, fedő felől jól lehatárolt az ún. „kékpala”-val, ami felett több méteres átfüzdött, agyagásványos, pirittel impregnált ún. „kékeszürke piritos agyagos fedőtufa” (a felette lévő üde andezit átalakult alsó szakasza), majd üde kürtő- vagy szubvulkáni jellegű andezit fácies következik, amiben csak aranytartalmú, vagy üres hidrotermális sugaras-rostos vasdiszulfid erek fordulnak elő. A vágatokban előforduló hidrotermális többfázisú breccsák (esetenként breccsalencsék, breccsatelérek), kovagöbös kovásodott-agyagásványosodott andezitbreccsák és andezit túlsúllyal bíró változó mértékben kovás, de mindig agyagásványosan bontott kőzetek közötti határ általában viszonylagos, feltételes. A megabreccsa alapvető agyagásványa a központi részén az illit, kaolin, szericit, az ércesedés peremi részein, illetve a fiatalabb tektonikai zónaköltésekben szmektit, még jobban távolodva a hidrotermális ércesedés központjától megjelennek az erősen kloritos-propilites átalakulás indikátorai is.

A vasszulfidok változatos formákban és kristályszerkezetben (pirit, markazit, greigit, troilit, pirrotin, melnikovit pirit) több-kevesebb mennyiségben szinte mindenütt jelen vannak.

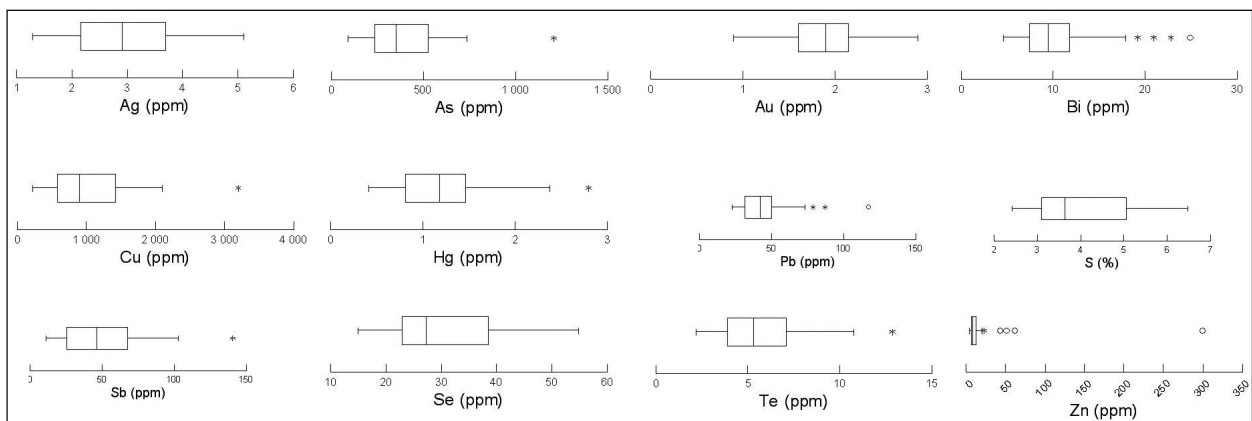
A vágatfalakon, repedésekben kevés kivételtől eltekintve általánosan előfordulnak szintelen (gipsz), fehér (halotrichit), sárga



1. ábra – Elemfeldúsulási együtthatók a földkéreg átlaghoz viszonyítva



2. ábra – Lelőhelyspecifikus elemek eloszlási gyakorisági histogramjai



3. ábra – Lelőhelyspecifikus elemek statisztikai értékei (boxplot)

Elem	Ag	As	Au	Bi	Cu	Hg	Pb	S	Sb	Se	Te	Zn
Ag	-	0,73	0,48	0,74	0,78	0,75	0,20	0,03	0,63	0,42	0,25	-0,12
As	-	-	0,17	0,54	0,98	0,84	0,13	0,02	0,65	0,14	0,15	-0,06
Au	-	-	-	0,46	0,21	0,14	0,01	-0,12	0,11	0,50	0,13	-0,06
Bi	-	-	-	-	0,60	0,58	0,22	0,38	0,39	0,67	0,53	-0,07
Cu	-	-	-	-	-	0,85	0,12	0,02	0,67	0,18	0,14	-0,10
Hg	-	-	-	-	-	-	0,39	0,12	0,82	0,22	0,32	-0,02
Pb	-	-	-	-	-	-	-	0,39	0,39	0,20	0,50	0,65
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,05	0,59	0,67	0,17
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11	0,23	0,03
Se	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,72	0,03
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,18
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

4. ábra – Lelőhelyspecifikus elemek közötti kapcsolat erőssége (szürke-nincs lineáris kapcsolat)

(jarosít, ritkábban terméskén), zöld (melanterit) és élénk kék (kalkantit) valamint vas-oxidhidroxidos másodlagos ásványkiválások.

Az 1994-97 évi külszíni aranykutatók során kialakított földtani-geokémiai modell teljes igazolódást nyert.

Ritkaföldfém dúsulás a vizsgált területen nincs. Azonban 12 elem mutat figyelemre méltó dúsulást a mintákkal reprezentált térrészen belül (Ag, As, Au, Bi, Cu, Hg, Pb, S, Sb, Se, Te, Zn). A Lahócán hasonlóan a recski mélyszinthez, a tellúr a földkéreg átlaghoz viszonyítva a leginkább dúsult elem. Ezt az arany követi. Az arzén és az antimon koncentrációs koefficiense is meghaladja a 100-at, de az ezüst, a bizmut, a kén, a szelén és a tallium, higany és réz hasonló paramétere is 10-nél magasabb.

Elem	Elemkapcsolatok	Ásványok	
		Darab	Név
Ag	As, Au, Bi, Cu, Hg, Sb, Se	6	elektrum, akantit, petzit, szilvanit, tennantit, freibergit
As	Ag, Bi, Cu, Hg, Sb	12	auripigment, realgár, szilvanit, enargit, luzonit, goldfieldit, seligmannit, stibioenargit, freibergit, arzenoszulvanit, colusit, lautit
Au	Ag, Bi, Se	6	termés Au, elektrum, calaverit, petzit, montbrayit, szilvanit
Bi	Ag, As, Au, Cu, Hg, S, Sb, Se, Te	6	bizmutin, emplektit, galenobizmutit, wittichenit, klaprotit, guanajuatit
Cu	Ag, As, Bi, Hg, Sb	29	enargit, luzonit, famatinit, tennantit, tetraedrit, termés Cu, covellin, digenit, emplektit, goldfieldit, bornit, bournonit, kalkozin, kalkopirit, kalkosztilbit, kjoszterit, kubanit, kuramit, mawsonit, seligmannit, sztannin, wittichenit, lautit, klaprotit, stibioenargit, freibergit, arzenoszulvanit, colusit, sztannoidit, stb.
Hg	Ag, As, Bi, Cu, Pb, Sb, Te	1+?	coloradoit, ?
Pb	Hg, S, Sb, Te, Zn	7	altait, clausthalit, boulangerit, bournonit, galenit, galenobizmutit, seligmannit
S	Bi, Pb, Se, Te	44	akantit, antimonit, auripigment, bizmutin, covellin, digenit, stb.
Sb	Ag, As, Bi, Cu, Hg, Pb	11	antimonit, boulangerit, famatinit, bournonit, goldfieldit, kalkosztilbit, tennantit, tetraedrit, stibioenargit, freibergit, colusit
Se	Ag, Au, Bi, S, Te	2	clausthalit, guanajuatit,
Te	Bi, Hg, Pb, S, Se	9	termés Te, calaverit, coloradoit, altait, melonit, petzit, szilvanit, goldfieldit, montbrayit
Zn	Pb	4	szfalerit, kjoszterit, tennantit, sztannoidit

5. ábra – Lelehelyspecifikus elem- és ásványtársulások

Az eloszlások hisztogramjai több esetben több populációhoz tartozó, több generációs képződésre utalnak (lásd 2. ábrán pl. Se, Ag, Au, Cu, Hg, Sb).

A lelehelyspecifikus elemek közötti kapcsolat erősségét (4. ábra) vizsgálva több elem között szignifikáns és erős pozitív korreláció mutatható ki. Ilyen például a Cu-As-Hg-Bi-Ag, Se-Te, Se-Bi, Sb-Hg, Au-Ag-Bi-Se kapcsolat. Ha a meghatározott ásványfázisok és az elemtársulások kapcsolatát (5. ábra) vizsgáljuk, konkrét ásványokhoz (Takács, 2010) köthetők az elemkapcsolatok.

A higany erős korrelációs kapcsolata a Cu-As-Sb-Ag-hez elsősorban a fakóérccek felé valószínűsíti ásványfázishoz való – eddig még ki nem mutatott – kapcsolódást.

Az Au-Cu kapcsolat hiánya bizonyítja a nemesféműdülés réz-ércsedéstől elkülönülő, önálló jelenlétét a tömzsközi kőzetekben. Az arany gyakorisági hisztogramjának jellege pedig különlegesen egyenletes, normálisához közeli eloszlásra hívja fel a figyelmet.

Mintáink elemzéseiben az ón az óloméval azonos szintű anomáliát mutat. A korábbi vizsgálatok a Lahócai ércsedésben több óntartalmú ásványt is mutattak, így az ónt is a lelehelyspecifikus elemek közé célszerű sorolni.

Irodalomjegyzék

Baksa, Cs. (1975): Földtani Közöny, **75**, 58–74.

Baksa, Cs., Cseh-Németh J., Csillag J., Földessy J., Zelenka T. (1980): In: Janković, S., Sillitoe, R.H. (Eds.): European Copper Deposits. Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA), **1**, 73–76.

Baksa, Cs. (1984): Földtani Közöny, **114**, 335–348.

Gatter, I. Molnár, F., Földessy, J., Zelenka, T., Kiss, J., Szabó, R. (1999): In: Molnár, F., Lexa, J., Hedenquist, J. W. (Eds.): Epithermal Mineralization of the Western Carpathians, Society of Economic Geologist Guidebook series, **31**, 155–179.

Földessy, J. (1975): Földtani Közöny, **105**, Supplementum, 625–645.

Földessy, J., Polgár, I., Kecseti, S. (1997): Kézirat. Enargit Ltd, Recsk. MBFH OFGB Adattár, ÉMO 5146, Miskolc.

Földessy, J. (1997): Földtani Kutatás, **34/2**, 12–15

Földessy, J., Baksa, Cs., Szabó, R., Polgár, I. (2002): Ércutatók Magyarországon a 20. században, 155–168, Miskolc.

Földessy, J., Seres-Hartai, É., Szabó, R. (2004): Acta Geologica Hungarica, **47/2-3**, 247–258

Földessy, J., Hartai, É., Kupi, L. (2008): In: J. Földessy, É. Hartai (Eds.): Geosciences Publications of the University of Miskolc Series A, Mining, Volume 73, Miskolc University Press, 129–149, Miskolc.

Földessy, J., Szabó, R. (2008): In: J. Földessy, É. Hartai (Eds.): Geosciences Publications of the University of Miskolc Series A, Mining, Volume 73, Miskolc University Press, 85–98, Miskolc.

Molnár, F., Jung, P., Kupi, L., Pogány, A., Vágó, E., Viktorik, O., Pécskay Z. (2008): In: J. Földessy, É. Hartai (Eds.): Geosciences Publications of the University of Miskolc Series A, Mining, Volume 73, Miskolc University Press, 99–128, Miskolc.

Takács, Á. (2010): Diplomamunka. ELTE TTK Ásványtani Tanszék.

Sillitoe, R.H. (2010): Economic Geology, **105**, 3–41.

Sillitoe, R.H. (2012): Economic Geology Special Publication, **16**, 1–18.

Szabó, R., Vágó, Z., Barna, I. (2013a): Kézirat, 2013. december, Mecsekérc Zrt., Pécs. Naturaqua Kft., Budapest.

Szabó, R., Vágó, Z., Barna, I. (2013b): Kézirat, 2013. december, Mecsekérc Zrt., Pécs. Naturaqua Kft., Budapest.

Szabó, R., Vágó, Z., Barna, I. (2014): Kézirat, 2014. december, Mecsekérc Zrt., Pécs. Naturaqua Kft., Budapest.

Szabó, R., Vágó, Z., Barna, I. (2015): Kézirat, 2015. december, Mecsekérc Zrt., Pécs. Naturaqua Kft., Budapest.

Szabó, R., Vágó, Z., Barna, I. (2016): Kézirat, 2016. december, Mecsekérc Zrt., Pécs. Naturaqua Kft., Budapest.

Szabó, R., Vágó, Z., Barna, I. (2017): Kézirat, 2017. december, Mecsekérc Zrt., Pécs. Naturaqua Kft., Budapest.

Szabó, R., Vágó, Z., Barna, I. (2018): Kézirat, 2018. december, Mecsekérc Zrt., Pécs. Naturaqua Kft., Budapest.

Sztróky, K.I. (1940): Matematikai és Természettudományi Értesítő, **59/2**, 722–746.

CIRKONVIZSGÁLATOK A GYŰRŰFŰI RIOLIT FORMÁCIÓ FELSZÍNI FELTÁRÁSAINAK KÖZETANYAGÁBÓL (NYUGATI-MECSEK)

Szemerédi Máté¹, Varga Andrea¹, Lukács Réka^{1,2}, Schubert Félix¹, Pál-Molnár Elemér^{1,2}

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

² MTA-ELTE Vulkanológiai kutatócsoport, Budapest

e-mail: szemeredi.mate@gmail.com

1. A Gyűrűfűi Riolit Formációról

A Dél-Dunántúl paleozoos rétegsorában a permi Gyűrűfűi Riolit Formáció az egyetlen vulkáni kőzetasszociáció, ami a Mecsek nyugati előterében, Gyűrűfűtől délre bukkan felszínre, azonban hosszú ideje ismert a térség fiatalabb törmelékes formációinak kavicsanyagaként. A 20. század második felének uránérckutató fúrásai alapján a formáció felszín alatti elterjedési területei is ismertté váltak (Nyugati-Mecsek, Villányi-hegység északi előtere, Máriakéménd-Bári vonulat, „Bátai terület”; Fülöp, 1994).

Az érckutatási jelentésekben és az ezekre épülő tanulmányokban a felszíni feltárás kőzetanyagát egységesen lávakőzetként dokumentálták (pl. Szederkényi, 1962; Fülöp, 1994), annak ellenére, hogy Pantó (1966) már a kutatások korai szakaszában felvetette a piroklasztit (ignimbrít) eredetét. A későbbi petrográfiai vizsgálatok során azonban a formáció kőzetanyagában megfigyelhető ellaposodott, irányítottan elhelyezkedő horzsakövek jelenléte felvetette a reambuláció szükségességét. Ennek első lépéseként mélyfúrásokból és kavicsanyagból származó minták, majd Szemerédi (2014) munkájában a nyugat-mecseki felszíni kőzetanyag részletes petrográfiai jellemzése történt meg. Ezek eredményeként a felszíni feltárásokban a formáció kőzetanyaga átalakult, összesült, kristálygazdag, horzsakőtartalmú lapillitufa (Szemerédi, 2014). Az összesülés mértéke alapján a vizsgált kőzetanyagban két litofacies különíthető el.

2. Kutatásunk tárgya, célja, folyamata

Kutatómunkánk jelenlegi fázisa a felszíni feltárás kőzetanyagának korhatározására irányul. Ennek háttérében a rendelkezésre álló korábbi adatok nagy bizonytalansága áll, ugyanis a hazai szakirodalomban hivatkozott adat Kovách Rb/Sr izotópkor meghatározása (in Fülöp, 1994), ami 222 ± 45 millió év (triász), így szignifikánsan eltér a formáció rétegtani helyzete alapján igazolt kora-permi kialakulástól (Fülöp 1994). Kormeghatározásra a kőzetanyag legalkalmasabb ásványa az akcesszórius cirkon, ezért a felszíni feltárások mintáiból szeparált ásványokból U/Pb izotópkor mérést végeztünk. Eredményeink értelmezéséhez elengedhetetlen volt a kiválasztott cirkonszemcsék részletes jellemzése.

Munkánkban a Nyugati-Mecsekből, a Gyűrűfű és Dinnyeberki települések közötti területről, felszínről származó minták (4 mintavételi hely) cirkonjait vizsgáltuk. Jelen tanulmányunkban a polarizációs mikroszkópi és a pásztázó elektronmikroszkópos (SEM BSE, SEM CL) vizsgálatok előzetes eredményeit mutatjuk be. A cirkon, a monacit és a xenotim leírásakor a következő paramétereket vizsgáltuk: előfordulási hely (alapanyagban vagy ásványban zárványként), méret, morfológia (a szemcse alakja, körvonala), valamint a szemcsék peremén megjelenő pleokroos udvar kiterjedése.

3. A cirkonvizsgálatok eredménye

A vizsgált kristályok több, mint 50%-a a kőzet finomszemcsés alapanyagában fordul elő. A zárványként (34%), illetve különböző ásványok határán (10%) előforduló szemcsék kisebb arányt képviselnek. A legjelentősebb bezáró ásvány a biotit utáni opak pszeudomorfóza, amellyel közel egyenlő arányban fordul elő cirkon földpátokban és kvarcban, illetve az alapanyag és valamely ásvány határán. Az átalakult biotitban látható zárványok pontos azonosítása (cirkon vagy monacit) azonban – méretükből adódóan – polarizációs mikroszkópi vizsgálattal nem valósítható meg, így azok további vizsgálatát tervezzük (pl. Raman spektroszkópi és SEM vizsgálattal).

A cirkonkristályok- és töredékek átlagos mérete a csiszolatokban 48 μm . A leggyakrabban a 26–50 μm -es tartományba tartoznak a szemcsék, de kiemelendő még a <25 μm és az 50–100 μm -es tartományok viszonylag nagy gyakorisága. A mérettartományok növekedésével az azokba tartozó szemcsék gyakorisága viszont jelentősen csökken.

A közel 200 db dokumentált szemcse több mint fele félig sajtálatakú, jellemzően a szegélye mentén lekerekített, visszaoldott. Sajtálatakú, gyakran nyúlt, prizmás vagy piramisos és jellemzően egyenes határvonalakkal határolt a cirkonpopuláció 35%-a, míg a szabálytalan alakú cirkon gyakorisága előbbi két kategóriáénál jóval alacsonyabb. Valamennyi vékonycsiszolatban tapasztaltunk törött kristályokat, amelyek a Gyűrűfűi Riolit piroklasztit eredetének további bizonyítékául szolgálhatnak. A vizsgált cirkonszemcsék körül uralkodóan közepes kiterjedésű pleokroos udvar figyelhető meg, azonban egyes minták szemcséi körül alig alakult ki pleokroos udvar, míg más csiszolatokban azok kiterjedése jelentős. A cirkonkristályokban gyakoriak a belső törések, illetve esetenként xenokristályos mag, zónásság és zárványok azonosíthatók. Ezek értelmezésére további SEM elemzéseket végzünk.

Irodalomjegyzék

- Fülöp, J. (1994): Magyarország geológiája Paleozoikum II., Akadémiai Kiadó, Budapest, 445 p.
- Pantó, G. (1966): In: Boczán, B., Franyó, F., Frits, J., Láng, S., Moldvay, L., Pantó, G., Rónai, A., Stefanovits, P. (Eds.): M–34–XXXIV. Sátoraljaújhely. Magyarózó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához, MÁFI, Budapest, 1–132.
- Szederkényi, T. (1962): MÉV Adattári jelentés (J–0100), Pécs, 92 p.
- Szemerédi, M. (2014): BSc Szakdolgozat, SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged, 43 p.

SAVANYÚ LÁVAFÁCIÉSEK TERMOGRAVIMETRIAI VIZSGÁLATA: RÉGI MÓDSZER, ÚJ EREDMÉNYEK

Szepesi János¹, Papp István², Kovács-Pálffy Péter², Gönczy Sándor³

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest,

² Debreceni Egyetem Ásvány és Földtani Tanszék, Debrecen,

³ II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola, Beregszász

e-mail: szepeja@gmail.com

1. Bevezetés

Mészalkáli riódácitos-riolitos összetételű láváközetek legnagyobb tömegben (~100 km³) a Tokaji-hegységben kerültek felszínre a harmadidőszaki vulkanizmus során. Közülük a könnyen duzzadó vulkáni üvegek ipari felhasználása a múlt század 60-as éveitől jelentősen megnőtt, amely vulkanológiai – nyersanyag minősítési (duzzaszthatóság) szempontból új kutatási eredményeket hozott. A termogravimetriai vizsgálatok a vulkáni üvegek vízkötési módjainak egyik elemzési módszereként hozzájárultak a perlitiek közettani-genetikai osztályozásához (I. Perlaky, Szöör, 1973; I. Perlaky, 1974) a tipikus szürke, valamint a piroklasztitokhoz kapcsolódó zöld perlitiek elkülönítésével. A vulkanológia napjainkban ismét széles körben alkalmazza a módszert (Denton et al., 2012; Giachetti et al., 2015), amely a felbontó képesség növekedésével a savanyú lávák, hialoklasztitok hűlési folyamatainak és a kőzetüveg hidratációs sajátosságainak megértéséhez járul hozzá (Aulock et al., 2013).

2. Módszer és eredmények

A vizsgálatokhoz a Tokaji-hegység területéről fáciestanilag kontrolláltan (Szepesi, 2009) 30 darabból álló mintasort állítottunk össze, amelyet mátrai (Lőrinci), kárpátaljai (Beregszász), erdélyi (Avasújváros) előfordulások egészítettek ki. A méréseket a minták porítása után (<400µm) 25-1000 °C között, 10 °C/perc hevítési sebesség mellett a Debreceni Egyetem Ásvány és Kőzettani Tanszékén, MOM-Derivatograph-C berendezésen végeztük.

A termikus felvételeken megjelenő vízkötési módok megegyeznek a korábban publikált típusokkal (adszorptív, szerkezeti, agyagásványokhoz kötött, zeolitos; I. Perlaky, Szöör, 1973). Az adszorbtív és agyagásványokhoz kötött vízleadás nem jelentkezett minden mintában. A szerkezeti víz felszabadulásával együjtjáró tömegvesztési reakciók paraméterei: DTG hőmérsékleti tartomány (DTG_{tart}) és csúcshőmérséklet (DTG_{max}), az alacsony és magas hőmérsékletű vízvesztés aránya (<400 °C/400 °C<, Giachetti et al 2015) alapján a következő genetikai típusokat különítettük el.

vulkáni üvegek elhúzódó tömegvesztéssel (DTG_{tart}: 140-700 °C, DTG_{max}: 330-380 °C, <400 °C/400 °C< : 0,98-1,17, Σ H₂O <3%

vulkáni üvegek szűkebb, kevésbé elhúzódó tömegvesztéssel (DTG_{tart}: 140-600 °C, DTG_{max} 300-350 °C, <400 °C/400 °C< : 1,2-1,5, Σ H₂O 2,5-4,6 %

vulkáni üvegek nagy arányú, kis hőmérsékletű tömegvesztéssel (DTG_{tart}: ≤ 200 °C, DTG_{max} 270-330 °C), teljes víztartalom 1,72-4%

Az adszorbeált víz leadása már 70 °C-on elkezdődött és 140°C-ig változó mértékű, általában 0,5% alatti tömegvesztést eredményezett. Az agyagásványok (fil/mm) dehidroxilációjához kötődő 0,01-0,7% vízvesztés 480-550 °C között jelentkezett.

3. Értelmezés és következtetések

A savanyú lávák hűlése során jellegzetes szöveti övezetesség alakul ki (Stevenson et al., 1994; Szepesi, 2009) a külső horzsás breccsás övektől, a koherens üvegen keresztül a devitrifikált, mikrokristályos belső riolit fácié-

sig, amelyet ismét változó mértékben üveges breccsás kontaktzóna követ. A mintasor a dómok/lávaárak szerkezeti vizet tartalmazó, üveges szöveti zónáit reprezentálja, amelyben a különböző földtani-vulkanológiai környezeti hatások (felszíni, szubmarin, szubvulkán) további tagolást tesznek lehetővé. Az *első csoportba* a szubmarin környezetben relatíve gyorsan lehűlt (Pálháza, Bodrogkeresztúr), nagy H₂O >400 °C rendelkező perlitiek tartoznak. Ez az összességében közepes teljes víztartalom mellett kiváló duzzaszthatóságot eredményez. A *második csoport* vulkanológiai szempontból nagyon heterogén. Egyrészt a felszíni lávaárak (Telkibánya: Kögát, Templomdomb, Bizsóka, Pálháza: Páska-tető, Tokaj-Lebuj, Abaujzántó: Sátor-hegy) horzsás-breccsás és koherens üveges zónáit reprezentálja. De hasonló mintázatot adtak a piroklasztit összetételből (hullot és ártufák) származó horzsakövek (Páska-tető) és perlités litoklasztok is (Nagybózsva, Abaujvár). A harmadik csoportot kicsi Σ H₂O, nagy H₂O <400 °C tartalom mellett a kontakt zónák perlitbreccsái, riolitos perlitjei (Abaujzántó: Sátor-hegy, Tokaj-Lebuj) és az ehhez kapcsolódó lassabb hűlési sebességű koherens üvegek alkotják. A Tokaji-hegységen kívüli előfordulások közül a lőrinci Mulató-hegy (Mátra) szubvulkáni vitrofiros kőzetüvege (Szepesi, 2009) a lassabb hűlési sebességgel összhangban a harmadik csoport mintázatát hozta. Az avasi perlitiek (RO) a második (Aranyosmeggyes) és a harmadik (Avasújváros) csoportot képviselik. A kárpátaljai (Beregszász) mintasor a nagy mennyiségű zeolitos víztartalom miatt (4%<) önálló csoportot alkot. Az agyagásványok megjelenése a rátelepülő lávatestek újra felhevítő hatásakor, főként a kontaktzónákban (Abaujzántó, Tokaj-Lebuj) volt megfigyelhető.

A hidratált kőzetüvegek (perlitiek, lapillitufák) kitöréssel egyidejű vagy utólagos hidratációjának értelmezése régi probléma. A 3 eltérő tömegvesztési típus a legújabb vulkanológiai kutatások eredményei alapján elsődleges hűlési és hidratációs folyamatokra utalhat (Denton et al., 2012; Giachetti et al., 2015). A perlités repedésrendszer kialakulása a szilikátüveg termodinamikai szolidusza és mintegy 400 °C hőmérsékleti határérték között történhetett (elsődleges hidratáció, Aulock et al., 2013). Időtartama a test méretétől és az anyagutánpótlástól függően változhatott (napok-hónapok). Ez után a víz szilikátszerkezetbe történő diffúziója jelentősen lecsökkent (másodlagos hidratáció). A két hidratációs folyamat hatásának pontos minősítése további vizsgálatokat igényel (pl. Raman spekt.).

Irodalomjegyzék

- Aulock, F.W., Nichols, A.R.L., Kennedy, B.M., Oze, C. (2013): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **114**, 72–80.
Denton, J.S., Tuffen, H., Gilbert, J.S. (2012): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **223–224**, 64–73.
Giachetti, T., Gonnermann, H.M., Gardner, J.E., Shea, T., Gouldstone, A. (2015): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **148**, 457–476.
I. Perlaky, E. (1974): *Kézirat*, MBFH Adattár T.7566, 1–17.
I. Perlaky, E., Szöör, Gy. (1973): *Acta Geologica Hungarica*, **17**, 85–106.
Stevenson, R.J., Hodder, A.P.W., Briggs, R.M. (1994): *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **37**, 211–221.
Szepesi, J. (2009): PhD értekezés. *Kézirat*, 212 p.

NAGY VASTAGSÁGÚ PIROKLASZTIT SOROZAT VULKANOLÓGIAI ÚJRAÉRTELMEZÉSE A TOKAJI- HEGYSÉG ÉSZAKI RÉSZÉN

Szepesi János, Lukács Réka, Soós Ildikó, Harangi Szabolcs

MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest
e-mail: szepeja@gmail.com

1. Bevezetés

A piroklasztitok Pliniuszi kitörési felhőből, sűrűségárból történő felhalmozódása változatos litofácieseket hoz létre (lapillitufák, litoklaszt breccsák Branney, Kokelaar, 2002). A szemcseméret horizontális és vertikális változásainak jellemzése és értelmezése részletes szedimentológiai vizsgálatokkal valószínűsíthető meg (Sarocchi et al., 2011; Sulpizio et al., 2007). Paleovulkáni térszinen a feltártság hiánya vagy tektonikai és eróziós folyamatok által okozott rétegtani problémák gyakran jelentenek nehézséget. A Tokaji-hegység É-i részén a Szerencsi Riolittufa Formáció ignimbrít, hullott lapillitufa sorozata nagy vastagságban fejlődött ki (akár 1000 m < Kishuta 1. fúrás; I. Perlaky, 1972). Az Abaujvár-Pányok-Telkibánya közötti területen, a Hernád-völgy pleisztocén völgyfejlődését a kapcsolódó mellékvízgyűjtők bevágódódása kísérte, amely hegységi és regionális szinten is egyedülálló feltártságot biztosít (150 m vastagság). A piroklasztit összetétel anyaga összesülés mentes, szintekben kovásodott. Felhalmozódása Pécskay et al (1987) K/Ar geokronológiai adatai alapján 12,3-11,7 ±0,5 millió év közé tehető.

2. Módszer és eredmények

A laza minták esetében a finomabb frakciókat száraz szitálással választottuk szét (2-0,063 mm). A cementáltabb részek esetében a mátrixból és litoklasztokból is vékonycsiszolat készült. A durvább frakciók esetében a feltárások perspektív torzítástól korrigált fotódokumentációján optikai granulometriai vizsgálatokat végeztünk (Sarocchi et al., 2011). A mintavételi pontok száma meghaladta a 40 darabot.

A terepi munka során 5 fő litofáciést definiáltunk:

1. *osztályozatlan lapillitufa (50 m <):* A piroklasztit összetétel alsó többnyire rétegtelen, osztályozatlan litofáciése. A horzsakő és a perlit lapillik mellett (30%) dominál a kristályszegény (<5%), horzsakő üvegtörmelékkel álló mátrix (40%). A gáz szegregációs csatornák és a szenesedett növényi maradványok gyakori kísérő elemek. 2. *rétegtelen jól osztályozott finom lapillitufa, hamutufa (1-5 m):* A cm-dm vastagságú jól osztályozott rétegek ismétlődésével jellemezhető litofácies az osztályozatlan lapillitufa egyenetlen eróziós felszínére települ. A horzsakövek és litoklasztok változó mértékben dúsultak. A finom rétegekben az 1mm-nél kisebb szemcseméretű frakció arány eléri a 40%. A finom vulkáni por (<63 µm) szinte teljesen hiányzik. 3. *rétegtelen agglomerátum (1-5 m):* Szintén az ignimbríte települ, megjelenésekor a rétegtelen lapillitufa nem fejlődik ki. A változó mértékben kivastagodó, lekerekített perlités litoklasztokban gazdag (~dm) szemcsevázú rétegek mátrixát (<30%) lapillitufa alkotja. 4. *kovásodott lapillitufa, hidrokvarcit (padokban):* A rétegtelen lapillitufa litofáciés, feltehetően közel vízszintes sávokban (dm-0,5 m) változó intenzitású kovásodást szenvedett, amelyek szilárdságuk miatt kipreparálódnak. Gyakran a padokat szürke hidrokvarcit alkotja. 5. *litoklasztokban gazdag lapilli-*

tufa, és litoklaszt breccsa (30 m): Gyengén osztályozott, horzsakő és litoklaszt tartalmú lapilli tufa (1-2 m, alul), valamint litoklasztokban gazdag, fordítottan rétegtelen, néha szemcsevázú, piroklaszt breccsa jellegű rétegek (0,5-1 m, felül) ismétlődése. A geokémiailag homogén (Szepesi et al., 2014) obszidián jellegű perlités litoklasztok (dm-m<) pórusterfogatja 5-40%. Ebben a litofáciesben egyedi módon sugarasan felrepedt lávabombák is megjelennek. A litoklasztok méretcsökkenésével (<dm) a rétegsorrend megfordul: az alul elhelyezkedő litoklaszt breccsa kihígulva megy át lapillitufa fáciésbe.

3. Értelmezés és következtetések

A középső - késő Miocén során a Hernád árok környezete topográfiailag alacsonyabb, de túlnyomórészt szárazulati térszint képezett. A piroklasztitok felhalmozódással egyidejű tektonikai igénybevételét normál vető menti elmozdulások jelzik, amelyek megfelelnek a regionális extenziós feszültségtér irányainak (ÉNY-DK, ÉK-DNy). A vezérszintként követhető kovásodott lapillitufa tengerszint feletti magassága a Hernád-völgy irányában 300 méterről 150 méterre csökken. Korábban a gradációt mutató litofácieseket a típusos epiklasztitokkal összevonva áthalmazott riolittufa néven definiálták (I. Perlaky, 1972). A litofáciesek szerkezeti elemei azonban explóziós anyagszolgáltatáshoz kapcsolódó elsődleges fragmentációs folyamatokra utalnak, amelyek vulkanológiai értelmezése (Branney, Kokelaar, 2002; Sarocchi et al., 2011; Sulpizio et al., 2007) rétegtani sorrendben a következő: 1. ignimbrít: változó vastagságú (akár >20 m) tömeges, terítési egységek. 2. disztális helyzetű, pliniusi, sub-pliniusi hullott tufa, a szemcseméret különbségek kiterjesztésű felhő pulzáló anyagszolgáltatási jellegére utalnak 3. szemcsevázú valószínűleg völgykitöltő piroklaszt-ár üledék (blokk és hamuár). 4. hidrotermális működéshez köthető, vulkáni szedimentációval egyidejű sztratiform kovásodás. 5. piroklaszt sűrűség árak terítési egységei, amelyben a szemcseméret különbségek, már a felhalmozódás közben elkülönült zónákat reprezentálnak. A hegység északi részén megjelenő piroklasztitokon elvégzett szedimentológiai vizsgálataink egy új és a korábbiánál részletesebb vulkanológiai fejlődéstörténeti képet adnak.

Irodalomjegyzék

- Branney, M.J., Kokelaar, P. (2002): Geological Society Memoir, **27**, 1-137.
I. Perlaky, E. (1972): Kézirat. MÁFI Adattár, 256 p.
Pécskay, Z., Balogh, K., Székyné, F.V., Gyarmati, P. (1987): Földtani Közlöny, **117**, 237-253.
Sarocchi, D., Sulpizio, R., Macias, J.I., Saucedo, R. (2011): Journal of Volcanology and Geothermal Research, **204**, 40-46.
Szepesi, J., Lukács, R., Soós, I. (2014): In: Pál-Molnár, E., Harangi, Sz. (Eds.): Kőzettani folyamatok a földköpenytől a felszínig, 85-88.
Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L. (2007): Sedimentology, **54**, 607-635.

OLVADÁSI OSZLOP MODELLEZÉssel TÖRTÉNŐ LITOSZFÉRAVASTAGSÁG-BECSLÉS INTRAKONTINENTÁLIS BAZALTVULKÁNI TERÜLETEKEN

Taracsák Zoltán^{1,2}, Harangi Szabolcs^{1,2}, Molnár Gábor³

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Úrtudományi Kutatócsoport, Budapest
e-mail: ursus92@hotmail.com

1. Bevezetés

A bazaltos kőzeteket létrehozó olvadékok jellemzően a felső asztenoszfériból, ritkábban a litoszféra köpenyből származnak, így lehetőséget nyújtanak arra, hogy különböző módszerek, mint például a kísérleti kőzettan, vagy a nyomelemek alapján kvantitatív petrogenetikai modellezés segítségével ismereteket szerezzünk e nagy mélységben található kőzetek ásványos és kémiai összetételéről.

A kvantitatív petrogenetikai modellezés során két merőben eltérő módon határozhatjuk meg a kívánt paramétereket. Az egyik módszer az úgynevezett direkt olvadási modellezés, melynek lényege, hogy az olvadás során felmerülő ismeretlen paramétereket (mint például a kőzetek kémiai és modális összetétele, ásvány/olvadék megoszlási együtthatók) irodalmi adatok segítségével megbecsüljük, majd különböző olvadási egyenletek alapján, különböző olvadási mértékekre kiszámolunk úgynevezett „modell” olvadék összetételeket. Ha e modellezett összetételek megfeleltethetők a vizsgált bazaltok geokémiai összetételével, akkor meghatározható mind a forráskőzet kémiai és ásványos összetétele, valamint az olvadás mértéke. A másik lehetőség az úgynevezett inverziós modellezés, mely során a mért teljes-kőzet geokémiai adatokból kiindulva próbáljuk meghatározni a forráskőzet kémiai összetételét, valamint az olvadás mértékét. Inverzió során a különböző ismeretlenek például paraméterbecslés segítségével határozhatóak meg, akár egyszerre több kőzetre is. Az inverziós modellezés továbbá lehetőséget nyújt arra, hogy a direkt modellezés során önkényesen kiválasztott paramétereket korlátok közé szorítsuk, így megbízhatóbb eredményekhez juthatunk. Ennek különös fontossága lehet refertilizált köpeny forráskőzetű bazaltok esetében, mivel kisebb mértékű olvadás, valamint a forráskőzet inkompatibilis nyomelemekben történő gazdagodása sokszor hasonló változásokat idéznek elő a keletkező olvadékok nyomelem összetételében.

2. Az olvadási oszlop modell

A felsőköpeny olvadása leggyakrabban nyomásnövekedés miatt megy végbe. Nyomásnövekedéskor egy főképp vertikális komponenssel jellemezhető áramlás során a földköpeny anyaga a szoliduszt átlépve részlegesen megolvad. A további feláramlás a kőzet egyre nagyobb mértékű olvadását okozza, így kialakítva egy jellemzően több kilométeres vastagságú olvadási oszlopot (pl. Langmuir et al., 1977). E modell realisabb képet alkot az olvadás folyamatáról a korábbi, statikus, pontszerű olvadást feltételező

olvadási modellekhez képest. Olvadási oszlopot feltételező modelleket már korábban alkalmazták főleg alapú számítások során (pl. Langmuir et al., 1992; Niu és helyett, O'Hara, 2008; Niu et al., 2011), de nyomelemek alapján alkalmazása nem ismert ezért egy új olvadási egyenlet kidolgozása volt szükséges.

A nyomelemekre kidolgozott olvadási egyenlet alapjául egy korábbi, pontszerű dinamikus olvadást feltételező olvadási egyenletet alkalmaztunk (Zou, 1998). Az olvadási oszlopot több, kémiaileg és kőzettanilag homogénnek tekintett „olvadási cellából” állítottuk össze. Az egyes cellákban végbement olvadékelkülönülés után a különböző olvadéksomagok feltehetően keverednek, majd összeállnak egy nagyobb olvadéktesté, és tovább haladnak a felszín felé. Az így kapott olvadék összetételét (Cl) így az alábbi egyenlet adja meg:

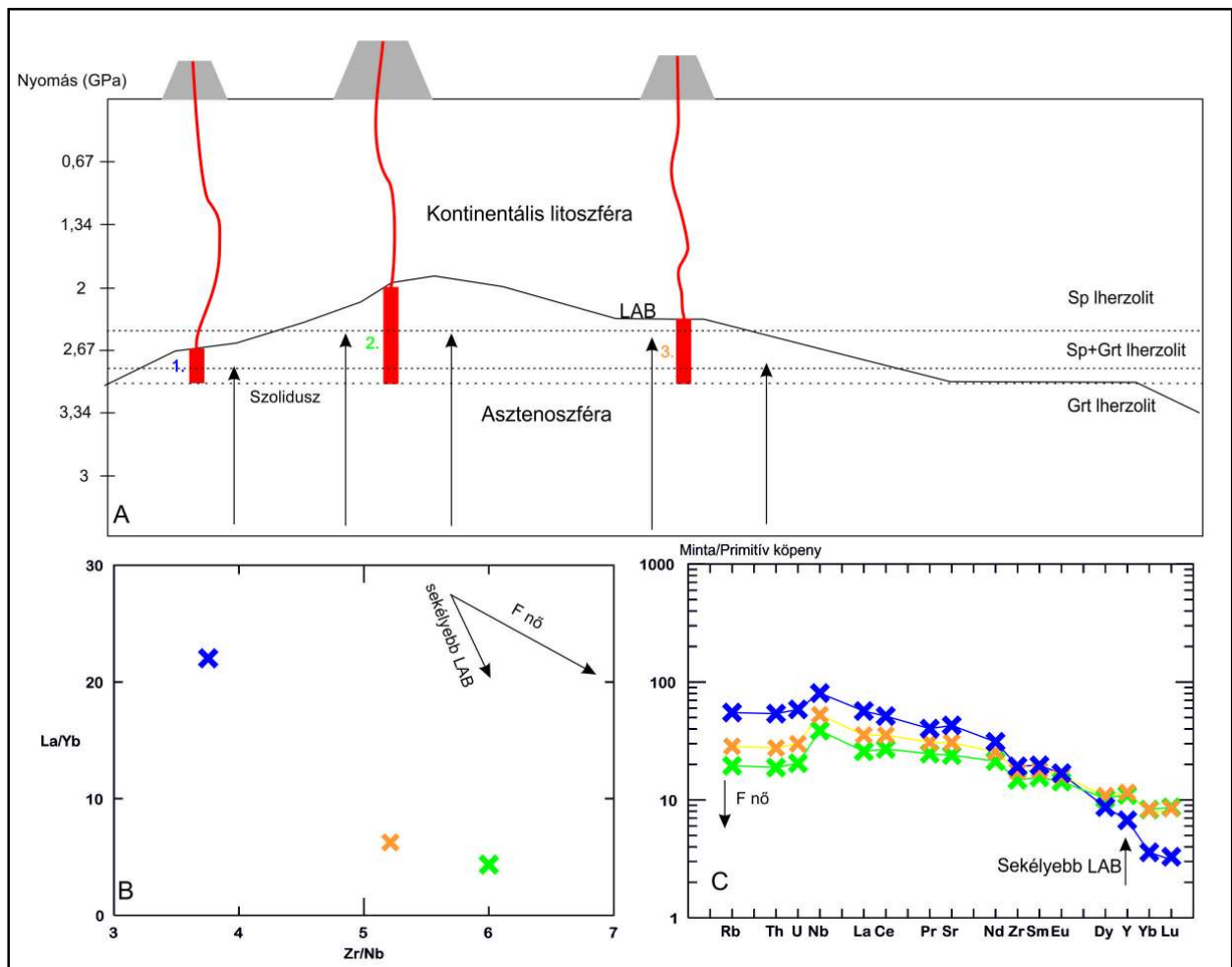
$$C_l = \frac{\sum_{i=1}^n C_{0i} \left(1 - \left(1 - \frac{X_i(P_{0i} + \Phi(1-P_{0i}))}{D_{0i} + \Phi(1-P_{0i})}\right)^{\frac{1}{\Phi(1-\Phi)P_{0i}}}\right)}{\sum_{i=1}^n X_i}$$

ahol, C_{0i} az i -edik cellában a forráskőzet összetétele, X_i a szegregálódott olvadék mennyisége a teljes megolvadó kőzetre viszonyítva, D_{0i} a teljes kőzetre vonatkozó teljes megoszlási együttható az i -edik cellában, P_{0i} a kiolvadó fázisokra vonatkoztatott teljes megoszlási együttható az i -edik cellában, Φ pedig a kritikus tömegporozitás.

A korábbi egyenletekkel szemben (pl. Gast, 1968; Shaw, 1970; Zou, 1998) előny, hogy az olvadási oszlopon belül lehetőség van kémiai és kőzettani heterogenitás beépítésére is.

3. Litoszféravastagság-becslés

A nyomelem alapú olvadási oszlop modellezés egy új lehetőséget nyújt az intrakontinentális vulkáni területek alatt található litoszféra vastagságának becslésére, melynek alapja a felsőköpenyben végbemenő gránát-spinell átalakulás, aminek hatására különböző nyomelemek (pl. nehéz ritkaöldfémek) kompatibilitása nagymértékben megváltozik. Az olvadási oszlop modell segítségével az egyes olvadási cellákba lehetséges csak spinellt vagy gránátot, valamint spinellt és gránátot keverten tartalmazó forráskőzetet helyezni.

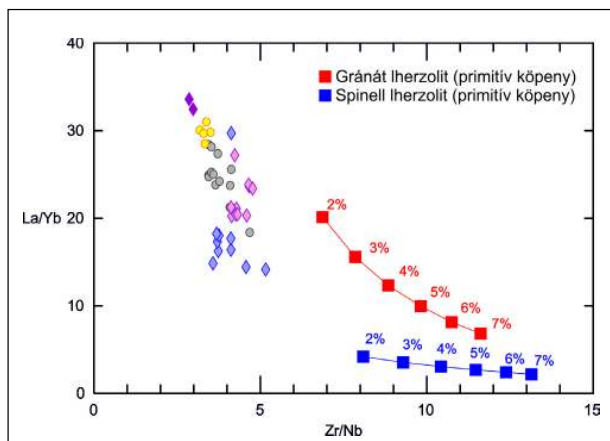


1. ábra – Különböző litoszférvastagsággal jellemezhető területek alatt kialakuló olvadási oszlopok (A), és a belőlük szegregálódó olvadékok összetétele La/Yb vs. Zr/Nb diagramon (B), valamint primitív köpenyre normált sokelemes diagramokon (C)

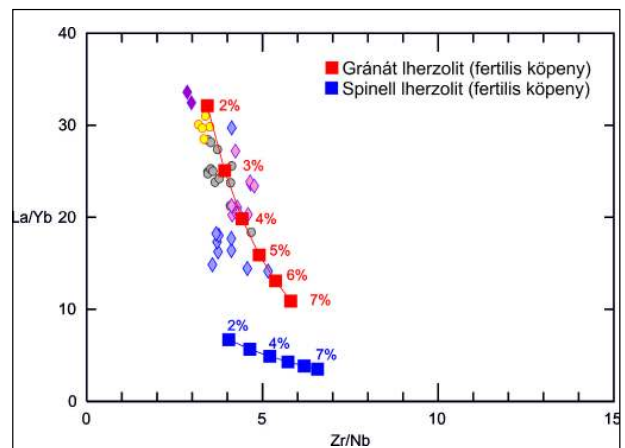
Feltételezve egy nyomásértéket, amin spinell-gránát átalakulás végbemegy az adott terület alatt, továbbá azt, hogy az olvadási oszlop teteje a litoszféra és az asztenoszféra határán található, lehetőség nyílik kvantitatívan megadni a spinell-gránát arányát a forrásban, így egyben a végső olvadási nyomás is meghatározható, mely megegyezik a litoszféra alján uralkodó nyomással (1. ábra).

4. A vizsgált kőzetminták lelőhelyei

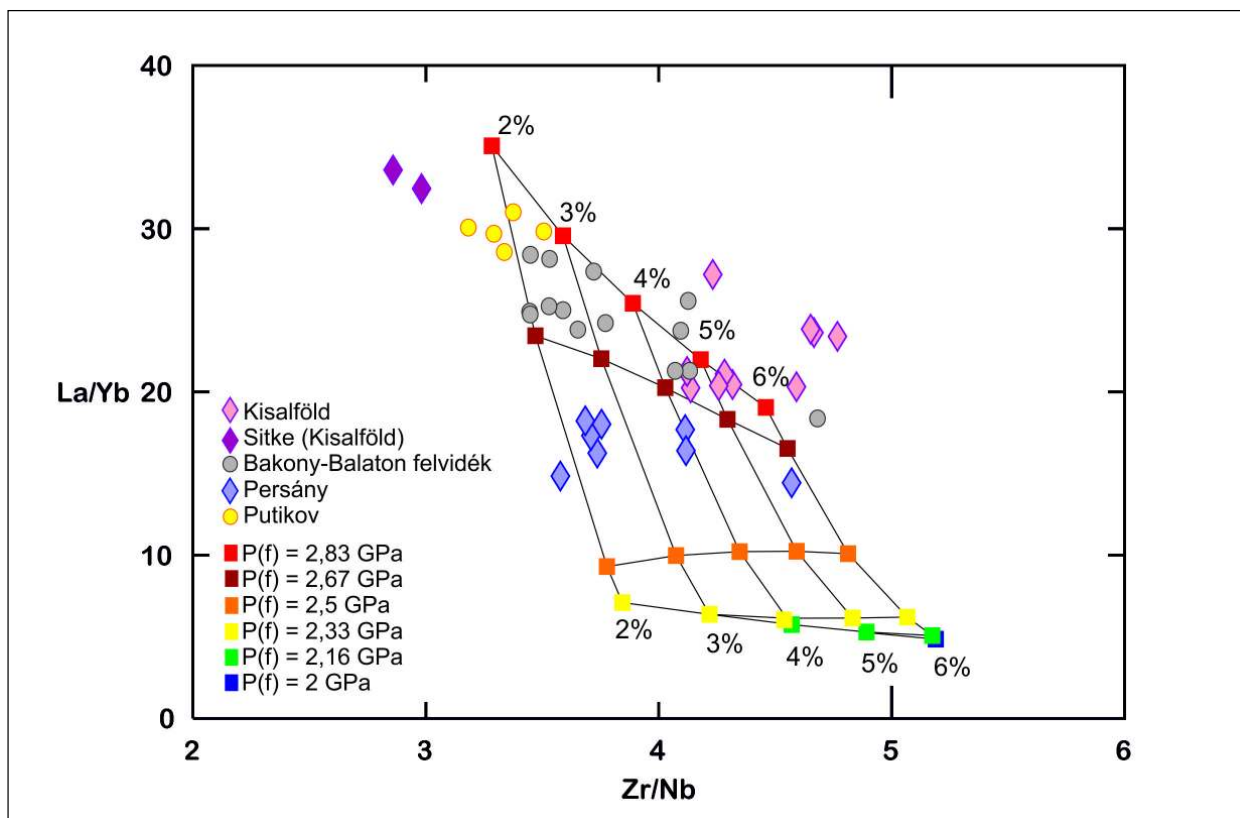
A modellezés során összesen 49 minta teljes kőzet-geokémiai összetételét használtuk fel. A minták négy, a Kárpát-Pannon térségben található neogén-kvarter alkáli bazaltos vulkáni területéről származtak: Bakony-Balaton-felvidéki, Kisalföldi, Selmeci, és Persányi. A



2. ábra – Ponszerű dinamikus olvadással számított, primitív köpeny forráskőzetek feltételező olvadási modell eredménye



3. ábra – Ponszerű dinamikus olvadással számított olvadási modell, mely forrásként refertilizált köpenyt tételez fel



4. ábra – A dinamikus olvadási oszlop modellezés során számított modell-összetételek, valamint a mért teljes kőzet-összetételek La/Yb vs. Zr/Nb diagramon. A feltüntetett olvadási mértékek maximális olvadási mértékek, melyek fele adja az átlagos olvadási mértéket

minták kiválasztása során elsődleges cél volt, hogy a lehető legkevésbé módosult összetételű kőzeteket vizsgáljuk, így kiküszöbölve a frakcionáció valamint a köpeny- és kéregeredetű kontamináció hatását. Emiatt csak nagy magnézium-számú ($Mg\# > 64$), valamint xenokristály mentes kőzetminták adatsorait használtuk fel. Egyes minták esetében (melyek a Bakony-Balaton-felvidéki, valamint a Kisalföldi Vulkanai Területről származtak) kismértékű olivin és kloropiroxén frakcionáció feltételezhető, de ennek a nyomelemarányokra gyakorolt hatását elhanyagolhatónak tekintettük.

5. Eredmények

A vizsgált 4 vulkáni terület esetében a modellezés során sikerült meghatározni a forráskőzet kémiai és modális-összetételét, az olvadási mélységeket, továbbá az alattuk található litoszféra vastagságát.

5.1. Forráskőzet

Az vizsgált vulkáni területek alkáli bazaltjainak forráskőzete a modellezés során refrertilizált köpenynek adódott, melyben egy primitív köpeny, valamint egy szubdukálódott óceáni kéreg eredetű, feltehetően eklogitosszerű komponens különíthető el. Ennek kimutatása már pontszerű olvadási modellekkel is lehetséges (2. és 3. ábra). A számítások során az egyszerűbb kezelhetőség miatt egy homogén, refrertilizált köpenyt tételeztünk fel, mely még az olvadás előtt egy eklogit ~20%-os olvadásával keletkezett, feltehetően szilíciumban és nyomelemekben gazdag olvadék (3% részarány) valamint a primitív köpeny anyagú mátrix (97%) közötti reakcióból jött létre. Ennek ellenére nem zárható ki, hogy a forráskőzet valójában heterogén jellegű és peridotitot valamint eklogitot keverve tartalmaz, mivel az akkumulálódott olvadék összetétele a két esetben szinte megegyező lenne.

A Sitke kitérés központ esetében továbbá feltételezhető nagyobb mennyiségű kéreg eredetű komponens a forráskőzetben, mivel a Kisalföld többi kitérés centrumához képest lényegesen nagyobb La/Yb és kisebb Zr/Nb arányt mutat (4. ábra). Erre a kisebb olvadási mérték nem adna magyarázatot, mivel a modellezés során ez irreálisan kis értéknek adódott ($F_{max} \sim 1,5\%$).

5.2. Olvadási mélységek és litoszféravastagság

Az olvadási oszlop modellezés során 0,1 GPa nyomáscsökkenés hatására 1%-os növekedést feltételeztünk olvadási mértékben, mely érték nem tér el az óceáni hátságoknál feltételezett értéknél (pl. McKenzie, Bickle, 1988; Langmuir et al., 1992). A spinell-gránát ásványátalakulást az adott vulkáni területek alatti asztenoszféra potenciális hőmérsékletéből adódóan (Harangi et al., 2014) ~2,5-2,8 GPa közé helyeztük (Klemme, O’Niell, 2000). Az átalakulási zónában (melynek egy 0,3 GPa-os nyomásintervallumot adtunk meg) lineárisan változtattuk a forráskőzetben az egyes ásványfázisok arányait.

Az egyes vulkáni területeken keletkezett bazaltok végső olvadási nyomása (p), maximális olvadási mértéke (F_{max}), valamint az így adódó litoszféra vastagságok a következők: Kisalföldi Vulkanai Terület: 2,7-2,8 GPa, ~5-6%, 85-90 km. Bakony-Balaton-felvidéki Vulkanai Terület: 2,7 GPa, 2-6%, 85 km. Selmeci Vulkanai Terület: ~2,75 GPa, ~2%, ~90 km. Persányi Vulkanai Terület: 2,6 GPa, 2-6% 80 km.

A nyomelemek alapján alapuló modell eredményei a korábbi, főleg nyomelemek alapján alapuló litoszféravastagság-becslés adataival (Harangi et al., 2014) jó korrelációt mutatnak.

A Bakony-Balaton-felvidéki, valamint a Persányi Vulkanai Területek esetében felmerül a kérdés, hogy mi okozza a maximális olvadási mérték változékonyságát (4. ábra). Ennek egy lehetséges oka, hogy az időben elnyúlt aktivitással jellemezhető (több millió év) vulkáni

területek alatt az asztenoszféra hőmérséklete változhat, így a szolidus elhelyezkedése a mélység függvényében változhat, mely eltérő olvadási mértéket okoz. Ez a lehetőség a Bakony-Balaton felvidék esetén merülhet fel, melyre ~6 millió évet átölelő aktivitás volt jellemző (pl. Wijbans et al., 2007), azonban a koradatok és az Fmax értékeket összevetése ezt nem támasztja alá. Egy másik lehetőség, hogy az egyes kitörési központok alatt található asztenoszféra hőmérséklete már akár ilyen kis területen is több tíz °C-os változékonyságot mutat, ami a Persány Vulkáni Terület esetében akár fel is merülhet (Harangi et al., 2013).

Irodalomjegyzék

Gast P.W. (1968): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **32**, 1057–1086.

Harangi, Sz., Jankovics, M.É., Sági, T., Kiss B., Lukács, R., Soós, I. (2014): *International*

Journal of Earth Sciences, DOI: 10.1007/s00531-014-1105-7.

Harangi, Sz., Sági, T., Seghedi, I., Ntaflos, T. (2013): *Lithos*, **180–181**, 43–57.

Klemme, S., O’Niell, H.S.C. (2000): *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **138**, 237–248.

Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N., Taylor, S.R. (1977): *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 133–156.

Langmuir, C.H., Klein E.M., Plank, T. (1992): *Geophysical Monograph*, **71**, 183–280.

McKenzie, D., Bickle, M.J. (1988): *Journal of Petrology*, **29/3**, 625–679.

Niu, Y., O’Hara, M.J. (2008): *Journal of Petrology*, **49/4**, 633–664.

Niu, Y., Wilson, M., Humphreys, E.R., O’Hara, M.J. (2011): *Journal of Petrology*, **52/7–8**, 1443–1468.

Shaw D.M. (1970): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**, 237–243.

Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., Balogh, K. (2007): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **164**, 193–204.

Zou, H. (1998): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 1937–1945.

A HAZAI MIOCÉN MÉSZALKÁLI VULKANITOKBAN ELŐFORDULÓ MAGMÁS ÉS METAMORF GRÁNÁTOK ZÓNÁSSÁGÁNAK VIZSGÁLATA

Vígh Csaba^{1,2}, Harangi Szabolcs^{2,3}, Gerhard Wörner⁴

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁴ Georg August Universität Göttingen Geowissenschaftliches Zentrum (GZG), Göttingen, Németország

e-mail: vigh.csaba@mfgi.hu

Az almandin gránát világszerte ritkán fordul elő vulkáni kőzetekben, aminek az oka az ásvány speciális kialakulási környezetében van. A rendelkezésre álló kísérleti kőzettani adatok (Green, 1992) alapján a Ca-gazdag almandin gránátok képződése 800-950 °C és 7-12 kbar közé tehető. A kristályosodás víz-gazdag magmából történhet. A gránát 7 kbar nyomásnál kisebb környezetben (kb. 20 km felett) nem stabilis, ásvány-olvadék reakciók következtében eltűnik. Megjelenése tehát azt jelzi, hogy a magma viszonylag gyorsan, sekély kéreg környezetben való megállás nélkül jut a felszínre.

A magmás környezetben képződő gránátok vizsgálata alapvető fontosságú a kéregben zajló magmás-metamorf folyamatok megértése szempontjából és fontos információt ad a magmaképződés és magma felnyomulás körülményeiről. Mivel a gránát összetételének változása fontos petrogenetikai indikátor, ezért kémiai zónásságának feltérképezése segíthet feltárni a kristályosodási körülményeket.

A Kárpát-Pannon térségben a középső-miocén folyamán lejátszódott geodinamikai folyamatok és ezekhez térben és időben kötődő magmás aktivitás mészkalkáli vulkanitok sorozatát hozta létre a Kárpátok vonulatát követő vulkáni ív mentén. A gránát-tartalmú riodácitok, dácitok és andezitek elterjedése elsősorban a vulkáni ív nyugati szegmenséhez (Visegrádi-hegység, Börzsöny, Közép-Szlovákiai Vulkáni Terület és Karancs) köthető, a vulkáni működés kezdeti szakaszához kapcsolódóan (16-16,5 millió év). Petrográfiai és geokémiai jelek alapján három gránát-típusra különíthető el (Harangi et al., 2001): (1) magas CaO (> 4t %) és alacsony MnO-tartalmú (<3 t%) magmás eredetű fenokristály gránátok, (2) xenokristályos magra rákristályosodott magmás peremmel rendelkező összetett gránátok, valamint (3) metamorf xenolitokból származó gránátok.

Vizsgálataink során a Visegrádi-hegység (Holdvilág-árok, Pankostető), a Börzsöny (Bajdázói-kőfejtő, Csák-hegy, Márianosztra, Nagyborzsöny, Csehvár), a Karancs (Farkasnyak), és a Tokaji-hegység (Regéc) területéről származó minták legjellemzőbb gránát-típusaiból készítettünk kémiai zónássági elemtérképeket (Ca, Fe, Mg, Mn, Ti elemekre), valamint vonalprofil elemzéseket a Göttingeni Egyetem mikroszkóp laboratóriumában.

A magmás eredetű fenokristály gránátokról elmondható, hogy összetételük szűk tartományon belül ingadozik (Alm 75-76%, Prp

9-10%, Sps 4%, Grs 11-12% riodácitban, Alm 63-66%, Prp 13-18% Sps 3-6%, Grs 13-18% dácitban). A Bajdázói-kőfejtő biotit-amfibol dácitjának gránátja esetében kimutatható egy hőmérsékletemelkedéshez kapcsolható, piroban gazdagabb zóna (Alm₅₄Prp₂₈Sps₂Grs₁₅), rezorpciós zónahatárral.

A vizsgált metamorf eredetű kéregxenolitok gránátjain megfigyelt szöveti és ásványkémiai jellegzetességek azonosíthatók az összetett gránátok xenokristály magján. Az elemtérképek segítségével nyomon követhető a metamorf xenokristályok beolvadásának folyamata. Az anatezisen átesett gránát hercinites spinellit tartalmazó, almandin-gazdag (Alm 72-79%, Prp 14-18%, Sps 1-2%, Grs 3-8%) magja körül egy határzóna figyelhető meg. Itt az almandin komponens részaránya csökken, ezzel együtt növekszik a pirop mennyisége (Alm₇₆Prp₁₆Sps₁Grs₆ → Alm₆₃Prp₂₈Sps₂Grs₇), a zónához szillimanit és biotit zárványok társulnak. A peremi plagioklász zárványsoros zóna magmás fenokristály gránátokra jellemző összetétele (Alm 58-63%, Prp 20-25%, Sps 2-3%, Grs 14-17%) már a Ca-gazdag almandin kristályosodásának kedvező magmás körülmények stabilizációját jelzi.

Az elemtérképekkel kiegészített vizsgálataink további részletekkel járul hozzá a gránát-tartalmú magmák képződése során az alsó-kéregben lejátszódó magmás-metamorf folyamatok megértéséhez.

Az összetett gránátok esetében a magmás perem azt jelzi, hogy a kristálymagot alkotó gránát xenokristályok a földkéreg mélyebb részéből, 20 kilométernél nagyobb mélységből származhatnak. Mindez összhangban van azzal a modellel (Harangi et al., 2001), miszerint a vastag földkéreg alá rétegződő földköpeny eredetű bazaltos magmák olvadást intéztek elő a földkéreg alsó részén, majd a különböző eredetű magmák keveredtek az alsókéregben kialakult magmatározóban. E mélységből megállás nélkül nyomultak fel a magmák, amit a terület extenziós környezete segített elő.

Irodalomjegyzék

Green, T.H. (1992): Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, **83**, 429-438.

Harangi, Sz., Downes, H., Kosa, L., Szabo, Cs., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Matthey, D. (2001): Journal of Petrology, **10/42**, 1813-1843.

VAS-ALKÁLI HALOGÉN METASZOMATÓZIS NYOMAI AZ NWA-2086 CV3-AS KONDRIT CA-AL-GAZDAG ZÁRVÁNYAIBAN

Walter Heléna

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék Vulcano Kutatócsoport, Szeged
e-mail: walterhelena88@gmail.com

1. Bevezetés

A kondritos meteoritok között különös jelentőségűek a szenes kondritok. Jellegzetességüket nem csak a széntartalmuk adja, hanem az is hogy a legkevésbé differenciált, legprimitívebb kondenzátumok a Naprendszerben. Közülük is kiemelkednek a CV típusú kondritok, mert ezekben fordulnak elő a legnagyobb mennyiségben és legnagyobb genetikai változatosságban a Ca-Al-gazdag zárványok.

A Ca-Al-gazdag zárványok Ca-Al-Ti és Mg-Al-oxidokból, alárendelten Ca-Al és Mg-szilikátokból állnak, és ők képviselik a Naprendszer legmagasabb hőmérsékleten kondenzálódott, legkorábban kialakult anyagcsomóit. Mivel magas hőmérsékleten keletkezett ásványokból állnak, ezért nagyon érzékenyek az alacsony hőmérsékleten végbemenő, hidrotermás metasztatikus átalakulásokra. Ezen tulajdonságuk teszi őket alkalmassá a vizes átalakulási folyamatok jelzésére, a víz egykori jelenlétének és szerepének kutatására a korai Naprendszerben.

Az NWA (Northwest Africa) 2086-os számú meteoritot Marokkóban találták meg, 2003-ban. Összesen 780 g-nyi az a mennyiség, amiről egyértelműen megállapítható, hogy valaha egy tömeget alkotott. Jellegzetességük, hogy ebben a meteoritban találták az egyik legnagyobb kiterjedésű Ca-Al-gazdag zárványokat, melyek vizsgálata fontos információkkal szolgálhat a meteorit szülőégitésében végbement hidrotermás átalakulásokra. A meteorit eddig kevés vizsgálat tárgyát képezte. Ezek a vizsgálatok elsősorban a vizes átalakulásokkal foglalkoztak, valamint a benne található kondrumok kategorizálásával, illetve a Ca-Al-gazdag zárványok típusainak meghatározásával.

Kutatásunkban célul tűztük ki az egyes kondrumtípusok, illetve Ca-Al-gazdag zárványok besorolását és osztályozását, valamint a legnagyobb méretű Ca-Al-gazdag zárvány fázisanalitikai, ásványkémiai vizsgálatát, a vizsgálatok eredményeképpen felvázoljuk a szülőégitést ért metasztatikus átalakulások ásványtani, geokémiai jellegzetességeit.

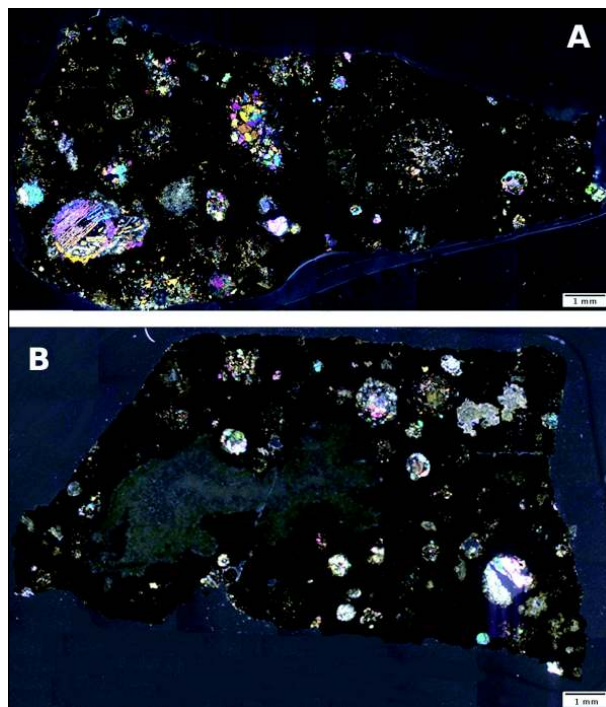
2. Minták és módszerek

A vizsgálatokhoz rendelkezésre álló 3,31 g-os mintából 2 db csiszolat készült (1.A, B ábra). A petrográfiai leíráshoz Olympus BX41 polarizációs mikroszkópot használtam.

A kondrumok és a fehér zárványok ásványfázisainak azonosítása THERMO Scientific DXR konfokális Raman mikroszkóppal történt. Az egyes spektrum felvételek 532,2 nm hullámhosszúságú, 10 mW lézer teljesítménnyel 100X nagyítású objektív használatával történtek. A mérések során nagy felbontású optikai rácsot és 25 µm pinhole konfokális apertúrát használtunk, mellyel a fókuszpont átmérő ~1 µm, a térbeli felbontás néhány µm³, a spektrális felbontás pedig ~2 cm⁻¹ voltak. A spektrum felvételi idők minden esetben 1 percig tartottak a műszer auto-exposure üzemmódjában.

A fehér zárványról készült visszaszórt elektronképek, valamint az egyes fázisok energia diszperzív (energia diszperzív spektrometria - EDS) analízisei a Szegedi Tudományegyetem Környezettudományi Intézetének elektronmikroszkóp laboratóriumában készültek Hitachi S4700 téremissziós pásztázó elektronmikroszkóp segítségével. A műszer mérési paraméterei a vizsgálatok során a következők voltak: gyorsító feszültség: 25 keV, áramerősség: 10 µA.

Az ásványkémiai vizsgálatok az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Kutatóintézetének elektron-mikroszkopos laboratóriumában készültek egy JEOL JCSA-733 típusú készülékkel. A kvantitatív analíziseket INCA Energy 200 típusú energaidiszperzív spektrométerrel végeztük. A következő elemeket mértük: Na, K, Mg, Ca, Al, Si, Cl, S, Ti, Fe, Mn, Cr és Ni. Az ásványok kémiai összetételének meghatározásához spinell, albit, diopszid, grosszulár, almandin, forszterit, perovszkit, ortoklász és kromit természetes standardokat használtunk, valamint a Cl-t az elektron-mikroszkopos saját belső KCl standardjával sztenderdizáltuk. A mérési beállítások: gyorsítófeszültség: 20 keV, áramerősség 6 nA.



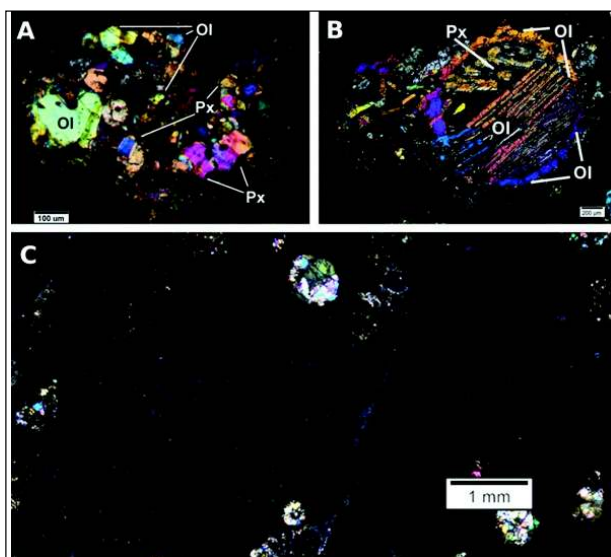
1. ábra – Az NWA 2086 kondritból készült vékonycsiszolatok

3. Eredmények

3.1. Petrográfia

A csiszolatokban 99 db kondrumot különítettem el, melyeket 6 kondrumtípusba soroltam. A leggyakoribb típus a granuláris olivin-piroxén kondrum (GOP – 2.A ábra). Jellemzőjük, hogy nagyon aprószemcsés, lekerekített olivin és piroxén ásványokból állnak, melyek mérete ritkán haladja meg az 50 μm -t. Ezt követi a porfiros olivin-piroxén kondrum (POP), melyek elsősorban olivin fenokristályokból és léces klinopiroxénekből állnak, a köztük levő teret üveges alapanyag tölti ki. Kisebb mennyiségben fordul elő a porfiros olivin kondrum (PO), melyeket szinte kizárólag forsterites olivin fenokristályok építenek fel, köztük üveges fázissal. Emellett hasonló gyakorisággal jelenik meg a porfiros piroxén kondrum (PP), ezt a típust szinte csak piroxének alkotják, üveges fázis alig fordul elő benne. 2-2 kondrum tartozik csupán a lemezes olivin (BO – 2.B ábra) és a plagioklász-gazdag kondrumok (PRC) közé. A BO kondrum olivin lemezekből áll, melyek közt üveges fázis van jelen. A PRC típus két részre bontható, egy külső kéregre és egy belső magra. A külső kéregt ekvigranuláris szövetű, olivin, piroxén és plagioklász földpát ásványegyüttes építi fel. A magot döntően plagioklászok, kisebb mennyiségben piroxének építik fel. A plagioklászok jól fejlett, táblás megjelenésű kristályokból álló halmazokat alkotnak, a piroxének sugaras, léces halmazok, illetve izometrikus, kerekded kristályok formájában jelennek meg.

A Ca-Al-gazdag zárványok alkotói olyan kisméretűek (néhány μm), hogy az optikai mikroszkóppal elérhető legnagyobb felbontással sem vizsgálhatók kielégítően. Ezért kategorizálásukat elsősorban morfológiai jegyeik és csak kisebb mértékben szöveti jellegzetességek alapján végeztem el. A mintában három típus figyeltem meg. A kompakt A-típus lekerekített, határozott peremekkel figyelhető meg, néhány nagyobb méretű melilit kristály is megjelenik bennük. A durvább szemcseméretű, szabálytalan alakú zárványok a kompakt B-típusúak, általában zezugos pereműek. Az amöbyszerű morfológiát mutató finomszemcsés zárványok a spinell-gazdag típus jellegzetességét mutatják. A spinell-gazdagok között megfigyelhető egy különösen nagyméretű zárvány (2.C ábra), melyet a kutatás során részletesen vizsgáltunk.



2. ábra – Granuláris olivin – piroxén kondrum (A), lemezes olivin kondrum (B) és a spinell-gazdag, finomszemcsés Ca-Al-gazdag zárvány (C) (Walter et al., 2014)

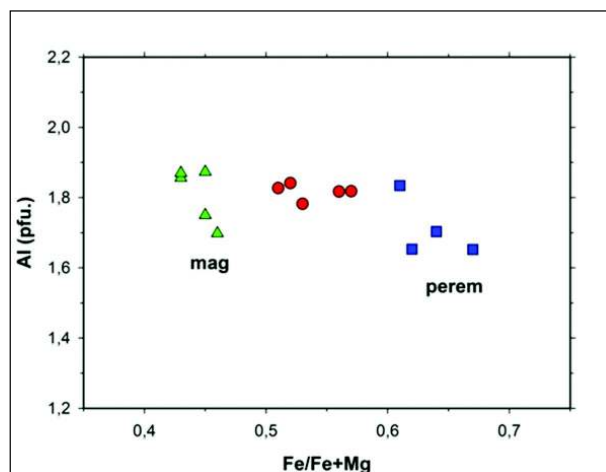
3.2. Fázisanalítika

A nagyméretű fehér zárvány Raman mikroszkóppal történő térképezése során az alábbi ásványfázisokat különítettem el: a diopszid + hedenbergit együttes a zárványban általánosan elterjedt, mindenhol megtalálható. Ennél jóval kisebb mértékben, de szintén általánosan fordul elő a spinell. A perovszkit inkább a peremi részekben találhatóak, pontszerűen jelennek meg. A zárvány-mátrix határon figyelhető meg egy Ca-Al-Ti-oxid fázis, ritkán, pontszerűen.

A zárványban eltérő ásványegyüttese alapján elkülöníthető egy perem közeli zóna, valamint egy központi mag. A perem közeli zónában anortit, dmisteinbergit (anortit hidrotermás változata), és grosszulár + andradit együttes jelenik meg. Ezek az ásványok a belső területeken nem figyelhetők meg. A zárvány magjában döntően nefelin, valamint kisebb mennyiségben szodalit figyelhető meg, amely a mag peremén jelenik meg (Walter et al., 2014).

3.3. Pásztazó elektron mikroszkópia és ásványkémia

A zárvány peremi részein egy jellegzetes ásványegyüttes figyelhető meg. A Ca-Al-Ti-oxid fázis a spinellel szigetyszerűen megjelenő, rezorbeált peremű magokat alkot (4.A ábra). A Ca-Al-Ti-oxid fázis kémiai összetétele alapján hibonit, a spinell jelentős mennyiségű vasat tartalmaz (a peremközeli sávban a spinellek vastartalma magas, 0,65–0,87 apfu [atoms per formula unit] körül alakul. A magban vasban szegényebb spinellek fordulnak elő, 0,5–0,53 apfu. értékkel (3. ábra). Ezeket az ásványegyütteseket finomszemcsés és porózus grosszulár + andradit és dmisteinbergit + anortit kéreg vesz körül (4.B ábra). A dmisteinbergit jól felismerhető tús, léces megjelenéséről. Ezt az együttest egy vékony, diopszidból álló perem határolja. Ezt a nyitott pórusterek felé tovább haladva fennőt hedenbergit kristályok váltják fel (4.B ábra). A zárvány magja felé haladva a grosszulár közel saját alakú kristályokként is megjelenik. A gránát összetételére a grosszulár dominancia jellemző (73,5–98,6 %), az andradit mennyisége a szilárd oldatban nagyon kis mértékű. A diopszid más szöveti helyzetben is előfordul, itt a hedenbergittel együtt tömeges megjelenést mutat. Mindkét típusú diopszid jelentős Al-tartalmat mutat (0,22–0,56 apfu). A nagyobb pórustereket a zárvány belsejében tömeges megjelenésű nefelin tölti ki (4.C ábra). A nefelinek kis mennyiségben tartalmaznak K-t és Ca-t (K: 0,04–0,05 apfu, Ca: 0,06–0,1 apfu). A szodalit a nefelin megjelenéséhez kapcsolódik, itt szálas, rostos megjelenésű (4.D ábra), de sok helyen a nefelin utáni pszeudomorfózáként van jelen.



3. ábra – A vastartalom mennyiségének alakulása a spinellekben, a zárvány magja és pereme között

4. Diskusszió

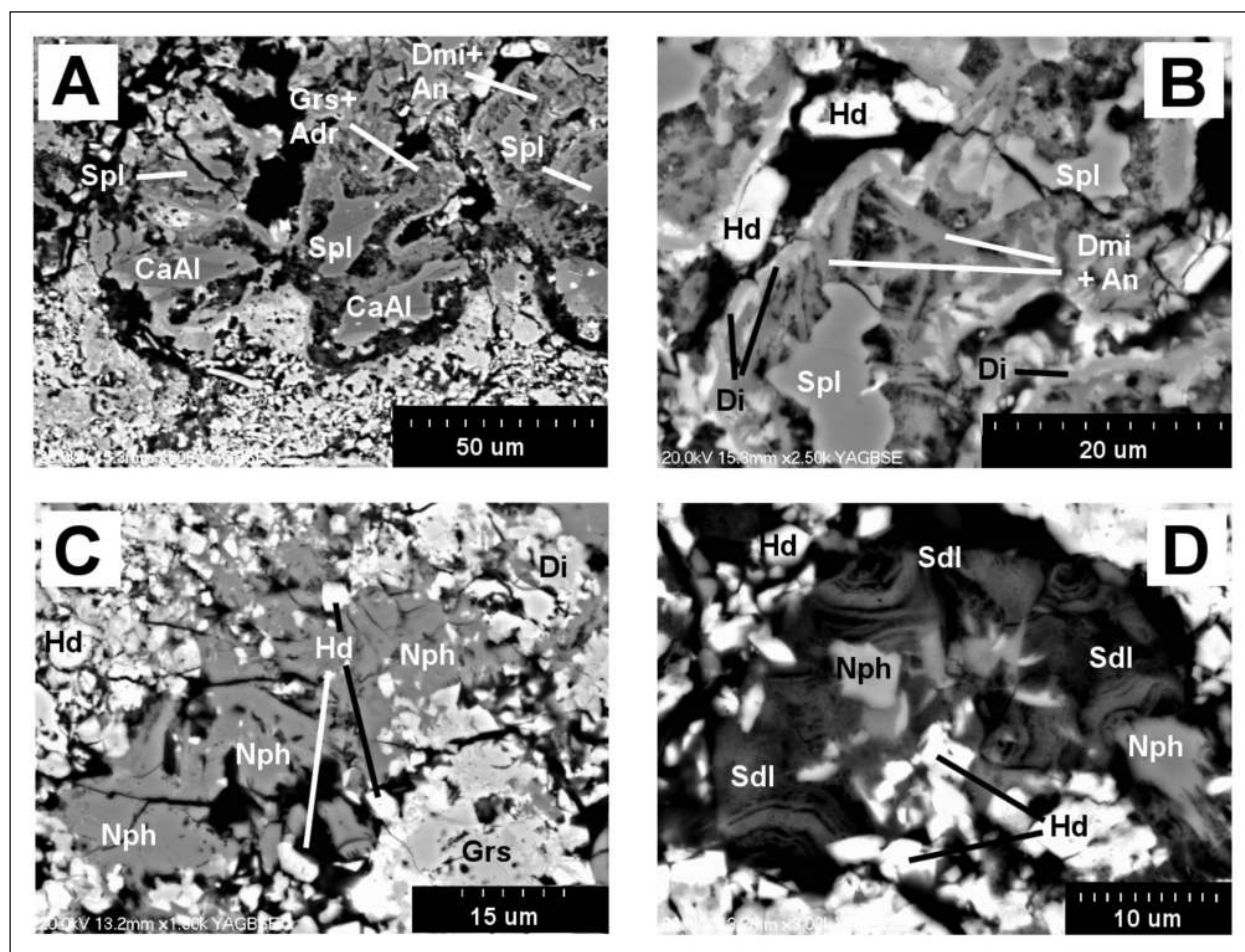
Az NWA 2086 CV3-as kondritban megfigyelt kondrumtípusok mind méretükben mind ásványtani és szöveti jellegzetességeiket tekintve nagy hasonlóságot mutatnak a többi redukált CV3 (Efremovka, Leoville, Mokoia és Vigarano) csoportba tartozó kondritéval (Krot et al., 2002; May et al., 1999). A mintában megjelenő kondrumtípusok közül a plagioklászban gazdag (PRC) képviseli a legegységibb típust, amelyhez hasonló sok redukált CV3-as mintában meg lehet figyelni, mint például a Vigarano és Efremovka meteoritokban (Krot et al., 2002).

A CAI-k közül beazonosított három típus (kompakt A; finomszemcsés, spinell-gazdag típus; valamint a durvaszemcsés B-típus) a CV3 kondritokban általánosan előfordul, változatos eloszlásban és összetételben (MacPherson, 2003). A részletes vizsgálatok tárgyát képező nagyméretű spinell-gazdag típusba sorolható zárvány több jellemzőjében is eltér az ugyanezen mintában a Fintor és munkatársai (2013) által részletesen vizsgált kompakt A-típustól (Fintor et al., 2014). Míg a kompakt A-típusú zárványban a melilit+spinell együttes, mint elsődleges fázisok dominálnak, addig az általunk tanulmányozott CAI-ban kisebb mértékben található primer ásványfázisok.

A legnagyobb mennyiségben spinell±hibonit ritkábban diopszid képviseli az elsődleges paragenézist, ami mellett a melilit elszórt pici foltokban jelenik csak meg. További fontos különbség, hogy a spinell-gazdag CAI peremét spinell+Ca-Al-Ti-oxid együt-

tes alkotja, szemben a kompakt A-típusával, ahol Fe-dús spinell a jellemző a zárvány peremén. A peremeken megjelenő spinell+Ca-Al-Ti-oxid együttes jellegzetes szövete olvadékból történt kikristályosodásra utal. Ehhez hasonló szövetet az Efremovka és Leoville CV3-as kondritokban fellelhető spinell-gazdag finomszemcsés zárványok esetében lehet felismerni, ahol léces, táblás saját alakú hibonit ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) kristályok találhatóak melilitben szigetekként megjelenő spinell alapanyagban (5. ábra) (Krot et al., 2004). Annak ellenére, hogy a Raman spektrum alapján a Ca-Al-Ti-oxid fázis nem volt beazonosítható, kémiai összetétele és a benne előforduló elemek aránya ($\text{Ca}:\text{Al} = 1:10$, $\text{Al} > \text{Ca} > \text{Ti} > \text{Mg} > \text{Fe}$) hibonitra utal. Másodlagos ásványfázisok tekintetében az általunk vizsgált spinell-gazdag zárvány nagy hasonlóságot mutat a Fintor és munkatársai (2014) által vizsgált kompakt A-típusú zárvány másodlagos ásványegyüttesével (Fintor et al., 2014). Mindkét típusban a di+hd+an+dmi+grs+sdl+nph±adr a jellemző átalakulási ásványegyüttes, ugyanakkor a spinell-gazdagban a zárvány anyagának döntő többségét ezek a fázisok teszik ki az elsődlegesekkel szemben. A zárványban általánosan előforduló nagymennyiségű diopszid-hedenbergit együttes és a nefelin-szodalit fészkek jelenléte magyarázatul szolgálhatnak a melilit hiányára (MacPherson et al., 1988). Ugyanis az eredetileg melilit-gazdag fehér zárvány esetében jellemzőek az olyan utólagos átalakulások, amelyek a melilit túlnyomó részét Ca-klinopiroxénné és szodalittá, valamint nefelinné alakítják (Lin, Kimura, 2003).

A diopszid tehát átalakulási termékként is megjelenhet a fehér-



4. ábra – A pásztázó elektronmikroszkóppal készült felvételek

Adr-andradit, An-anortit, Di-diopszid, Dmi-dmisteinbergit, Grs-grossulár, Hd-hedenbergit, Nph-nefelin, Sdl-szodalit, Spl-spinel, valamint CaAl-ként jelöltem a Ca-Al-oxid fázist (Walter et al., 2014).

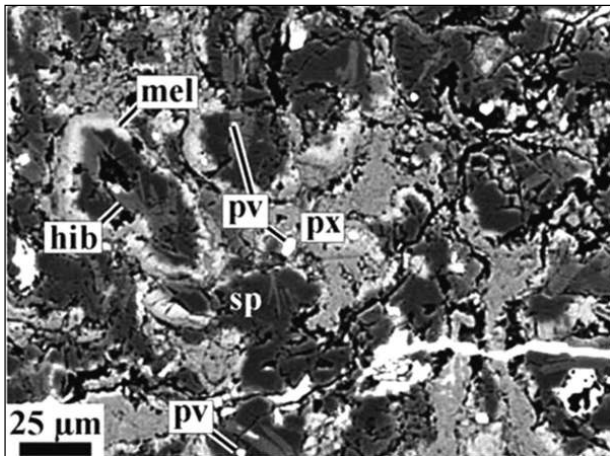
zárványokban. Az átalakulás gyakran olyan méreteket ölthet, hogy a melilit elszórt, piciny foltokban marad csak meg (Lin, Kimura, 2003).

Nomura és Miyamoto (1998) laboratóriumi körülmények között vizsgálták az átalakulási folyamatokat. A kísérletekben a gehlenit ($\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSiO}_7]$) gazdag melilit átalakulását követték nyomon. A gehlenit fluidum hatására bekövetkező bomlása során Ca, Al és Si ionokat juttat a rendszerbe. Oxidatív körülmények között a szenes kondritokban jelen levő szénből vizes oldatok hatására CO_3^{2-} ion képződik, amelyből Ca^{2+} ionokkal kalcit fog kikristályosodni. Redukált körülmények között ugyanakkor Ca, Al és Si jelenlétében hidrogrosszular ($\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_4$) képződése a jellemző (Nomura et al., 1998). Amennyiben a fluidum jelentősebb mennyiségű Na- és halogéneket (döntően Cl) tartalmazott, Al és Si jelenlétében redukált viszonyok között nefelin-hidrát ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$), analcim és/vagy hidroszodalit ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{24}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) képződik (Nomura et al., 1998). Ezek az ásványok mérsékelt termális metamorfózis során (400–600 °C) dehidratálódnak, és vízmentes ásványokká alakulnak, mint pl. nefelinné és szodalittá. A kalcit teljes hiánya, a kevés szodalit és nagy mennyiségű nefelin és grosszular jelenléte a zárvány redukált körülmények közötti átalakulására utal. A megfigyelt másodlagos ásványegyüttesek arra utalnak, hogy az általunk vizsgált zárvány a vázolt forgatókönyvhöz hasonló folyamatot szenvedett el. A lejátszódott folyamatokból azt is megfigyelhetjük, hogy esetünkben nem minden reakció játszódott le, tobermoritot, illetve wollastonitot

sem mutattunk ki a zárványban. Tehát a vizes átalakulások csak a grosszular fázisig jutottak. A tobermorit/wollastonit hiánya arra enged következtetni, hogy ezen ásványok fluidum hatására történő átalakulására már nem jutott elég idő, mivel a kis égitest olyan környezetbe került, hogy a mérsékelt termális metamorfózis megakadályozta a további kristályosodást, valamint elindította a már meglévő víztartalmú ásványok dehidratációját (Nomura et al., 1998). A grosszular kristályok andraditos szegélye valamint a pórusokban fennőtt kristályokként megjelenő hedenbergit a vas fluidum általi migrációját feltételezi zárvány körüli mátrix anyagból (Brearley et al., 1998; MacPherson et al., 1988). Elsődleges fázisként csak a spinell, a kisméretű és -mennyiségű perovszkit, valamint a spinell – hibonit együttes maradt meg, mely fázisok igen ellenállóak a hidrotermás átalakulásokkal szemben (Nomura et al., 1998). Mindezek alapján fennáll a lehetősége, hogy a meteorit még a szülőégitestjén belül ún. vas-alkáli-halogén metasomatózist szenvedett el, aminek a nyomait már több szenes kondrit esetében is kimutatták (Brearley et al., 1998; MacPherson et al., 1988). Annak tisztázására, hogy az ilyen átalakulásokhoz szükséges ionokat (Na, Fe, Si, Mg) milyen folyamatok szolgáltatták, részletesebb kémiai és stabilizotópos vizsgálatok elvégzése szükséges.

Irodalomjegyzék

- Brearley, A.J., Jones, R.H. (1998): Chondritic meteorites. In: Papike, J.J. (Ed.): Mineralogical Society of America, Washington DC, **36/3**, 3-1–3-398.
- Fintor, K., Park, C., Krot, A.N., Nagy, Sz., Pál-Molnár, E. (2013): Meteoritics & Planetary Science, **48/51**, A122.
- Fintor K., Park C., Nagy S., Pál-Molnár, E., Krot A.N. (2014): Meteoritics & Planetary Science, **49/5**, 812–823.
- Krot, A., Hutcheon, D., I. Keil, K. (2002): Meteoritics & Planetary Science, **37**, 155–182.
- Krot, A.N., MacPherson, G.J., Ulyanov, A.A. és Petaev, M.I. (2004): Meteoritics & Planetary Science, **39**, 1517–1553
- Lin, Y., Kimura, M. (2003): Geochimica et Cosmochimica Acta, **67/ 12**, 2251–2267.
- MacPherson, G.J., Wark, D.A., Armstrong, J.T. (1988): In: Kerridge, J.F., Matthews, M.S. (Eds.): Meteorites and the Early Solar System. University of Arizona Press, Tucson, 746–807.
- MacPherson, G.J. (2003): In: Davis, A.M. (Ed.): Meteorites, comets, and planets meteorites, comets, and planets, vol 1. Elsevier-Pergamon, Oxford, 201–241.
- May, C., Russell, S.S., Grady, M.M. (1999): Lunar and Planetary Science Conference, #1688.
- Nomura, K., Miyamoto, M. (1998): Geochimica et Cosmochimica Acta, **62/ 21–22**, 3575–3588.
- Walter, H., Fintor, K., Nagy, Sz., Pál-Molnár, E. (2014): 77th Annual Meteoritical Society Meeting, 5121.



5. ábra – A Leoville CV3 kondrit. Megfigyelhető a léces megjelenésű hibonit a spinellben, melyet melilit kéreg övez. (Krot et al., 2004)

A TOKAJI-HEGYSÉG NEOGÉN VULKÁNI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE; A PALEOMÁGNESES, A RADIOAKTÍV KOR ÉS A FÖLDTANI – KÖZETTANI, VULKANOLÓGIAI VIZSGÁLATI ADATOK ÖSSZEHAJONLÍTÁSÁVAL

Zelenka Tibor¹, Márton Emő², Pécskay Zoltán³

¹ Miskolci Egyetem Ásvány-Földtani Intézet Földtan-Teleptani Intézeti Tanszék, Miskolc

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet Paleomágneses Laboratórium, Budapest

³ Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézet, Debrecen

e-mail: zelenka.tibor@gmail.com

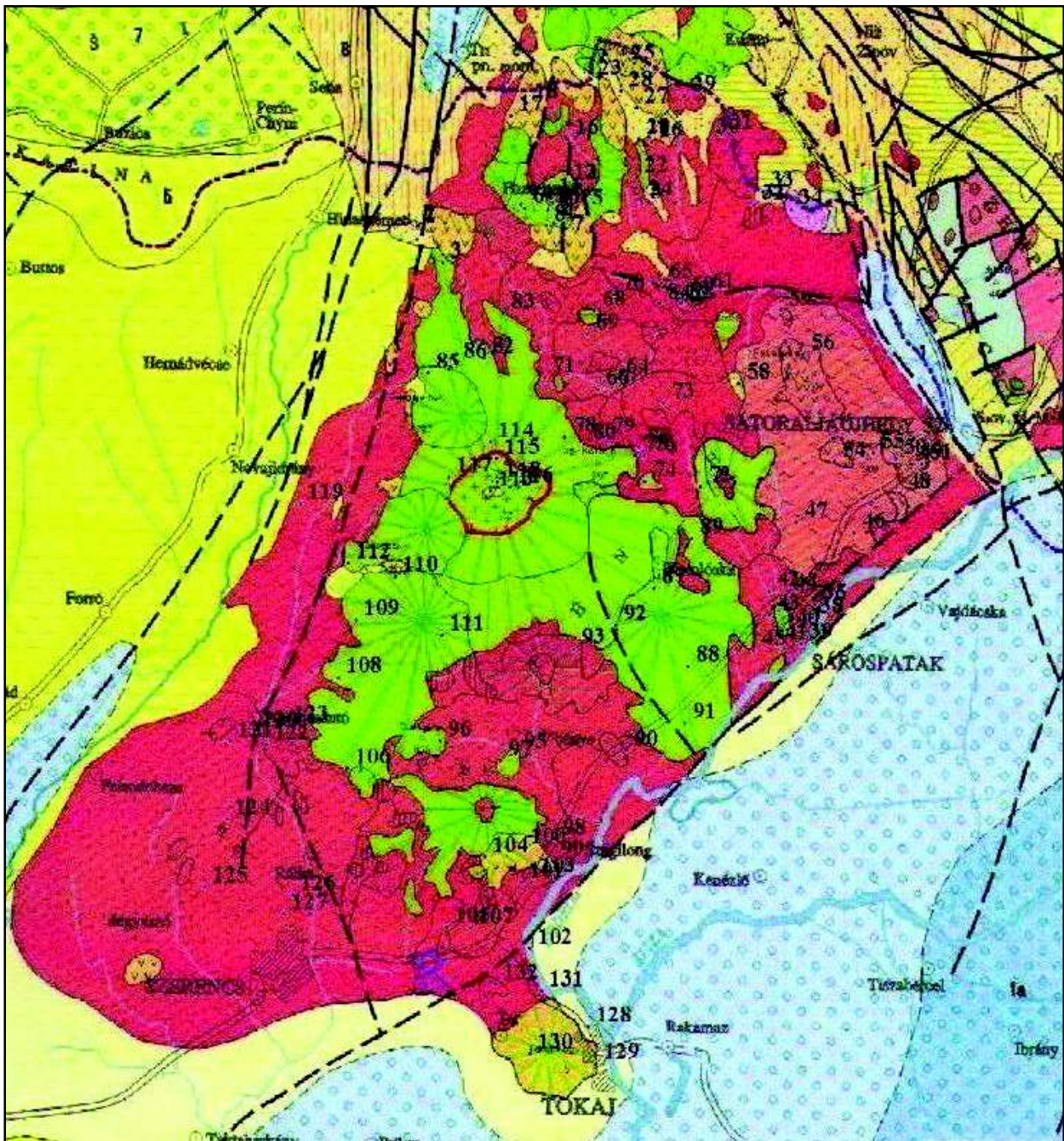
1. Bevezetés

A Tokaji-hegység földtani vizsgálatai több mint 200 évre nyúlnak vissza. A hegység részletes földtani térképezései a 20. század első felében lehetővé tették a vulkanitok és a velük érintkező faunás üledékek alapján a klasszikus földtani korbesorolást (Pálffy, 1927). A korszerű terepi, anyagvizsgálati adatok csak a 20. század második felétől állnak rendelkezésre. Ennek utolsó negyedszázadában

vált lehetővé technikailag, hogy a hagyományos földtani-közet-tani terepi és labor vizsgálatok mellett (Mátyás, 1974; Székyné Fux et al., 1981) a nagyműszeres vizsgálatokkal kombinálva a helyszíni mintavételből származó különböző közetminták paleomágneses (Nairn et al., 1971; Márton et al., 2007) és radioaktív korát (Balogh, 1983; Pécskay et al., 1986) hazai kutató laboratóriumokban meghatározzák.

1. táblázat – Összesítő táblázat a Tokaji miocén vulkanitok paleomágneses változásai időbeni összevetése a K/Ar kor adatokkal

ÖSSZESÍTŐ TÁBLÁZAT A TOKAJI MIOCÉN VULKANITOK PALEOMÁGNESES VÁLTOZÁSAI IDŐBEN A K/Ar KOR ADATOKKAL ÖSSZEVEETVE													
POLARITÁS	ROTÁCIÓ	330°				830°				K-TOKAJ			
		M.sz.	Kor	Közet	Dekl.Inkl.	M.sz.	Kor	Közet	Dekl.Inkl.	M.sz.	Kor	Közet	Dekl.Inkl.
NORMÁL N ₂	NINCS	ÉNY-TOKAJ				DNY-TOKAJ							
		Gönc	11,6±0,7	α	10 + 69	Tokaj Patkó	10,5±0,5	ς	350+69				
		Kecskehát	99±0,9	ς	24+45	Tarcal	10,3±0,5	ς	2+67				
		Óhuta		pyα	15+69				9+53				
		Regéc	13,55	pyα	7+60								
		Nagy Péter		Pyα	23+73								
		Nagysertész.	11,67±0,45	α	329+69								
		Miaka rét	12,25±	α	15+60								
		Hejce Súlyomkő	11,9±0,52	α	8+64								
		Hejce Lackidomb	11,31±0,47	α	7+54	Komlóska Pusztavál	10,5±0,4	Pyα	69+78				
REVERZ R ₃	NINCS	Lászlótanya	10,43	ς	172-58	Komlóska Pusztavár		Pyα	209-89				
		Tolvajhegy	12,6±0,51	ς	218-65	Abaújsz.	11,3±0,5	λ	214-72				
		Regéc vár	11,6±0,31		188-65	Boldogkővár Jóhegy			192-60				
		Újhuta			227-26								
		Újhuta	12,64±0,65	α	207-55								
		Újhuta	12,73±0,65	α	199-40								
		F.Komlós		α	192-62								
		Nagyhagymás		α	189-57								
REVERZ R ₂	NY-i kicsi	Füzér vár	10,9±3	ς	163-62	Szegi Poklos	11,8	ς	145-50	Szárh-	11,33±0,6	ς	160-50
					166-56	Erdő Mulatúh.	11,4	Pyα	134-51	Némah.	12,4±0,5	ς	164-59
REVERZ R ₁	NY-i nagyobb (30°)					Vámosujf.		Pyα	129-85				168-57
						Tálya Kopasz	11,7±1,1	Pyα	165-46	Sát.hegy	12,1±0,4	α	166-61
						Aranys völgy		α	104-84	Hercegek.	11,63±0,45	α	126-59
						Erdőhorvát		α	110-81	Gombos			122-60
ÁTMENETI								136-69				133-63	
								121-64				140-69	
NORMÁL N ₁	NY-i nagyobb (30°)	Szálánycs völgy	12,42±0,58	λ	307-12	Vámosújfal	12,2±0,4	α	209+80	Sáros-patak			118-68
		Füzér Pivotka	11,8±0,5	ς	114-1					Sáros-patak			125-69
NORMÁL N ₁	NY-i nagyobb (30°)	Senyővölgy	12±0,5	α	335+61	Sárazsadány	12,9±0,56	α	273+76	Sáros-patak vár		α	107+12
		F.Komlós		λ	323-68	Tokaj Vasút		ς	355+72	Sp.SztV.	12,5±0,9	α	301+79
		Kishuta	11,93±0,81	α	293+72					Páncéhl.		α	308+74
		Kemence			270+56					Sáros-patak			329+73
		Nagyvölgy	13,11±0,53	λ	240+72					Széphalom		λ	328+63
		Pálháza Kőhegy		λ	338-56								
		Senyővölgy		λ	339+69								



1. ábra – A Tokaji-hegységi kőzetek paleomágneses és radioaktív kor mérései mintavétel helyei és számai
 A földtani- térképen (MÁFI-GEOL SLUZBA2000) a Tokaji-hegységben a riolitos (piros szín), a dácitos (bézs szín) és az andezites(zöld szín) területek vulkáni szerkezetei elkülönítettek az üledékektől (sárga és kék szín).

Több, mint negyedszázados közös terepi és labor vizsgálatok a cikk szerzőinek lehetővé tették, hogy a korábbi földtani irodalmi adatok felhasználásával (Pálffy, 1927; Nairn et al., 1971; Balogh et al., 1983; Pécskay et al., 1986; Márton, 2007) a kapott eredményeket összehasonlítsák, megvitassák a jelentkező mérési eltéréseket. Ezek alapján a tokaji geofizikai (mágneses, gravitációs, radioaktív anomáliák) figyelembevételével összeállították, pontosították a Tokaji-hegység neogén vulkanizmusának valószínű fejlődéstörténetét (Zelenka et al., 2012). A közösen vett helyszíni mintákon saját maguk által végzett ásvány-kőzettani, geokémiai, paleomágneses (deklináció, inklináció), radioaktív kor (K/Ar) meghatározások sorozat méréseivel a Tokaji-hegység felsőbádeni-szarmata – alsópannon

bonyolult vulkáni történéseit az eddigi ismeretknél pontosabban rögzítették (1. táblázat, 2. ábra).

2. A vizsgált minták térbeni helyzete

Lehetővé vált, hogy 132 db EOv koordinátákkal pontosított helyről (1. ábra) a vulkanitok egymásra következését a Tokaji-hegység ÉNY-i, DNY-i és K-i területeire párhuzamosan bemutathassuk. A fejlődéstörténetet időbeni alakulását a főbb paleomágneses polaritás és rotáció változások szerint csoportosítottuk (1. táblázat) feltüntetve a lényeges mintavételi helyek nevét, közzétípusait és a K/Ar radioaktív korát a mérési hibahatárral.

3. Neogén vulkáni szakaszok

Földtanilag időben három ütemben törtek fel a Tokaji hegység neogén szigettengeri vulkanitjai közbetelepült faunas üledékekkel váltakozva.

3.1. Felsőbádeni vulkanizmus

A Tokaji-hegységben a földtani adatok alapján a Sárospatak – Vilyvitány közötti É-D-i csapású szerkezeti vonaltól K-re (K-i terület) a felszín alatt kb. 1000 m mélyen fekszik az ópaleozoos metamorf és mezozoos karbonátos kifejlődésű alaphegység, míg NY-ra (NY-i terület) az alaphegység kb. 2500 m mélységben paleozoos agyapala-homokkő anyagú (Zelenka et al., 2012; Horváth et al., 2015).

Az egész Tokaji-hegységben a neogén szigettengeri vulkanizmus a Közép-magyarországi nagyszerkezeti öv ÉK-i részén kezdődött meg. A felsőbádeniben (12,9–14,6 millió év) a nagy tömegű ignimbrites riolit-dácitos vulkanitok a faunas tufitok kíséretében normál polaritással, Ny-i >30°-os rotációval képződtek (Sárospatak, Rudabányácska, Kőkapu-Kovácsvágás). Ezt követték 12,5 millió éve a felsőbádeniben a reverz mágnesezettségű, de nagy Ny-i rotációjú kis tömegű piroxénandezit hasadékvulkánok (Sárospataki vár, Sárzasadány), és az andezit szubvulkánok felnyomulásai (Aranyos völgy, Erdőhorvati – Templomhegy).

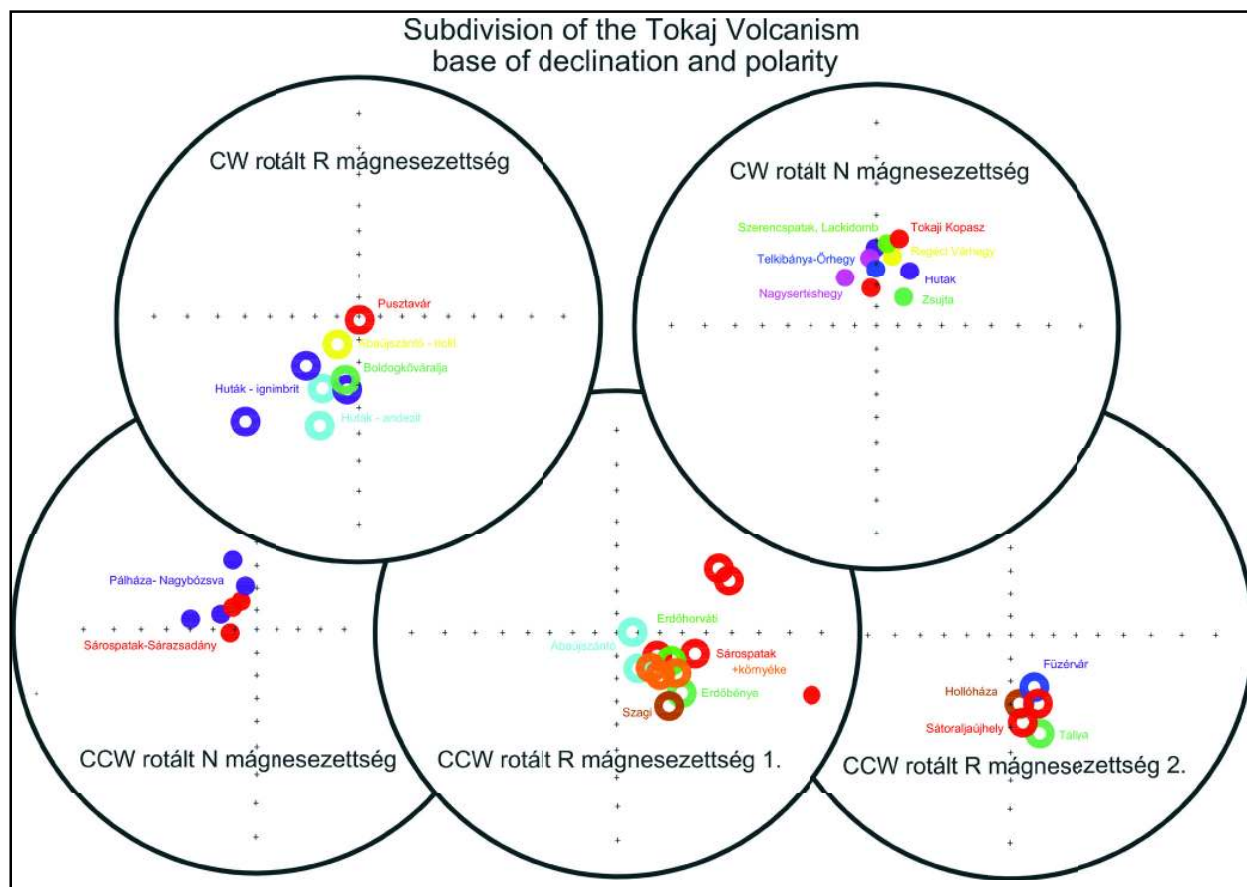
3.2. Szarmata vulkanizmus

A hegység vulkanizmusának eltérő fejlődésű részekre való felbontásának a szarmata elejétől következett be (12,4–12,5

millió év), amikor a Sárospatak-Vilyvitány vonaltól Ny-ra lévő hegység rész paleozoos alaphegysége fokozatosan, lépcsőzetesen közel 2500 m-ig lesüllyedt. Ekkor 11,8–12,5 millió éve indult meg a szarmata reverz polaritású, kis rotációjú szigettengeri freatomagmás ignimbrites riolit vulkanizmus Szerencs-Bodrogkeresztúr-Olaszliszka térségében és a Hegyközben (Füzérradvány-Füzérkomlós). Ezt követően a hegység középső részein nagy andezit kalderák képződtek (Telkibánya, Regéc-Baskó, Erdőhorvati Nagypáca, Erdőbénye-Mád-Tállya) területén rétegvulkáni működéssel szubvulkáni benyomulások kíséretében, melyekre reverz mágnesezettség és gyenge Ny-i rotáció volt jellemző. Ehhez az átlag 12 millió éves andezit vulkanizmushoz intenzív közetelváltozások (kálimeszomatózis, propilitésedés) hidrotermás (epitermális) nemesfém polimetallikus ércesedés kapcsolódott (Telkibánya, Mád). A szarmata végén rotáció nélküli, reverz mágnesezettségű 11 millió éves riolit, dácit dómok (Füzéri- és Regéci-vár, Füzérradvány-Koromhegy, Abaujszántó-Sulyom, Sátorhegy, Vizsoly) képződtek. Utóvulkáni geizirntavi kovás-agyagásványos üledékekkel és kis szulfidizációs fokú nemesfém, As, Tl, Sb ércesedéssel (Csongrádi et al., 2014).

3.3. Alsópannon vulkanizmus

A hegység ÉNY-i és DNY-i területét normál polaritású, csaknem rotációmentes dácitos és piroxénandezites, olivines piroxénandezit vulkán működés jellemezte. Ezek a vulkanitok a Huták területén ÉNY-DK-i csapású sávban részben nagy kiterjedésű 11,5 millió éves lávataros hasadékvulkánokat (Hejce Sóllyomkő,



2. ábra – A Tokaji-hegységi vulkanizmus polaritásának és mágnesezettségének időbeli változásai

Amádévár, Telkibánya-Magastér, Nagysertéshegy, Nagy Péter mennykő; Komlóska-Pusztavár), másrészt a Bodrogekőnél 9,5–10,5 millió éves dáцитos sztratovulkánokat (Tokaji Nagyhegy, Tarcal, Bodrogeresztúr-Cigányhegy) hoztak létre. Ezt követően a pannonban a Bodrogekő K-i szegmense, mintegy 100 m-t lesüllyedt, ahol az Apróhomok-1. számú fúrás 9 millió éves, olivines mészkáli bazaltot harántolt (Gyarmati, 1977).

4. A fejlődéstörténet összegzése

A Tokaji-hegységben közel 5,5 millió év alatt a neogén szubdukciós mozgások 5 egymást követő paleomágneses polaritás változással, a felsőbádenitől több mint 30°-s Ny-i rotációval (2. ábra) az alsópannonig forogtak elősegítve az alsó kéregből a riolitos-dáцитos-andezites mészkáli vulkanitok felnyomulását. A szarmata végétől (11 millió év) az alsópannonban (9–10 millió év) már konszolidálódott a terület aljzata és rotáció mentes mészkáli vulkanitok képződtek.

Irodalomjegyzék

- Balogh K., Pécskay, Z., Székely-Fux, V., Gyarmati, P. (1983): Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică, **61**, 149–158.
- Csongrádi, J., Ilkeyné Perlaki, E., Zelenka, T. (2014): Földtani Közlöny, **144/4**, 383–390.
- Gyarmati, P. (1977): MÁFI Évkönyve, **58**, 1–195.
- Horváth, A., Kristály, F., Less, Gy. (2015): Geosciences and Engineering, **2/4**, 7–26.
- Márton, E. et al (2007): Tokajhegységii paleomágneses és radioaktív koradatok. Kézirat
- Mátyás, E. (1974): Acta Geologica Hungarica, **18/3–4**, 421–455.
- Nairn, A.E.M., Negendank, J., Pantó, G. (1971): Geologische Rundschau, **60/2**, 727–743.
- Pályi, M. (1927): Földtani Közlöny, **57**, 67–71.
- Pécskay, Z., Balogh, K., Székely-Fux, V., Gyarmati, P. (1986): Geologica Carpathica, **37/5**, 635–655.
- Székelyné Fux, V., Balogh, K., Szakáll, S. (1981): Földtani Közlöny, **111/4**, 413–423.
- Zelenka, T., Gyarmati, P., Kiss, J. (2012): Central European Geology, **55/1**, 49–84.

TÁLLYA ANDEZITBÁNYA SÜLLYESZTŐI SZINTJÉN ELŐFORDULÓ ANDEZITTÍPUSOK KÖZETTANI ÉS ÁSVÁNYTANI JELLEMZÉSE

Zelenka Tibor¹, Kertész Botond²

¹ Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézet Földtan-Teleptani Tanszék, Miskolc

² Colas Északkő Kft., Tarcal; Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézet, Földtan-Teleptani Tanszék, Miskolc
e-mail: zelenka.tibor@gmail.com; botond.kertes@colas.hu

1. Bevezetés

Szerzők 2014 novemberében közös bejárást tartottak a Colas Északkő Kft. Tállyai Bányüzemében, ahol a süllyesztői szinten szemmel láthatóan kétféle andezit típus, valamint ezek alatt, a süllyesztői szint DK-K-i oldalában „kőszenes” fekü is megjelent.

2. Helyszíni tapasztalatok

A Tállya Kopasz-hegyi andezit külfejtés több mint 80 éve művelt szarmata korú (11,7 millió éves) szubvulkáni andezit test, mely nagy tömegű (150 millió tonna), közetfizikai jellemzői által kedvező zúzottkőgyártási nyersanyag (Jugovics, 1958).

A tállyai kőbánya süllyesztői szintjének (+285 – +308 mBf) K-i falait vizsgáltuk. A helyszínen mintát vettünk az alul elhelyezkedő, függőleges-oszlopos elválású piroxénandezitből és az alóla felbukkanó fekete, kontaktizált „kőszénből”, valamint a süllyesztői szint közepén elhelyezkedő, oldalasan-sugarasan, legyezőszerűen szétnyíló, vékony keresztező-oszlopos, olivines piroxénandezit telérekéből.

3. Ásvány-közzettani jellemzés

A helyszínen mind a háromféle közzettípusból mintát vettünk, amelyeken makroszkópos közzettani leírást és vékonycsiszolatos ásványtani értékelést készítettünk.

3.1. Fekü képződmény

A makroszkóposan koromfekete, fényes, kemény, thermo kontaktizált ún. "kőszén" minta anyaga a szubvulkáni piroxénandezittel a fekü összletből felszakított, mm-cm vastag rétegzésű, kiékelődő szenes csíkokat tartalmazó andezit-tufit zárvány, mely mellett a teljesen laza, rétegzett ép darabok is megtalálhatóak. A fényes, fekete-kőszénre emlékeztető közet külső jellege ellenére nem kőszén, hanem a vékonycsiszolati jellemzői alapján az andezit lávatest kis apofizájával ájtárt, lignitcsíkos fekü andezit-tufitja. Ennek alapján a térségben nem várható hasznosítható lignit vagy kőszén test, amit az is igazol, hogy ezen a környéken a szarmatában nem voltak meg a telepes lignitképződés ősföldrajzi feltételei (Gyarmati, Zelenka, 1968).

A tállyai Kopasz-hegy Ny-i oldalán, a Palota-hegyen lemélyített Tállya-15. sz., 1200 méteres magfúrás a szarmata riolitufa alatt kőszénmentes bádni agyagmárgát tárt fel, alatta pedig a talpáig különböző típusú bádni vulkanitokat (andezittufát, dácitot, hialoklasztitot, riolitot) harántolt (Gyarmati, 1977).

3.2. Andezitek

A süllyesztő +285 mBf szintjén végig szálban álló, közel függőleges, oszlopos elválású, szürkés-sárga piroxénandezit jó minőségű zúzottkő nyersanyag. Ez a piroxénandezit a radioaktív K/Ar kor meghatározás alapján 11,7 millió éves (Pécskay et al., 1987). A közet az öt-hatszögű kihülési repedések (elválási síkok) felületén, helyenként erősen elváltozott, bontott (limonitos-agyagos). A központi részen, nyitott repedések mentén a korábbi, közel függőleges kihülési repedésekbe utólag kisebb sötétszürke-fekete, olivines piroxénandezit szubvulkáni testek (dájék) nyomultak be, amelyek kora a radioaktív kor meghatározás szerint 9 millió év (Pécskay Z. szóbeli közlése). Ebből K-felé legyezőszerűen szétágazó, néhány cm átmérőjű, közel vízszintesen oszlopos, tíz méter hosszúságú apofizák ágaznak ki.

A kétféle andezit típusból vett minták közzettani vizsgálata azt bizonyította, hogy azok ásvány-közzettani összetétele eltérő:

1. az idősebb, a bánya fő tömegét alkotó, függőleges oszloposságú szubvulkáni andezit test közzettanyaga típusos pilotaxitos, porfirios szövetű piroxénandezit (augitos hiperszténandezit, andezines-labradoritos összetételű földpáttal);

2. a fiatalabb, vízszintesen sugaras, vékony oszlopos telérek közzettanyaga trachitos, hialopilitos szövetű olivines piroxénandezit (augitos olivinandezit, andezines földpáttal).

Ez a két közzettípus a teljes külfejtés területén megtalálható, de a felsőbb szinteken (az egykori szubvulkáni test kupola zónájában) az olivines közzettípus csavart oszlopos áttöréses telérek formát. A vékonycsiszolati vizsgálatok alapján elmondható, hogy az alapanyag szövetében is eltérő a két andezit típus. A másodlagos magmakamra közelségére utal a Cell 8/2000 mély-szeizmikus szelvény (Zelenka et al., 2012), amely alapján a magmakamra a felsőkéregben, kb. 6–8 km mélységben lehetett. Ezt támasztják alá a közet vékonycsiszolatában látható, több ezer μm átmérőjű, összetömörödött földpát-piroxén kristályhalmazok (kumulátumok) is.

Irodalomjegyzék:

- Jugovics, L. (1958): Építőanyag, **12**, 431–445.
Gyarmati, P. (1977): MÁFI Évkönyve, **58**, 1–195.
Gyarmati, P., Zelenka, T. (1968): Magyarászó Magyarország földtani térképéhez, 25 000-es sorozat, Tállya. MÁFI, Budapest.
Pécskay Z., Balogh, K., Székyné Fux, V., Gyarmati, P. (1987): Földtani Közlöny, **117**, 237–253.
Zelenka, T., Gyarmati, P., Kiss, J. (2012): Central European Geology, **55/1**, 49–84.

III. RÉSZ

KIRÁNDULÁSVEZETŐ

MEDDIG ÉR A TAKARÓNK? – TEREPEBEJÁRÁS A MAROS VÖLGYÉBEN

Raucsik Béla, Varga Andrea

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: raucsik@geo.u-szeged.hu; raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A Pannon-medence aljzatának egyik meghatározó szerkezeti egysége a Tiszai-főegység (Tiszai-egység; Tisia-terrénium), amit az alpi orogenezishez köthető takaróképződés és pikkelyeződés eredményeként északkelet-délnyugati irányú övezetes elrendeződés jellemez. Döntően a mezozoos fációs különbségeket tükrözik az elkülönített üledékképződési övezetek: a Mecseki-, a Villányi- (Villány-Bihari-), a Békés-Codru- és a Kisbihari (Bihariai)-zóna (Kovács et al., 2000; Császár, 2005; Haas et al., 2010). Azzal együtt, hogy a Tiszai-főegység eredetének, ősföldrajzi helyzetének meghatározása újra és újra a kutatások középpontjába kerül (pl.: Schmid et al., 2008; Császár et al., 2015; Tari, 2015), az alpi szerkezeti öveken belüli szelvények korrelációja viszonylag jól dokumentált (Császár, 2005; Császár et al., 2015).

Nem ez a helyzet a prealpi terréniumokkal, amelyek regionális (és helyenként lokális) korrelációja számos képződmény esetén problémás. Fokozottan igaz ez az Alföld fiatal medenceüledékekkel fedett aljzatára (M. Tóth et al., 2015). Erre kiváló példa a dél-alföldi preneogén aljzati terület, amit a hazai szakirodalom egységesen a Békés-Codru- szerkezeti övbe sorol (Császár, 2005; Haas et al., 2010). Ettől eltérően Schmid és munkatársai (2008) az Algyői-aljzatmagaslat keleti részét a Kisbihari-takarórendszer részeként kezelik, ami így értelmezésükben már a Dácia-egység része. Matenco és Radivojević (2012) szeizmikus szelvények feldolgozására épülő tanulmánya szerint a zóna délnyugati részén (hazánkban ez a Kelebiai Komplexum területét érintheti) tektonikai ablak jelleggel a mélyebb szerkezeti helyzetű Bihari-egység (Villány-Bihari-zóna) kristályos képződményei emelkedtek ki a környező Békés-Codru-takarók alól. Ez a hipotézis az aljzati metamorf, magmás és paleozoos üledékes képződmények korrelációjában új kutatási irányvonalat nyit meg.

A szerkezeti modellek közötti ellentmondás tükrében kap geológiai értelmet a címben megfogalmazott kérdés: a regionális korreláció szisztematikus, modern szemléletű összehasonlító kőzettani és geokémiai kutatások eredményeként tehető meg. Korábban ilyen törekvések voltak a fő mozgatórugói számos, a kristályos aljzat variszkuszi granitoid kőzeteit, illetve a permi vulkáni asszociációt érintő kutatásnak (Pál-Molnár et al., 2001a, 2001b, 2005a, 2005b, 2009; Pál-Molnár, Kovács, 2002; Buda, Pál-Molnár, 2012; Buda et al., 2012, 2014; Varga et al., 2015). A magyarországi előfordulások részletes megismerésén túl azonban a kristályos aljzat kőzeteinek korrelációjában kiemelkedő jelentőségű az Erdélyi-középhegység (Munții Apuseni) felépítésével, szerkezeti és rétegtani tagolásával foglalkozó, modern megközelítésű kutatási eredmények ismerete. A 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés szervezőjeként a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékének munkatársai ezért döntöttek úgy, hogy a konferenciához kapcsolódó terepbejárás az Erdélyi-középhegység egy kis szeletével ismerteti meg a résztvevőket.

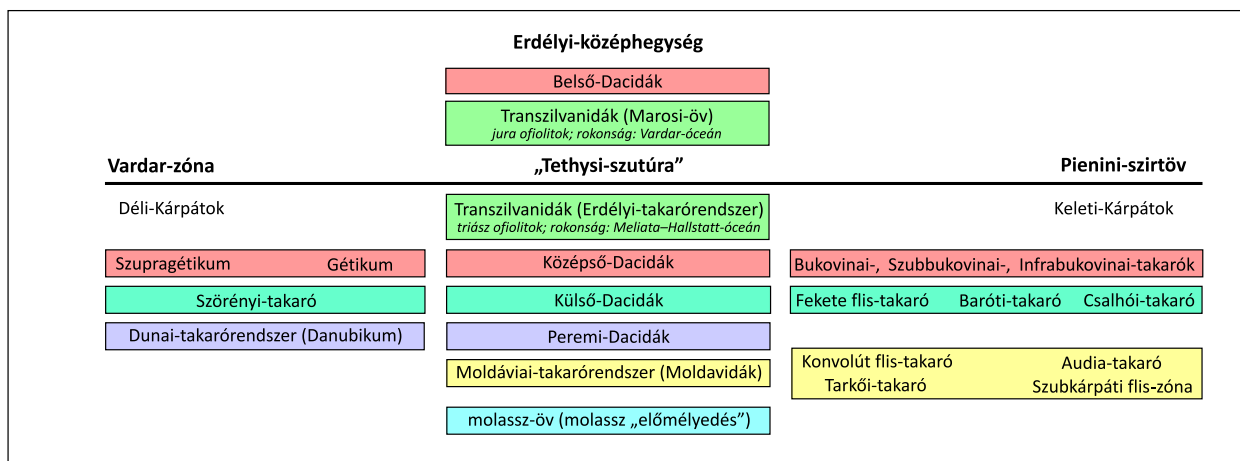
Vándorgyűlésünk terepi programja során az Erdélyi-középhegység déli részének (a Maros völgyében és környezetében található) legkarakteresebb magmás és metamorf kőzeteivel ismerkedünk meg. A nap során olyan paleozoikum, mezozoikum és neogén képződményekkel találkozunk, amelyek az Erdélyi-középhegység és az egész Tiszai-főegység fejlődéstörténete, geodinamikai, petrotektonikai eseményei szempontjából meghatározóak. A következőkben rövid áttekintést adunk a terület földtani, rétegtani viszonyairól, különös tekintettel az itt található magmás és metamorf kőzetek kapcsolatrendszerére.

1.1. Az Erdélyi-középhegység földtani felépítése – áttekintés

A Kárpátok és az Erdélyi-középhegység szerkezeti és földtani kapcsolata mind a mai napig számos kérdést vet fel. A témával foglalkozó, legszélesebb körben ismert elképzelések és modellek Săndulescu (1984, 1994) nevéhez fűződnek; ezek leegyszerűsített sémáját Ionescu és Hoeck (2010) alapján az 1. ábra mutatja be. Az elképzelés központi eleme az ún. „Tethysi szutúra”, ami magában foglalja az egykori Tethys aljzatának maradványait, és összekötést teremt a jelen orientáció szerint déli helyzetű Vardar-óceánág (Vardar-zóna), valamint az északnyugati Piemonti-óceánág (a Pienini-szirtöv) között. Săndulescu (1984, 1994) szerint a két általa egyaránt Transzilvanidáknak vagy Erdélyi-takarórendszernek elnevezett), ofiolitokat tartalmazó takarórendszer a Tethys fő szutúra övezetéből származik: az egyik északnyugati vergenciával az Északi-Erdélyi-középhegységre, míg a másik kelet felé, a Keleti-Kárpátok takaróira tolódott. Szerkezeti értelemben tehát ezek az egységek képviselik (tipikus obdukciós takarókként) az Erdélyi-középhegység és a Keleti-Kárpátok legmesszebbre áttolódott, legfelsőbb helyzetű takaróit. A két Erdélyi-takarórendszer (Transzilvanidák) elnevezésből fakadó zavar elkerülése érdekében az Erdélyi-középhegység legmagasabb helyzetű szerkezeti elemét némely szerző azonos értelemmel, de más elnevezéssel, Marosi-övnök vagy Marosi-zónának tünteti fel (Hoeck et al., 2009; Ionescu et al., 2009b; Ionescu, Hoeck, 2010).

A keleti-kárpáti Erdélyi-takarórendszer és a Marosi-öv ofiolitjainak eddigi legrészletesebb kőzettani és geokémiai összehasonlítását Hoeck és munkatársai (2009) tették közzé. Véleményük szerint a keleti-kárpáti Erdélyi-takarórendszerben megismert ofiolitok kizárólag a triász során keletkeztek, jellegeik alapvetően meg egyeznek a Meliata-Hallstatt-óceán Nyugati-Kárpátokban feltárt kőzetegyüttesével, amit szoros genetikai kapcsolatukkal magyaráznak. Ezzel szemben a Vardar-óceán részét képező Marosi-övet alkotó középső-késő-jura ofiolitok és a kapcsolódó magmatitok nem csupán korukban, hanem kőzettani és geokémiai vonásaikban is eltérnek a keleti-kárpáti megfelelőiktől.

Az Erdélyi-takarórendszer alatt elhelyezkedő, kristályos aljzatról és üledékes fedőből álló, a mezozoikum során kialakult takarós



1. ábra – A romániai Kárpátok szerkezeti vázlata Sándulescu (1984), Hoeck és munkatársai (2009), valamint Ionescu és Hoeck (2010) alapján módosítva

egységeket Sándulescu (1984) összefoglalóan Dacidáknak nevezte el. Ezek képviselőit az Erdélyi-középhegységben Belső-Dacidák néven különítette el a Keleti- és a Déli-Kárpátokban fellépő (szerkezetileg egyre mélyebb és egyre külsőbb helyzetű) Középső-, Külső- és Peremi-Dacidáktól (1. ábra). Ebben a felfogásban tehát a Belső-Dacidák alkotják az Északi-Erdélyi-középhegység takarórendszerét. A Középső-Dacidák képviselőit Szupragéta- és Géta-takaróknak (Szupragétikum és Gétikum) hívjuk a Déli-Kárpátokban, míg Bukovinai-, Szubbukovinai- és Infrabukovinai-takaróknak a Keleti-Kárpátokban. A Külső-Dacidák egyrészt egy hajdani óceáni kéreg, másrészt a kapcsolódó üledékes fedőképződmények maradványaiból állnak. Valódi ofiolitokat kizárólag a Déli-Kárpátokban fellépő Szörényi-takaró tartalmaz; megfelelői a Keleti-Kárpátokban a Fekete flis-, a Baróti- és a Csalhói-takaró. A Peremi-Dacidák a Déli-Kárpátokra korlátozódnak, lényegében a Dunai-takarórendszer (Danubikum) formájában. A Keleti-Kárpátok legkülső egységeit a kainozoos Moldáviai-takarórendszerbe (Moldavidák) soroljuk. Képviselői a Konvolút flis-, az Audia- és a Tarkói-takaró, továbbá a Szubkárpati flis-zóna (1. ábra). A Kárpátok peremét a Kelet-európai platform felé a molassz-öv (vagy „molassz elömléyedés”) képezi (Ionescu, Hoeck, 2010).

Az Erdélyi-középhegység geológiájával foglalkozó szerzők (Bleahu, 1976; Ivanovici et al., 1976; Sándulescu, 1984; Balintoni, 1994, 1997; Balintoni et al., 2009a) – egyes részletektől eltekintve – egyetértenek a terület földtani felépítésének alapvonásaival. A kristályos aljzat gondwanai eredetű, Balintoni és munkatársai (2009a) alapján három prealpi terrénura bontható: a Szamosi-, a Kisbihari- és az Aranyosbányai-terrénumra. Litosztratigráfiai értelemben ezek kőzetegyüttesét az azonos nevű komplexumokba sorolták.

Az Erdélyi-középhegység két, markánsan elkülönülő részre, az Északi- (Belső-Dacidák) és a Déli-Erdélyi-középhegységre (Transzilvanidák) osztható (2. ábra), melyek jelenlegi szerkezete az alpi orogén fázisok során, a középső-késő-krétában jött létre. Előbbi magában foglalja a Bihari-parautochtont, a Codru/Codru- és a Kisbihari/Biharia-takarórendszert, utóbbi pedig – mint fentebb jeleztük – lényegében megegyezik a Marosi-övvvel. Valamennyi említett egységnek eltérő földtani, rétegtani felépítése és – természetesen – eltérő fejlődéstörténete van. Az Északi-Erdélyi-középhegység földrajzilag nagyjából a Réz-hegység (Munții Plopiș), a Meszes-hegység (Meseș), a Királyerdő (Pădurea Craiului), a Bihar-hegység (Bihor), a Vigyázó (Vlădeasa), a Béli-hegység (Codru Moma) és a Hegyes-hegység (Highiș) területét öleli fel. A Déli-Erdélyi-középhegység felépítésében az Erdélyi-érchegység (Metaliferi), a Torockói-hegység

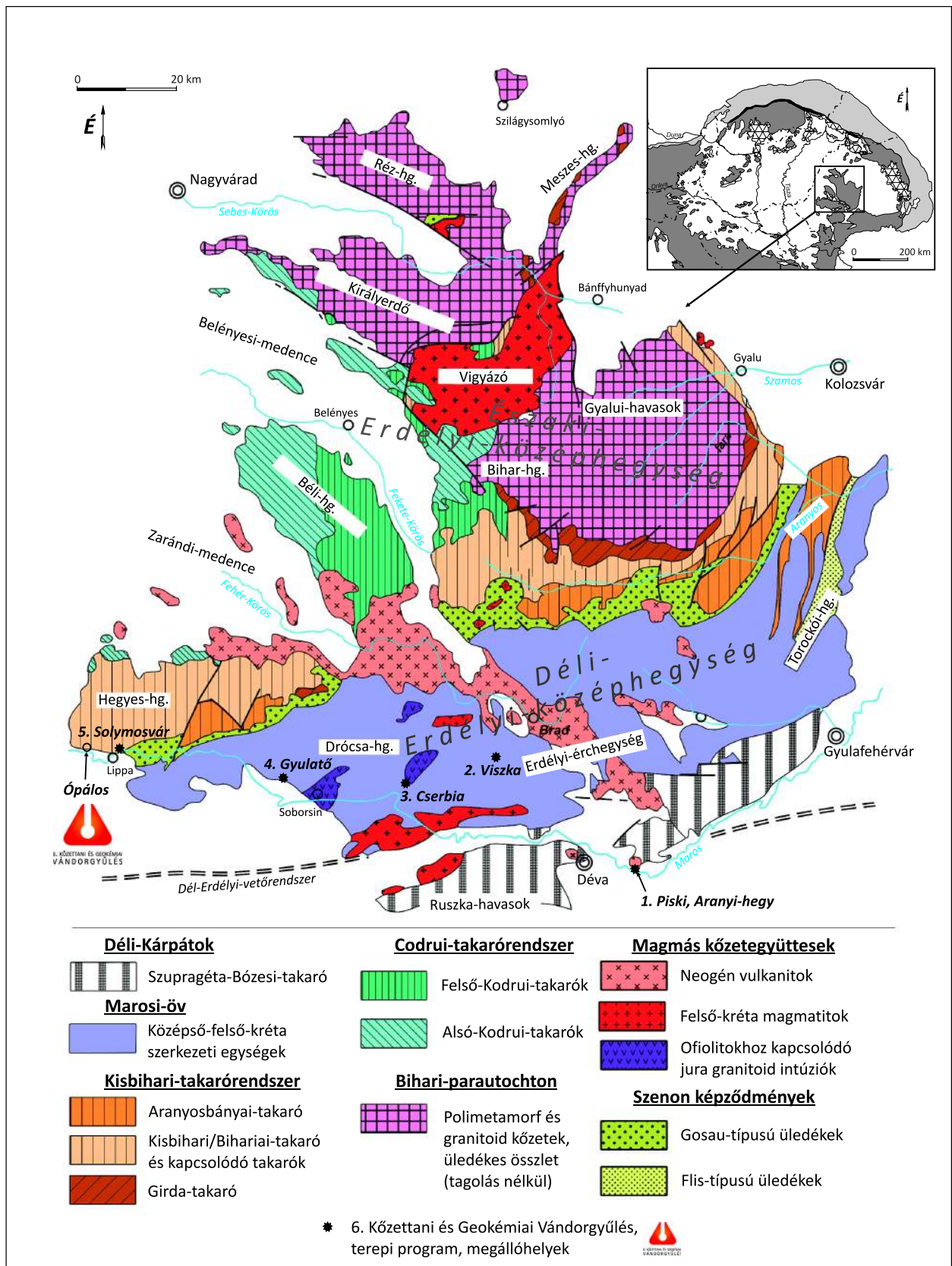
(Trascău) és a Drócsa-hegység (Drocea) vesz részt (Ionescu, Hoeck, 2010 és az általuk hivatkozott irodalmak).

Schuller és munkatársai (2009) szerint a késő-turon takaróképződést követően – egy iv előtti medence geodinamikai rendszeréhez kapcsolódva – Gosau-típusú üledékes összlet halmozódott fel a területen (2. ábra). Idősebb szakaszára lassú üledékképződés, kontinentális, majd sekélytengeri sziliciklasztos képződmények és rudistás mészkő a jellemző. A campani során drasztikusan felgyorsult az üledékképződés sebessége, mélytengeri, turbiditokkal, olisztosztrómákkal jellemzett összlet alakult ki, amit a Vigyázó térségében a banatitos magmatizmushoz kapcsolódó vulkanoszedimentek helyettesítenek. A Gosau-típusú üledékképződés a kréta/paleogén határ körül fejeződött be az Erdélyi-középhegységben.

Merten és munkatársai (2011) kis hőmérsékletű termokronológiai adatok és terepi szerkezetföldtani megfigyelések alapján arra a következtetésre jutottak, hogy az Erdélyi-középhegység jelenlegi topográfiája és szerkezeti képe lényegében a késő-kréta végén alakult ki, és a paleogén során több fázisban kisebb módosulásokon ment keresztül. A térrövidülés és a banatitos magmatizmus hatására bekövetkezett felboltozódás eredményeként késő-kréta–paleocén exhumáció feltételezhető. Az Erdélyi-középhegység kiemelkedése és eróziója eredményeként nagy vastagságú törmeléken üledékes összlet halmozódott fel az Erdélyi-medence szomszédos területein. A paleogén során nagy valószínűséggel többfázisú deformáció érte a területet, amit mélyre hatoló vetőzóna mentén bekövetkezett regionális térrövidülés okozhatott. A paleogénben feltételezett két kiemelkedési epizód mindegyike elérhette a ~3,5 km-es nagyságrendet. Mindez élesen ellentmond annak a korábbi nézetnek, miszerint ebben az időintervallumban süllyedés és ennek következtében általános üledékképződés lett volna a meghatározó. Merten és munkatársai (2011) szerint a középső-miocén extenzió és az ehhez kapcsolódó magmatizmus nem okozott regionális léptékű kiemelkedést az Erdélyi-középhegységben, továbbá – ellentétben a Pannon-medencével – számottevő mértékű poszt-pannoniai kiemelkedés sem igazolható a területen.

1.1.1. Északi-Erdélyi-középhegység

Az Északi-Erdélyi-középhegységet felépítő, kristályos aljzattól és permomezozoos fedőből álló szerkezeti elemek a Tiszai-főegység (Tisia) részét képezik (Fülöp et al., 1987; Csontos, Vörös, 2004; Haas et al., 2010). A Tisia (mint mikrokontinens) az európai variszcidákhoz tartozott, majd levált a stabil európai peremről, és komplex (részleteiben megnyugtató módon a mai napig nem tisztázott) lemezmozgások eredményeként került jelenlegi helyzetébe (Haas et



2. ábra – Az Erdélyi-középhegység alpi szerkezeti egységeinek egyszerűsített térképe a legfontosabb magmás kőzetegyüttesek kiemelésével (Bleahu, 1976; Ianovici et al., 1976; Sándulescu, 1984; Balintoni et al., 2009a; Ionescu, Hoec, 2010 alapján, módosítva)
Az indextérkép az Erdélyi-középhegység elhelyezkedését mutatja alp-kárpáti keretben. A térképábrán feltüntetjük a 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés helyszínét (Ópálos) és a terepbejárás során érintett megállóhelyeket (1–5.).

al., 2001). A különböző fokú metamorfózist elszenvedett egységeket rétegtani szempontból korábban formációkba, illetve sorozatokba tagolták (ld. Bleahu, 1976; Ianovici et al., 1976). Újabban azonban együttes („assemblage”), közcsoport („lithogroup”) vagy komplexum („Complex”) besorolással említik őket (ld. Dallmeyer et al., 1999; Pană et al., 2002; Balintoni et al., 2009b), ami viszonylag bonyolult nevezéktant eredményezett. Jelen kirándulásvezetőben – a nemzetközi gyakorlattal és a hazai törekvésekkel (M. Tóth et al., 2015) összhangban – a komplexum elnevezést részesítjük előnyben.

Az Északi-Erdélyi-középhegység jelentős részét a legmélyebb (relatív autochton, azaz parautochton) helyzetű szerkezeti elemhez, a Bihari-parautochtonhoz soroljuk. A szerkezeti magasabb helyzetű egységeket eltérő közettani felépítésük és deformációtörténetük alapján két, Rozlozsnik (1937) által felismert takarórendszerre, a mélyebb helyzetű Codrui- és a magasabb helyzetű Kisbihari-takarórendszerre tagoljuk (3. ábra).

A **Bihari-parautochton** polimetamorf aljzattól, továbbá permomeozoos üledékes és vulkáni fedőképződményekből épül fel. Aljzata a Szamosi Komplexum, ami amfibolit fációs csillámpalából, gneiszből, amfibolitból, kvarcitból és metaultrabázitból áll; ezek vélhetően részben proterozoikumi, részben ópaleozoikumi protolitjai több fázisú (~357–281 millió évvel ezelőtt végbement) variszkuszi metamorfózison mentek keresztül (Dallmeyer et al., 1999; Balintoni et al., 2009b). A Bihari-parautochton kristályos aljzatában kiterjedt kontaktzónával rendelkező, nagyméretű granitoid intrúziók (pl. a Codru és a Nagyhavasi/Muntele Mare pluton) találhatóak (Ionescu, Hoeck, 2010). A Nagyhavasi granitoid pluton radiometrikus kora korábbi kutatások alapján $278,4 \pm 2,1$ millió év (Pană et al., 2002). Balintoni és munkatársai (2009a) alapján a gránit *in situ* cirkon U/Pb korhatározásának eredménye $290,9 \pm 3,0$ millió év súlyozott átlag és $291,1 \pm 1,1$ millió év konkordáns kort, illetve $296,6 \pm 6$ millió év

kristályosodási kort adott. Értelmezésük szerint az S-típusú, anatektikus eredetű Nagyhavasi granitoid pluton az Erdélyi-középhegység variszkuszi fejlődéstörténetének utolsó állomását jelzi.

Dallmeyer és munkatársai (1999), valamint Pană és munkatársai (2002) szerint a Szamosi Komplexum kiemelkedéséhez kapcsolódóan (230–79 millió év között szóró koradatokkal) intenzív, a zöldpala fációs körülményei között végbement milonitosodás és töréses deformáció kapcsolódott. Megjegyzendő, hogy több szerző szerint (Balintoni, 1997; Balintoni, Puște, 2002; Balintoni et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010) a Szamosi Komplexum kőzetei nem korlátozódnak a Bihari-parautochtonra, hanem a Codrui- és a Kisbihari-takarórendszer egyes takarói variszkuszi aljzatának felépítésében is részt vesznek. A Szamosi Komplexum fedőjét a parautochton területén perm-alsó-kréta sziliciklasztos és karbonátos üledékes rétegsor alkotja (3. ábra).

A **Codrui-takarórendszer** a Bihari-parautochton nyugati-délnyugati irányból öleli körbe. Rétegsorai felszínén főként a Béli-hegységben és a Királyerdőben, alárendelten a Bihar-hegységben és a Hegyes-hegység északi részén található; valamivel kisebb területen, mint a Kisbihari-takarórendszer (2. ábra).

Balintoni (1997) szerint a Codrui-takarórendszer hat vagy hét (egy-egy alsó és felső takaró-együttesbe sorolható) takaróból épül fel. A Várasfenesi/Finiş-takaró kivételével valamennyi permomeozoikumi üledékes összetekből áll, eredeti aljzatáról lenyíródott buroktakaró (3. ábra). A Várasfenesi-takaróban megtaláljuk a korábban a Szamosi (Ianovici et al., 1976; Săndulescu, 1984), újabban a Codrui Komplexumba sorolt amfibolit fációs variszkuszi polimetamorf aljzattól is, ami főleg ortoamfibolitból (~405–366 millió éves hornblende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kor) és metagabbroból, alárendelten gneiszből, csillámpalából (~340–335 millió éves muszkovit $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kor) áll (Dallmeyer et al., 1999). Pană és munkatársai (2002)

Prealpi terrénnumok és azok aljzata	Prealpi terrénnumok alpi metamorfózist szenvedett fedőképződményei	Alpi szerkezeti egységek		
Aranyosbányai (Baia de Arieş) terrénnum Aranyosbányai Komplexum (metamorf sorozat)	<i>A fedő rétegsor nem szenvedett metamorf átalakulást.</i>	Hegyes–Muncsel-takaró (Highiş–Muncel) Pajzsi Komplexum	Kisbihari/Biharia-takarórendszer	
		Aranyosbányai-takaró Aranyosbányai Komplexum		
Kisbihari (Biharia) terrénnum Kisbihari Komplexum (metamorf sorozat)	Pajzsi (Paiuşeni) Komplexum, perm	Kisbihari-takaró Pajzsi Komplexum Vulturese-Belioara-egység Kisbihari Komplexum		Codrui/Codrui-takarórendszer
		Biharmezői-takaró (Poiana) Pajzsi Komplexum		
		Aranyosfői-takaró (Arieşeni) Pajzsi Komplexum Kisbihari Komplexum		
Szamosi (Someş) terrénnum Szamosi Komplexum (metamorf sorozat)	<i>A fedő rétegsor nem szenvedett metamorf átalakulást.</i>	Girda/Gârda-takaró Pajzsi Komplexum Szamosi Komplexum		Bihari/Bihor-p.
		Kolafalvi/Coleşti-takaró Tr–J		
		Vaskohi/Vaşcău-takaró Tr–J		
		Momai-takaró P–Tr		
		Tárkánykai-takaró (Dieva) P–K ₁		
		Várasfenesi-takaró (Finiş) Szamosi/Codrui Komplex.		
Valányi/Vălani-takaró Tr–K ₁	Szamosi Komplexum			
Bihari-egység (Bihor)				

3. ábra – Az Északi-Erdélyi-középhegység szerkezeti vázlata Balintoni és munkatársai (2009a) alapján módosítva
 Rövidítések: P – perm; Tr – triász; J – jura; K – kréta; p. – parautochton

szerint a Codrui Komplexum egy, a Szamosi és az Aranyosbányai/Baia de Arieş Komplexum (ld. lejjebb) közötti pre-devon szuturázónát képvisel. Ezekbe a metamorfotokba diorit-, granodiorit- és gránittek nyomultak (372,2±1,0 millió éve), majd ~117 millió évvel ezelőtt együtt szenvedtek zöldpala fáciesű, milonitosodással és fillonitképződéssel jellemzett alpi deformációt (Dallmeyer et al., 1999; Pană et al., 2002).

A **Kisbihari-takarórendszer** az Erdélyi-középhegység központi részét alkotja. Legjobb feltárásai a Gyalui-havasok keleti és déli, valamint a Bihar-hegység délnyugati peremén található. Ez a takarórendszer alkotja a Hegyes-hegység fő tömegét (2. ábra).

Jelen felfogás szerint a Kisbihari-takarórendszert hat takaróra tagoljuk, melyek közül csupán kettő tartalmaz permomezozoos vulkanoszediment fedőt, a többi kizárólag polimetamorf összetekből áll (3. ábra). Dallmeyer és munkatársai (1999), valamint Balintoni és munkatársai (2002) eredményei alapján (a korábban a Codrui-takarórendszerbe sorolt) Girda/Gârda- és Aranyosfői/Arieşeni-takaró a Kisbihari-takarórendszer legmélyebb helyzetű egységei, amit zöldpala fáciesű alpi metamorfózist elszenvedett permotriász kőzetegyüttesük definiál. Hasonló, változó mértékű nyírással, helyenként milonitosodással jellemezhető alpi metamorfózis igazolható a rájuk tolódtól Biharmezői/Poiana- és Kisbihari/Biharia-takarót felépítő összetekben, a Pajzsi/Paiuşeni és a Kisbihari/Biharia Komplexumokban (Balintoni et al., 2009a).

Az említett alpi, nagyon kis- és kisméretű (gyakran milonitok képződésével kísért) nyírásos deformáció nyomai mintegy 150 km hosszan, 5–20 km szélességben követhetők a Codrui- és a Kisbihari-takarórendszer határzónájában a Hegyes-hegység nyugati végétől a Gyalui-havasokig (Hegyes–Kisbihari nyírási öv/„*Highiş–Biharia Shear Zone*”; Pană, 1998). Az említett takarókat felépítő Pajzsi/Paiuşeni és Kisbihari/Biharia Komplexumok fő tömegét változatos protolitokból kialakult, zöldpala fáciesű, eltérő mértékű milonitosodást elszenvedett kőzetek és fillonitok alkotják, amelyek ÉNy-i vergenciával tolódtak a Codrui-takarórendszerre. A deformáció korát illetően Dallmeyer és munkatársai (1999) fillonitokból középső-jura–középső-kréta ⁴⁰Ar/³⁹Ar korokat állapítottak meg.

Az újpaleozoos Pajzsi Komplexum különböző mértékben nyírt, milonitosodott, metavulkanitokkal és metavulkanoszedimentekkel összefogazódó, alárendelten márvány lencséket tartalmazó metakonglomerátumból, metahomokkőből és fillitból áll. Ebbe a felső-karbon–alsó-perm összetekbe nyomult a Hegyesi Magmás Komplexumba sorolt granitoid intrúzió a kora-permben (278–264 millió év; Pană et al., 2002). Az alpi fázisok során mind a Pajzsi, mind a Hegyesi Magmás Komplexum kőzetei az említett nyírásos jellegű, zöldpala fáciesű metamorfózison estek át.

A takarórendszer tagjai közül a legjelentősebb a Kisbihari-takaró kőzetegyüttese (Kisbihari Komplexum), amelyet savanyúbb kőzetekkel társult metabázit, metaultrabázit, alárendelten márvány és fekete kvarcit alkot (Ilanovici et al., 1976). Az alpi deformációtól leginkább mentes metamagmatitok protolitjainak korát Pană és munkatársai (2002) a késő-kambrium–kora-ordoviciumi időintervallumba helyezték.

A magasabb helyzetű Aranyosbányai/Baia de Arieş- és Hegyes–Muncsel/Highiş–Muncsel-takarókat az Aranyosbányai és a Pajzsi Komplexum kőzetanyaga építi fel (Balintoni et al., 2009a; 3. ábra). Előbbi kizárólag közepes- és nagyfokú metamorfózison átesett variszki csillámpalából, paragneiszből, kvarcitból, eklogit kőzetzárványokat tartalmazó metakarbonátból és amfibolitból áll (Mărunţiu et al., 2004). A néhány kilométeres hosszúságú, lencse alakú (dolo-)márvány betelepülések fokozatosan mennek át az őket körbevevő gneisz és csillámpala tömegbe. Számos, a komplexumhoz kapcsolódó (szintén nyírt) granitoid is ismert. Ezek kora meglehetősen bizonytalan, Pană és munkatársai (2002) ~206 millió éves cirkon ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb kort határozták meg. Noha milonitos zónák

itt is igazoltak, az alpi, zöldpala fáciesű felülbélyegzés ezekben az egységekben kevésbé szignifikáns, mint a takarórendszer mélyebb helyzetű takaróiban (Dallmeyer et al., 1999).

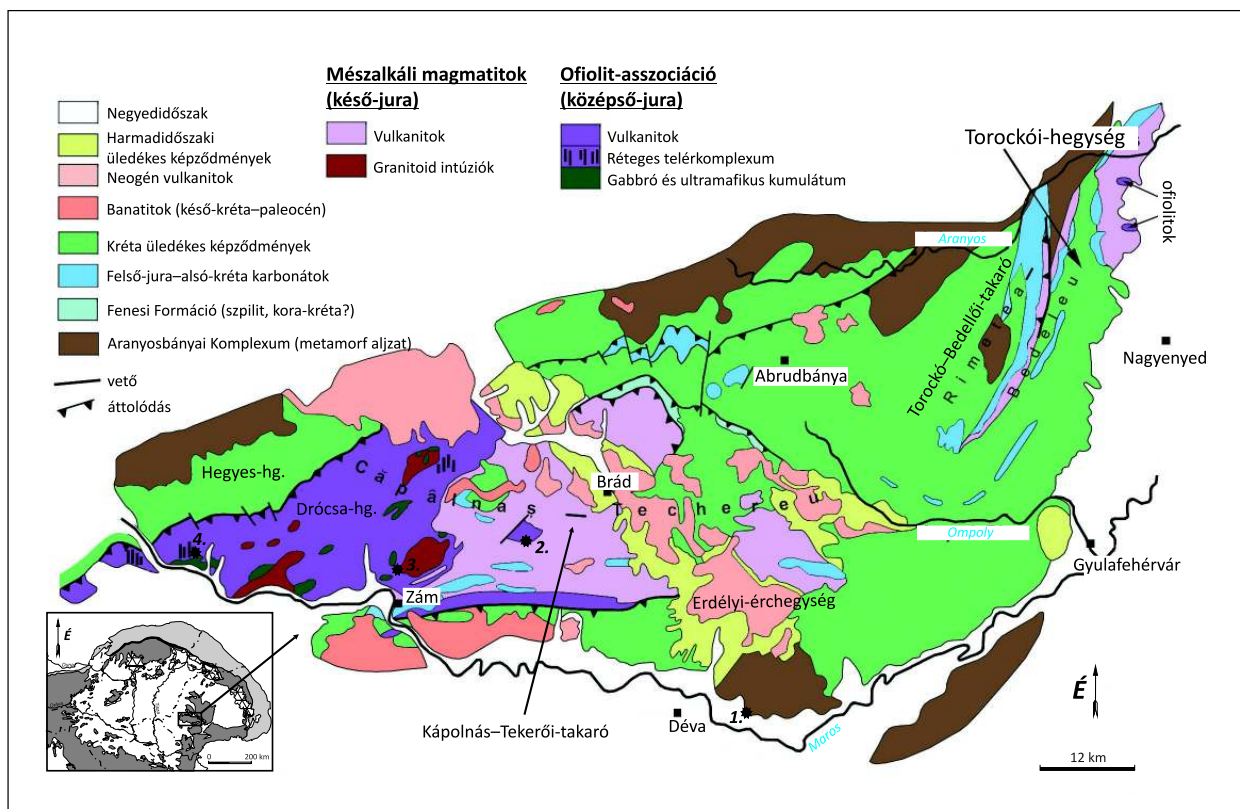
Sajátos képződmény a takarórendszer keleti részén, a Kisbihari- és az Aranyosbányai-takarók közé ékelődött Bélavári/Vulturese-Belioara-egység. Ennek rétegsora kvarc-metakonglomerátummal és kvarcittal kezdődik, ami fekete, grafitos dolomárványba és fehér márványba megy át. Pană (1998) szerint az egység protolitjainak kora öslénytanilag nem igazolt (valószínűleg triász), a nyírásos jellegű alpi metamorfózis kora és mértéke megegyezik a Pajzsi Komplexuméval (kora-középső-kréta, zöldpala fácies).

1.1.2. Déli-Erdélyi-középhegység

A Déli-Erdélyi-középhegységet fő tömegében középső-jura ofiolitok, felső-jura szigetív vulkanitok, valamint jura és kréta üledékes kőzetek építik fel. Keletkezésük, tágabb földtani kapcsolataik vonatkozásában a közelmúltig Săndulescu (1984) elképzelése volt a meghatározó. Eszerint a Marosi-öv ofiolit sorozata egyik oldalról az Északi-Erdélyi-középhegység, másik oldalról a Géta- és a Bukovinai-takarórendszer kontinentális kérgű blokkjai közé helyezhető, egykori Vardar-óceánág litoszférajának maradványaként kezelhető. Folytatása az Erdélyi-medence aljzatában, valamint a Keleti-Kárpátok kis kiterjedésű, mezozoos, ultrabázikus–bázikus kőzettestjeiben (Erdélyi-takarórendszer; Transzilvanidák) vélhető. Ezek a maradványok (az orogén övezetek általános tulajdonságainak megfelelően) mind az Erdélyi-középhegység, mind a Keleti-Kárpátok legmagasabb helyzetű takaróit képviselik. Mivel az Erdélyi-takarókból kizárólag a triászban keletkezett ofiolitokat igazoltak, Săndulescu (1984) az óceánágak középső-triásztól késő-jura-kora-krétaig tartó, egymást követő riftingjét feltételezte. Kozur (1991) sok vitát generáló közleményében (főleg öslénytani adatokra alapozva) az előbbi modell egy alternatíváját vázolta fel azzal, hogy a Marosi-övvvel szemben az Erdélyi-takarók és a (szintén triász korú) nyugati-kárpáti Meliata–Hallstatt-óceán közvetlen ösföldrajzi kapcsolatát vetette fel. A Marosi-öv és az Erdélyi-takarók közvetlen kapcsolatát feltételezik Schmid és munkatársai (2008) is.

Ennek az alapkérdésnek az eldöntéséhez járultak hozzá részletes kőzettani és geokémiai vizsgálatokkal Hoeck és munkatársai (2009). Megítélésük szerint lényeges eltérés tapasztalható a Marosi-öv és az Erdélyi-takarók földtani megjelenésében, mivel a Marosi-öv ofiolitjai egy több, mint 60 kilométeren át követhető, a képenyeredetű tektonitoktól eltekintve az ofiolit sorozat valamennyi elemét felsorakoztató, egységes övezetet alkotnak. Ezzel szemben az Erdélyi-takarókban a legnagyobb ofiolitos kőzettestek is csak néhány négyzetkilométeres felszíni elterjedésűek; nincsenek koherens ofiolit sorozatok, az ismert bazaltok és az ultrabázikus jellegű kőzetek többsége a Bukovinai-takaró barrémi–albai vadflisének olisztolitjait vagy breccsaklasztjait alkotja. Az Erdélyi-takarókban mind ócánközépi hátsági (Mid-Ocean Ridge, MOR), mind mészkalkáli és óceáni sziget bazaltokat ismerünk; utóbbiak jelenlétét a Marosi-övben eddig senki sem igazolta. Geokémiai szempontból éles eltérések figyelhetők meg a Marosi-öv és az Erdélyi-takarók MOR bazaltjai, valamint mészkalkáli bazaltjai és andezitjei között. Mindezen földtani érvek alapján Hoeck és munkatársai (2009) elvetik a Marosi-öv és a Keleti-Kárpátok ofiolitjainak közvetlen kapcsolatát, utóbbiakat a Meliata–Hallstatt-óceán ofiolitjaival vélik korrelálhatónak. Megjegyzendő azonban, hogy a témával foglalkozó mérvadó kutatók között nincs egyetértés ennek megítélésében (Pană, 2010).

A Marosi-övet alkotó takarók két, egyaránt kréta időszerű (az albai során lezajlott „ausztriai” és a maastrichti emeletben végbement „larámi”) orogén fázis során jöttek létre; ennek megfelelően egy idősebb (albai) és egy fiatalabb (maastrichti) egységbe sorolhatók (Ionescu, Hoeck, 2010). Az albai szerkezeti egységek aljzataként



4. ábra – A Déli-Erdélyi-középhegység egyszerűsített földtani térképe és szerkezeti vázlata Saccani és munkatársai (2001), valamint Ionescu és Hoeck (2010) alapján módosítva. Az indextérkép az Erdélyi-középhegység elhelyezkedését mutatja alp-kárpáti keretben. A térképvázlaton jelöltük a 6. Közéttani és Geokémiai Vándorgyűlés terepbejárása során érintett, kapcsolódó megállóhelyeket (1–4.).

az Aranyosbányai Komplexum szolgált. Közülük a legfontosabb a Déli-Erdélyi-középhegység északkeleti részén található Torockó-Bedellői/Rimetea-Bedeleu-takaró, amely vastag felső-jura szigetív magmatitokból, valamint a rájuk települő, szintén felső-jura mészkövekből áll (4. ábra).

A második, késő-kréta szerkezeti mozgásokhoz köthető takarórendszer magába foglalja az albaiban kialakult egységek egyes fragmentumait. Ezen fázis során az albaínál fiatalabb üledékes képződmények is deformálódtak, valamint északnyugati vergenciával takaróképződést szenvedtek (Ionescu, Hoeck, 2010). A legnagyobb kiterjedésű és legváltozatosabb felépítésű larámi takaró a jura ofiolitokból és szigetív magmatitokból felépülő Kápolnás–Tekerői/Căpălnaș–Techereu-takaró (4. ábra).

Az említett két kréta takarórendszer kapcsán több kérdés vár megoldásra. Ilyen például számos kréta üledékes képződmény pontos kora, a larámi takaróképződés során felülről idősebb (albai) szerkezeti elemek korrelációja, a térrövidülés mértékének pontos meghatározása, vagy az Erdélyi-középhegység és a Déli-Kárpátok középső–késő-kréta pozíciójának és kapcsolatának kérdése (Ionescu, Hoeck, 2010).

1.2. Jura ofiolitok és szigetív magmatitok a Déli-Erdélyi-középhegységben

1.2.1. Földtani háttér

A Marosi-öv fő tömegében ofiolitokból, illetve azokkal szoros összefüggésben álló mészkalkáli szigetív vulkanitokból felépülő, összetett takarórendszer (4. ábra). A múlt században a részletes földtani térképezéshez kapcsolódva, majd azt követően számos kőzettani és geokémiai munka született (Nicolae, 1995; Savu, Udrescu, 1996), az utóbbi két évtizedben pedig modern ásványtani és geokémiai

módszerek alkalmazásával a zóna fejlődéstörténetének korszerű értelmezése is napvilágot látott (Saccani et al., 2001; Bortolotti et al., 2002; Nicolae, Saccani, 2003).

A „Marosi-óceán” aszimmetrikus, kétirányú szubdukcióhoz köthető záródása a késő-jura végén kezdődött (Savu, 2007). Ehhez a folyamathoz kapcsolódik az ofiolitos kőzettestek obdukciója, valamint a szigetív vulkanizmus megindulása. Savu (2007) alapján utóbbi egyrészt (jelen orientáció szerint északon, a Drócsa–Torockói szubdukciós árok mentén) egy Mariana-típusú, bimodális, másrészt pedig (a déli szubdukciós ágon) egy Andesi-típusú, mészkalkáli vulkanizmusban nyilvánult meg.

Savu (2007) szerint a Marosi-öv jelenlegi szerkezetét alapvetően egy, a larámi kollíziót követően kialakult, kettős (longitudinális és diagonális) oldalelmozdulásos törésrendszer határozta meg. Az ofiolitok és a mészkalkáli szigetív magmatitok kapcsolata a két takarórendszerben némileg eltér egymástól. Míg a Kápolnás–Tekerői-takaróban (pl. a zámi/Zam kőfejtő közelében, azaz a szigetív vulkanitok előfordulási területének nyugati részén) a szigetív vulkanitok egyértelműen az ofiolitokra települnek (Nicolae, Saccani, 2003), addig a Torockó–Bedellői-takaróban a kontinentális kéreg maradványai őrződtek meg alattuk. A kontinentális kéregfragmentumok és az andezites összetételű szigetív vulkanitok érintkezési viszonyát (magmás kapcsolat vagy tektonikus érintkezés) azonban még nem sikerült megnyugtató módon feltárni (Ionescu, Hoeck, 2010).

1.2.2. Kőzettani felépítés

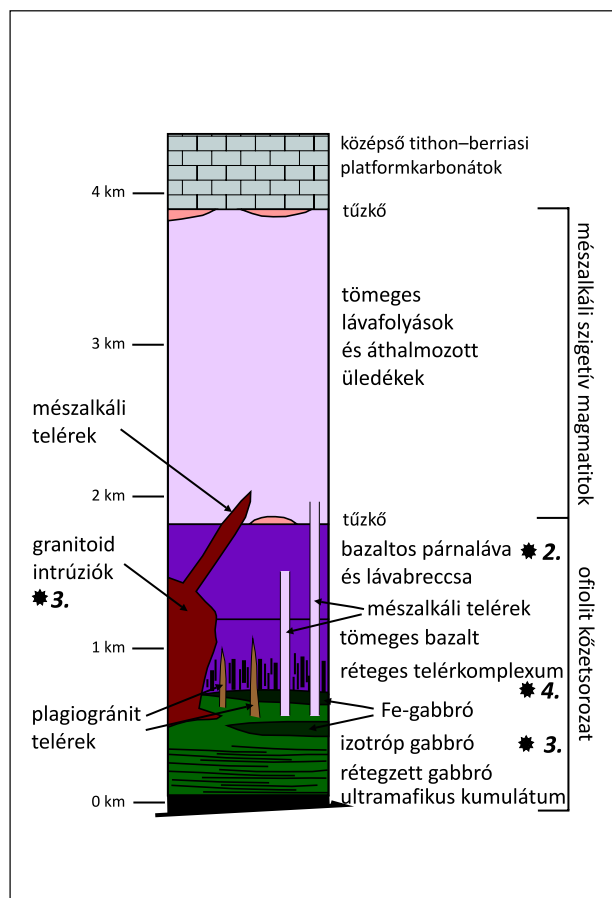
A következő rövid kőzettani jellemzés Saccani és munkatársai (2001), Nicolae és Saccani (2003), valamint Bortolotti és munkatársai (2004) munkáin, továbbá Ionescu és Hoeck (2010) összefoglalásán alapul.

Az ofiolitokból felépülő Marosi-övben kizárólag kéregeredetű

kőzetváltozatokat ismerünk; az egykori köpenyitoszféráról nincs közvetlen adatunk (Saccani et al., 2001). Az óceáni kéreg feltárt maradványai néha ultramafikus kumulátummal kezdődnek, majd réteges és izotróp gabbróval (Fe-Ti-gabbró megjelenésével) folytatódhatnak. A réteges telérkomplexum többnyire bazaltból vagy bazaltos andezitből felépülő kőzetegyüttese átmenetet képez a vulkáni és a plutoni sorozat között. A vulkáni sorozat bazaltos lávafolyásokból, párnabazaltból és bazalt hialoklasztitból áll (5. ábra).

Az ofiolit sorozat legmélyebb megőrződött része tehát kumulátumból – ez ritkán ultramafikus összetételű – vagy izotróp gabbróból (3. megállóhely) épül fel. A gyakran Fe-ban és Ti-ban gazdagodott izotróp gabbró petrográfiailag általában klinopiroxén-gabbrónak felel meg, ritkán olivin utáni pseudomorfozálakkal (Savu, 1996). Az ofiolit sorozatok általános felépítését követve a gabbró összetétel felé réteges telérkomplexumba megy át. Az ÉK-DNY-i csapású telérkomplexum jól tanulmányozható feltárásai a Marosi-öv nyugati részén, Gyulató/Julița környékén található (4. megállóhely). A részben telérek fölött elhelyezkedő, részben velük összefogazódó párnalávák alkotják a következő – a legnagyobb felszíni elterjedésű – egységet (2. megállóhely). A párnalávák és a tömeges lávafolyások többnyire afanitos, ritkán porfirós szövetű plagioklász és klinopiroxén mikrofenokristályokkal. A bazalt alapanyagát kevés halmazokba rendeződött plagioklász, klinopiroxén és vas-oxid ásványok alkotják. Az alapanyag egykori üveges és kriptokristályos része teljes egészében kloritá és agyagásványokká alakult.

A jura ofiolit sorozatban a gabbró óceánaljzati metamorfózist



5. ábra – A jura ofiolitok és a kapcsolódó mészalkáli szigetív vulkanitok egyszerűsített rétegtani oszlopa a Déli-Erdélyi-középhegységben (Bortolotti et al., 2002, 2004; Ionescu, Hoeck, 2010; módosítva)
A 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés terepbejárása során érintett, kapcsolódó megállóhelyeket szintén jelöltük (2–4.).

szünetelt, ami a klinopiroxén amfibollá, a plagioklász kalcitá, prehnitá és epidotá alakulásában érhető tetten. A réteges telérek hasonló átalakulást mutatnak, míg a vulkanitokban az albit, a klorit és a kalcit a tipikus átalakulási termék.

Néhány feltárásban az ofiolitokat vékony radiarit rétegek, másutt a felső-jura szigetív vulkanitok fedik. Utóbbi alapvetően mészalkáli bazaltból, andezitből áll, de dácit, riolit, sőt tholeiites bazalt is előfordul. Ezen vulkanitok egy óceáni kérgen kialakult szigetív anyagának maradványait képviselik. Az ofiolitokkal ellentétben a szigetív magmatitok általában porfirós szövetűek, oligoklász-labradorit összetételű plagioklász, klinopiroxén és amfibol fenokristályokkal. Másodlagos földpátok (ortoklász és albit) szintén gyakoriak. A szigetív magmatitok között megjelenő riolit- és dácit-telérek részben porfirós szövetűek; a kvarc-földpát alapanyagban földpát, kvarc és biotit fenokristályokat tartalmaznak (Ionescu, Hoeck, 2010).

1.2.3. Az ofiolit sorozat kora

Az ofiolit sorozatba számos lelőhelyen a mészalkáli szigetív vulkanitok plutoni megfelelőinek tekinthető felső-jura gránit, granodiorit és diorit intrúziók nyomultak, amelyek nyilvánvalóan posztdatálják az ofiolitokat (Bortolotti et al., 2002). Pană és munkatársai (2002) az intrúziókból származó cirkon egykristályokból U/Pb módszerrel 152–156 millió éves kort (oxfordi-kimmeridgei) állapítottak meg. Zimmerman és munkatársai (2008) 159,1–159,8 millió éves Re-Os kort határoztak meg a Soborsin/Sávárşin és a Cserbia/Cerbia közeléből származó granitoidok molibdenitjeiből. Mindezek az adatok összhangban vannak Lupu és munkatársai (1995) eredményeivel, akik callovi-oxfordinak határozták az ofiolitok fölött közvetlenül települő radiaritokat. A szigetív vulkanitok fölött települő mészalkáli réteges üledékanyagának lerakódása a tithonban kezdődhetett el (Sásáran, 2006). A fenti korhatározási eredmények együttesen az ofiolit sorozat késő-juránál idősebb kialakulását jelzik, ezért azt a szakirodalom a középső-jurába helyezi (5. ábra).

A Marosi-öv ofiolitjai viszonylag jelentős mennyiségű Ti-tartalmú, ferromágneses vas-oxid ásványt tartalmaznak, ami lehetővé tette geomágneses módszerekkel való vizsgálatukat (Ionescu et al., 2009b). Ezek a geofizikai eredmények, valamint kőzettani és geokémiai jellegeik együttesen alátámasztják azt a modellt, ami szerint a Marosi-övben található óceáni kéregmaradványok kapcsolatban álltak az Észak-Görögországban, Macedóniában és Szerbiában nyomozható Keleti-Vardar-övvvel. Számos mélyfúrás igazolta keleti-északkeleti irányú folytatásukat az Erdélyi-medence aljzatában, azonban távolabb, az Erdélyi-medence északi részén eltűnnek a mezozoos magmatizmus jelei (Ionescu et al., 2009b). A Keleti-Vardar-övvvel való korrelációt támasztja alá az ofiolitokba nyomuló jura granitoidok jelenléte is. Annak ellenére azonban, hogy több szerző szerint a Marosi-öv ofiolit sorozata a dinári ofiolitokkal áll kapcsolatban (Saccani et al., 2001; Bortolotti et al., 2002, 2004), Ionescu és Hoeck (2010) megjegyzi, hogy ez utóbbiak alapvetően nagy, ultramafikus (köpenyeredetű) kőzetegyüttesekből épülnek fel, amelyekhez alárendelten kapcsolódnak vékony kéregfragmentumok, ami viszont alapvető eltérés a Marosi-öv ofiolit sorozatához képest.

1.2.4. Geokémiai jelleg

A Marosi-öv kőzeteinek alábbi geokémiai jellemzése Saccani és munkatársai (2001), Nicolae és Saccani (2003), Ionescu és Hoeck (2004, 2006, 2010), valamint Ionescu és munkatársai (2009a, 2009b) munkáin alapul.

Az ofiolitos telérek és lávaközetek geokémiai összetétele a normál óceáni kéregre jellemző, néhány gabbró és bazalt minta azonban kifejezett Ti-gazdag affinitást mutat. Az ofiolitok és a szigetív vulkanitok együttesen a bazalttól a riolitig terjedő összetételi mezőbe

esnek a kémiai osztályozásra szolgáló TAS-diagramon (6. ábra). A réteges telérek és az ofiolitos lávaközetek teljes kémiai összetétele alapján az óceánközépi hátság bazaltokra (MORB) jellemző geokémiai evolúciós trend – növekvő Ti- és Fe-tartalom, valamint csökkenő mg# – figyelhető meg a kőzetosztályozási főelemdiagramokon (6. ábra).

A MOR-típusú bazaltminták és a réteges telérkomplexumot képviselő minták kémiai összetétele közel azonos nyomelem-tartományt képvisel. A bazaltminták ritkaföldfém tartalma változó, a kondritösszetételre normált diagramon maximálisan 30-szoros dúsulás figyelhető meg a viszonylag differenciálatlan (sík) eloszlás mellett, bár kismértékű negatív Eu-anomália észlelhető. A telérek kőzetanyaga nagyobb változékonyságot mutat: a ritkaföldfém-dúsulás mértéke elérheti a kondritértékek 70-szeresét (Ionescu et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010).

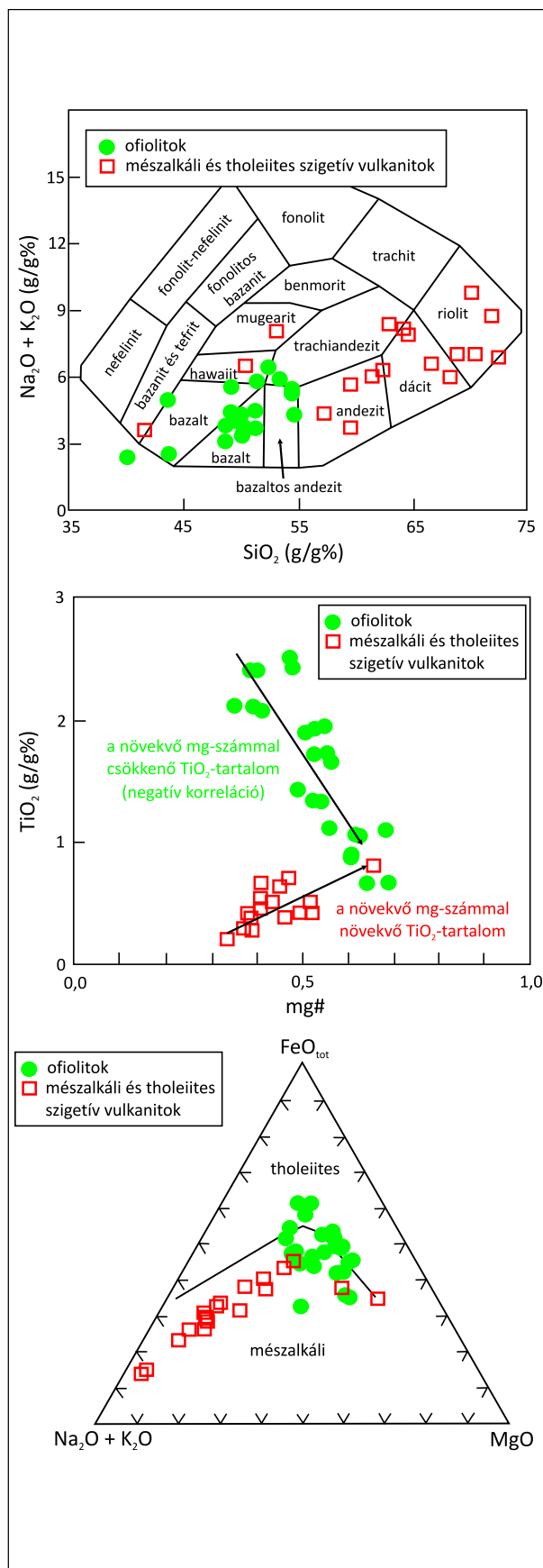
A normál MORB (N-MORB) összetételre normált sokelemes diagramon az ofiolitos kőzetsorozat mintáit változó mértékű nyomelem-dúsulás jellemzi. Kimutatható a Sr, a Th, a Ta, a Nb, a Zr, a Hf és az Y dúsulása, azaz a Marosi-öv ofiolitjainak magmája kissé gazdagodott N-MORB típusú lehetett. Az alkálifémek és az alkáliföldfémek nem mutatnak szisztematikus változatosságot, valószínűleg az utólagos, a geokémiai összetételt felülbélyegző hatások miatt (Ionescu et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010). Savu (2007) szerint az ofiolitok kialakulását megelőzően keletkezett lemezen-belüli bazaltok szintén tholeiites affinitásúak.

A szigetív eredetű kőzetegyüttes főleg andezitből, bazaltból és dácitból áll, a riolit ritka. A marospetresi (Petriş) kőfejtőből származó bazalt ritkaföldfém adatai szintén az N-MORB összetételi tartományba esnek, de – az ofiolitokkal ellentétben – kimutatható a könnyű ritkaföldfémek dúsulása a nehéz ritkaföldfémekhez képest. Az N-MORB összetételre normált sokelemes diagram alapján a tholeiites ívekre jellemző, nagy térerejű elemekben (HFSE) kimerült, nagy ionsugarú litofil elemekben (LILE) azonban enyhén gazdagodott geokémiai jelleg körvonalazódik (Ionescu, Hoeck, 2010). Az andezitminták ritkaföldfém-eloszlása differenciált – a $(La/Yb)_n$ arány egynél nagyobb –, de Eu-anomália nem rajzolódik ki a kondritra normált diagramon. Az N-MORB összetételhez viszonyítva a LIL elemek és a Th 10–100-szoros dúsulása, illetve negatív Nb-anomália figyelhető meg. Ez utóbbi hasonló a marospetresi bazalt geokémiai bélyegéhez. Az andezit összetételében ugyancsak határozott negatív TiO_2 -anomália figyelhető meg. Ionescu és Hoeck (2010) szerint az említett geokémiai jelleg a mészkáli kőzetekre tipikusak, és összhangban vannak Nicolae és Sacconi (2003) korábbi eredményeivel.

A geokémiai adatokat együttesen értékelve Ionescu és Hoeck (2010) megállapította, hogy a Déli-Erdélyi-középhegység jura magmatitjainak kémiai összetételében két eltérő trend rajzolódik ki. Az egyik egy tipikus N-MORB típusú frakcionációs trend, ez jellemző az ofiolitos sorozat kőzeteire. A másik trendre a Ti- és Fe-tartalom, valamint a mg# csökkenése a jellemző, ami a differenciáltabb (frakcionálódó fázisként amfibolt és magnetitet tartalmazó) kőzetek esetében általános. Ez jellemzi a szigetívek tholeiites bazaltjait és a mészkáli andeziteket. A riodácit és a riolit valószínűleg a jura granitoid intrúziókhöz kapcsolódik. Az ofiolitos bazalt nagy, míg a szigetív vulkanitok kis Ti-tartalma (azonos Zr koncentráció mellett) azt sugallja, hogy a szigetív vulkanitokhoz tartozó bazalt nem a Fe-Ti-gazdag ofiolitos magmából alakult ki. Ennek megfelelően két eltérő magmaforrás magyarázhatja az ofiolitos kőzetsorozat és a szigetív magmatitok eltérő evolúcióját.

1.3. Késő-kréta magmás komplexum: banatit

Az Erdélyi-középhegységben igazolt következő magmás esemény



6. ábra – A jura ofiolitok és a kapcsolódó mészkáli szigetív vulkanitok főelemgeokémiai jellege Ionescu és Hoeck (2010) alapján

a késő-krétában zajlott (Iarâmi orogén fázis), melynek eredményeként az úgynevezett „banatitok” jöttek létre (Ionescu, Hoeck, 2010). Kőzettani értelemben a gránitostól a dioritosig változó összetételű mészkáliai intrúziók és az ezekhez kapcsolódó vulkanitok alkotják ezt a kőzetsorozatot. Nevezéktani érdekesség, hogy a „banatit” összefoglaló név – az előfordulási területre utalva – a Bánát (Bánság) földrajzi névből származik (jelenleg Északkelet-Szerbia, illetve Délnyugat-Románia területéhez tartozik). A dácit kőzetnév szintén az Északi-Erdélyi-középhegységben feltárt banatitos vulkáni kőzetváltozatra vezethető vissza (Ionescu, Hoeck, 2010), amit a hajdani római provincia (Dacia) alapján neveztek el. A terepbejárás során a banatitos kőzetsorozat képviselőit nem érintjük, ezért azok részletes jellemzésétől eltekintünk.

1.4. Neogén magmatizmus az Erdélyi-középhegységben

A Pannon-medence neogén történetét az Alpok és a Kárpátok íve mentén fellépő szubdukciós folyamatok határozták meg (Royden, 1988; Horváth, 1993). Az általánosan elfogadott vélemények szerint szubdukciós hátragördülés (Royden et al., 1983) és árok-szívóhatás okozta a Pannon-medence preneogén aljátát alkotó lemeztrüdékek keleti irányú mozgását, miközben az Alcapa mikrolemez az óramutató járásával ellentétes, a Tisia azonban azzal megegyező forgómozgást végzett. A neogén magmatizmus folyamata szempontjából kiemelkedő jelentőségű, hogy az Európai lemez szegélye az Alcapa, majd a Déli-Pannon-egység (Tisza-Dácia) alá szubdukálódott (Csontos et al., 1992; Csontos, 1995). Szabó és munkatársai (1992) a miocén vulkáni összletek geokémiai vizsgálata alapján megállapították, hogy az alábukó lemez részben óceáni típusú volt. A szubdukció következtében a Pannon-medence litoszférája elvékonyodott (Horváth, 1993), és egy kontinentális ív-mögötti medencévé alakult (Royden et al., 1982, 1983). A szubdukció a terület északi részén 14–16 millió éve (középső-miocén), központi területén 12–16,5 millió éve (bádeni-szarmata), míg a keleti-délkeleti területen 11–13 millió éve (szarmata) fejeződött be (Meulenkamp et al., 1996).

A neogéntől a pleisztocénig tartó vulkáni aktivitás döntően (>70%) mészkáliai, kisebb részben alkáli jellegű kőzetösszletek kialakulását eredményezte (Harangi, 2001; Seghedi et al., 2004a, 2004b, 2004c). A mészkáliai vulkanizmus termékei 700 kilométernél hosszabb, a Kárpátokkal közel párhuzamos ívbe rendeződtek. A kapcsolódó vulkanitok igen elterjedtek a Keleti-Kárpátokban (pl. az Avas-hegység, a Gutin, a Cibes, a Borgói-hegység, a Kelemen- és a Görgényi-havasok, továbbá a Hargita területén), de az Erdélyi-középhegységben, a Mecsekben, valamint a fiatal üledékekkel fedett medenceterületeken szintén megtalálhatók. A magmás ív működése a Keleti-Kárpátokban a késő-bádenitől a pleisztocénig (200 ezer év) tartott, amely során a vulkanitok mellett intruzívumok is keletkeztek (Pécskay et al., 1995, 2009). A pliocén-kvarter idején a Kárpát-Pannon térségben (Stájer-medence, Kisalföld, Bakony-Balatonfelvidék, Nógrádi-medence-Gömör térsége, Erdélyi-medence keleti része) lemezen belüli alkáli bazaltos vulkanizmus volt jellemző (Embey-Isztin, Dobosi 1995; Seghedi et al., 2004b).

Az Erdélyi-középhegység és környezetének neogén vulkanizmusára alapvetően extenziós tektonikai rezsimhez köthető (Roşu et al., 2004). A Keleti-Kárpátokhoz hasonlóan a fő vulkáni aktivitás a középső-miocéntól a pleisztocénig tartott. A neogén mészkáliai és alkáli magmatizmus termékei – a miocén üledékes képződményekkel szoros összefüggésben – ÉÉNy-DDK irányba rendeződött, elszört medencékben (mint pl. a Zarándi-, a Brádi-, a Zalatnai-medence) található (Roşu et al., 2004). A terület neogén magmatitjainak alapvető kőzettani és geokémiai jellemzőit az alábbiakban Downes

és munkatársai (1995), Pécskay és munkatársai (1995, 2006, 2009), Roşu és munkatársai (2004), Seghedi és munkatársai (2004a, 2005) alapján foglaljuk össze.

Az Erdélyi-középhegységben a neogén vulkanitok összetétele zömmel andezites, ritkább a bazaltos andezit és a dácit. A legfiatalabb (mintegy 1,6 millió éves) eruptív kőzet az Aranyi-hegyen feltárt trachiandezit és trachidácit (1. megállóhely). Az említett vulkanitok petrográfiailag többnyire porfirós szövetűek, orto- és klinopiroxén, amfibol, plagioklász és kvarc fenokristályokkal. Az andezit reprezentatív geokémiai összetétele normál mészkáliai trendet követ, ritkán (a nagy Al_2O_3 - és Sr-, valamint kis Y- és nehéz ritkaföldfém-tartalmú kőzetek) adakitos affinitást mutat (Roşu et al., 2004).

Az Erdélyi-érchegység (2. ábra) területén található neogén vulkáni képződmények izotópos összetételük alapján szubdukciós jellegűek. A tipikus mészkáliai összetételből az adakitos mészkáliai összetétel 14,7 és 7,4 millió év között alakult ki (Roşu et al., 1997). Seghedi és munkatársai (2004a, 2007) a középső-miocén extenziós események (Royden 1988; Csontos et al., 2002) során a nyomáscsökkenés hatására bekövetkezett részleges litoszféra-olvadás szerepét emelik ki a magmaképződésben. Roşu és munkatársai (2001) szerint a ~2,5 millió éves alkáli bazalt és a ~1,5 millió éves shoshonit lokális tenziós térben feláramló, a korábbi szubdukciós folyamatok hatására metasomatizált, forró köpenyanyag és/vagy alsó kéreg nyomáscsökkenéses olvadásával keletkezett.

Az Erdélyi-középhegységben a neogén magmatizmus eredményeként földtanilag, illetve gazdaságilag fontos ércesedések jöttek létre. A három jellemző ércesedési forma: a nagy vagy kis szulfidációs fokú epitermás Au–Ag ércesedés (termésárgy, elektrum, szfalerit, galenit, telluridok, szulfosók); a hintett-eres (stockwerk) szerkezetű porfirós Cu–Au ércesedés (kalkopirit, bornit); továbbá a breccsás szerkezetű epitermás ércesedés (Wanek, 2015). A leghíresebb előfordulások (Verespatak/Roşia Montană, Aranyosbánya/Baia de Arieş, Nagyág/Săcărâmb, Brád/Brad) az ún. „Aranyégyszög” tagjaiként ismertek, továbbá a veresvölgyi (Roşia Poieni) porfirós rézércesedés köthető a neogén vulkáni aktivitáshoz (Benea, Tămaş, 2010; Ionescu, Hoeck, 2010).

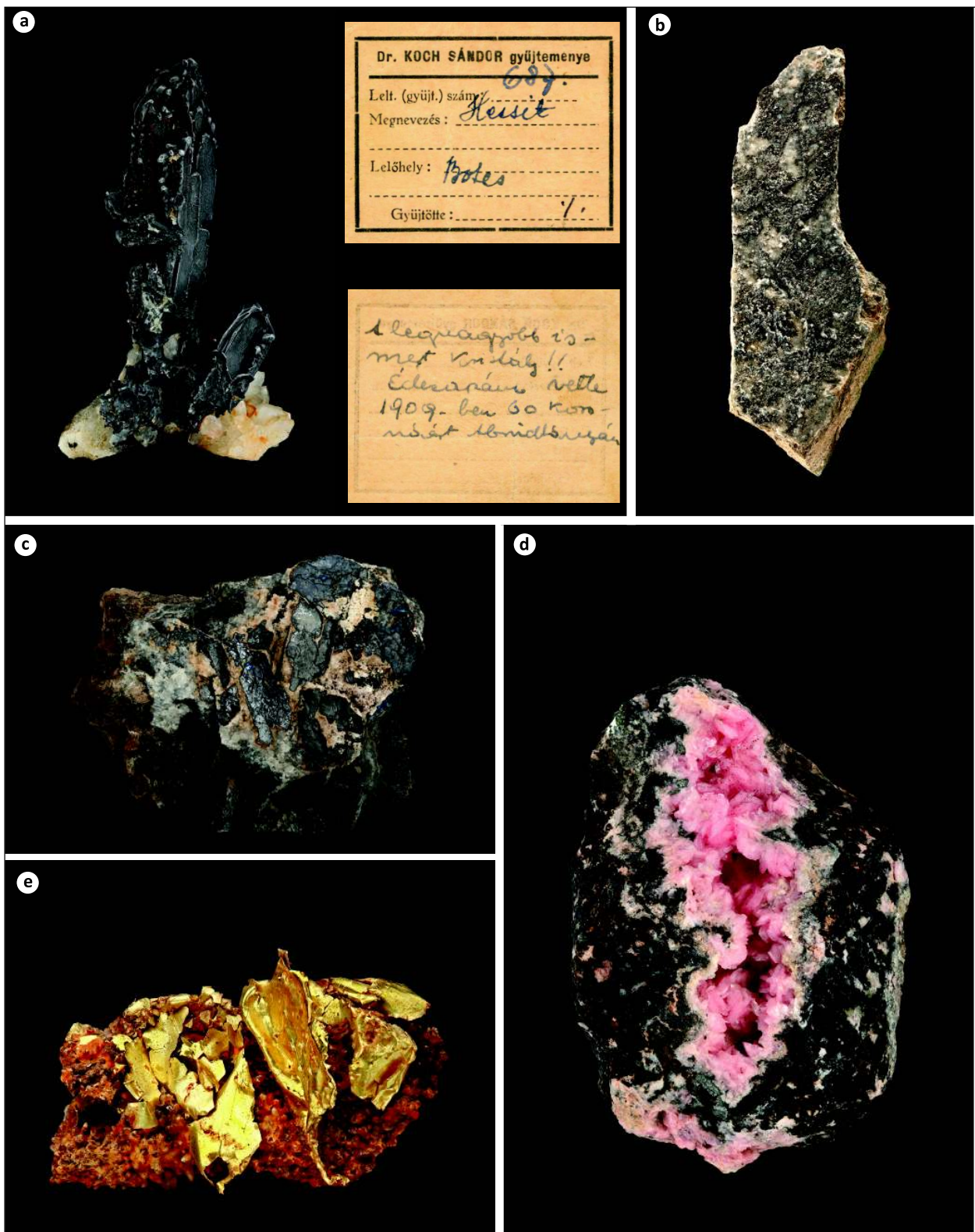
A terület gazdasági és tudományos (ásványtani) jelentőségét kiemeli, hogy Verespatakon található Európa egyik legnagyobb aranyérctelepe; a Zalatna környéki Au-telluridos ércesedés vezetett a tellúr elem (Te) felfedezéséhez; továbbá Nagyág kilenc ásvány (alabandin, krautit, krennerit, müzeumit, muthmannit, nagyágit, petzit, rodokrozit, stützit) típuslelőhelyeként a Kárpát-medence egyik leggazdagabb ásványlelőhelye (Pál-Molnár, 2013; Wanek, 2015). Az Erdélyi-érchegységből származó telluridok a Szegei Tudományegyetem Koch Sándor Ásványgyűjteményének (Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) különleges, felbecsülhetetlen értékű példányait képviselik (7. ábra).

2. Terepi megállók

2.1.1. megállóhely: Aranyi-hegy (Măgura Uroiului), Piski (Simeria)

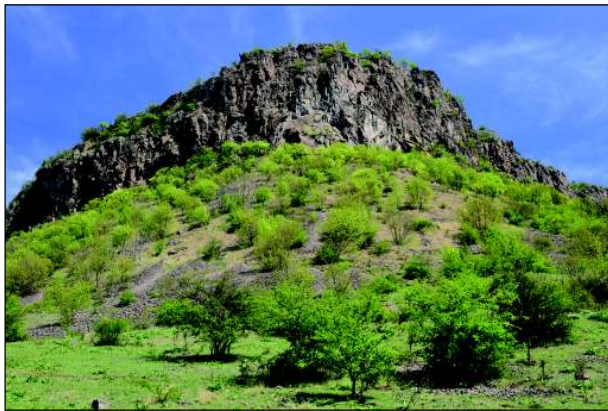
A 300 m magas Aranyi-hegy a Maros jobb partján Piskitől 3 km-re, északkeletre található (É 45°51.515' és K 23°2.581') az Erdélyi-érchegység déli részén (Déli-Erdélyi-középhegység; 2. és 8. ábra). Elnevezését valószínűleg a naplementekor aranszínben pompázó lejtős hegyoldalról kapta (Benea, Tămaş, 2010). Más forrás szerint azonban Arany település neve személynév eredetű, magyar névadással (Wanek, 2015).

Hazai és nemzetközi geológiai jelentőségét kiemeli, hogy Koch Antal, a kolozsvári egyetem professzora 1878-ban az Aranyi-hegy andezitjéből írta le a pszeudobrookit (Fe_2TiO_3) ásványfajt (Koch,



7. ábra – Ásványritkaságok az Erdélyi-középhegység neogén vulkanitjaiból, Szegedi Tudományegyetem Koch Sándor Ásványgyűjteménye (Pál-Molnár, 2013)
 a. Hessit, Ag_2Te , Botesbánya; a 8 cm magas példány mellett az eredeti leltári címke Koch Sándor kézírásával; b. Szilvanit, AuAgTe_2 , Aranyosbánya (Offenbánya) – az alapkőzet magassága 14 cm; c. Nagyágít, $[\text{Pb}(\text{Pb},\text{Sb})\text{S}_2][(\text{Au},\text{Te})]$, Nagyág – az alapkőzet szélessége 9 cm; d. Rodokrozit (MnCO_3) és alabandin (MnS), Nagyág – magasság: 8 cm; e. Termésarany (Au), Abrudbánya – az alapkőzet szélessége 4 cm.

1878). Az Aranyi-hegy szintén típuslelőhelye egy amfibolnak, a fluoro-magneziohastingsitnek, amit 2006-ban Hans-Peter Bojar és Franz Walter grazi kutatók írtak le (Benea, Tămaş, 2010).



8. ábra – Az Aranyi-hegy (fotó: Pál-Molnár Elemér)

2.1.1. Koch Antal, a földtudós

Koch Antal (1843, Zombor – 1927, Budapest) geológus, petrográfus, mineralógus, paleontológus, a földtudományok szinte valamennyi területén egyaránt jelentős eredményeket ért el (9. ábra). Életének legfontosabb állomásait Szinyei (1899) és Papp (2002) összefoglalására támaszkodva ismertetjük.

Gimnáziumi tanulmányait (Kalooca, Baja) követően Pesten tanult vegytan–természetrajz szakon, ahol 1865-ben kapott középiskolai tanári oklevelet. 1868-tól Szabó József (bányamérnök, geológus, egyetemi ásványtan–földtan tanár) mellett tanársegéd, ekkor kezdett el mikroszkópi („górcsóvi”) kőzetvizsgálattal foglalkozni. 1869-től 1872-ig a Magyar Királyi Földtani Intézetben dolgozott helyettes geológusként. 1872-től a kolozsvári tudományegyetemen az ásvány-, föld- és őslénytani nyilvános rendes tanára, majd 1884–1885 között dékáni (Matematikai és Természettudományi Kar), illetve 1891–1892 között rektori feladatokat látott el. 1895-től ismét Budapesten élt, ahol nyugalomba vonulásáig (1913) az összevont Földtani–Őslénytani Tanszék vezetője volt.

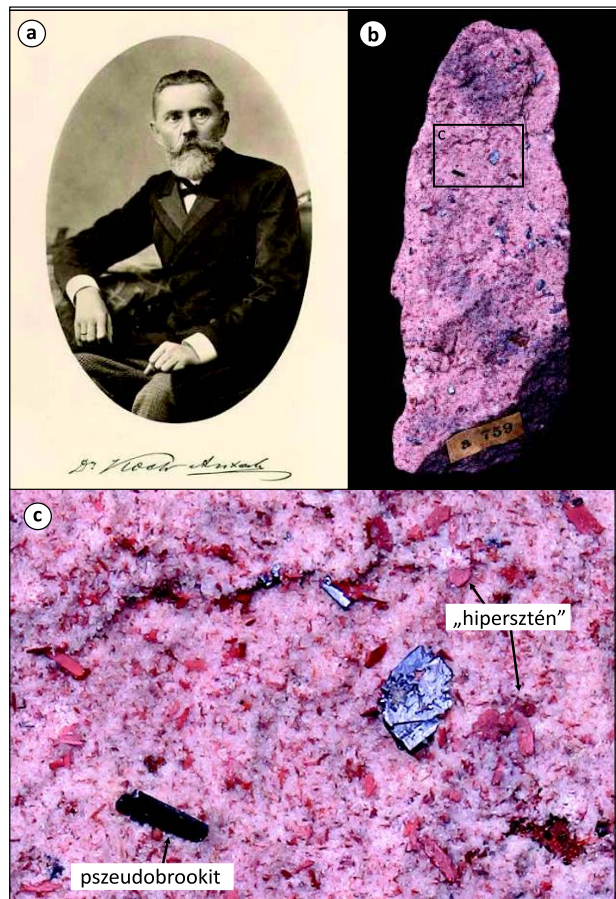
Tudományos eredményei elismeréseként 1875-ben a Magyar Tudományos Akadémia levelező, majd 1894-ben rendes tagjává választották. 1904-től 1910-ig a Magyarhoni Földtani Társulat elnöki tisztét töltötte be, majd 1915-ben tiszteleti tagnak választották. 1904-ben a londoni Földtani Társaság (Geological Society) tiszteletbeli tagja lett. Tudományos és oktatói tevékenysége elismerésül nyugalomba vonulásakor magyar nemesi címet kapott, a Bodrogí nemesi előnevet 1916-ban vette fel.

2.1.2. A neogén vulkanitok petrográfija

Az Aranyi-hegy vulkáni kőzete makroszkópos megjelenése alapján két alapvető típusba sorolható (Benea, Tămaş, 2010): az egyik szürke színű, a másik hematit-gazdag, ezért vörös árnyalatú. Koch (1878) augitandezitként említi, azonban a későbbi munkákban a lávafolyások kőzetei mellett piroklasztot szintén elkülönítettek, és a kőzettani besorolás trachandezitre módosult (Berbeleac, 1962; Savu et al., 1994b).

Berbeleac (1962) kutatásai alapján a jelenlegi lapos kúpszerű morfológia (10. ábra) nem egy egyszeri vulkáni esemény terméke, hanem három jól elkülönülő andezites lávafolyást eredményező kitérés során jött létre, ezekhez piroklaszt-szórás termékei társultak. Az első kitérést a szürke andezit képviseli; ez alkotja az Aranyi-hegy bázisképződményeit; jelenlegi feltárásait a Maros-folyó közelében

elhelyezkedő kis kőfejtőkben, illetve Arany (Uroi) település közelében útbévágásokban találjuk (Benea, Tămaş, 2010). A kitűnően feltárt második lávageneráció alkotja az Aranyi-hegy keleti, nyugati és déli meredek lejtőit. Ásványos és kőzettani összetételét tekintve ez a kőzet nagy hasonlóságot mutat az első lávagenerációhoz, lé-



9. ábra – Koch Antal (a; forrás: Koch-émlékkönyv, 1912) és vörös andezit (b) az Aranyi-hegyről; a kőzet mérete 3x12 cm (fotó: Pál-Molnár Elemér)
A fekete, fémes fényű pszeudobrookit kristályok hűsvörös piroxén társaságában jelennek meg (c).

nyeges eltérést a karmazsinvörös színe jelent. A harmadik lávaszint barnászvörös színével különül el, folyásos szövet jellemzi, jóval porózusabb és puhább, mint a második generáció kőzetasszociációja. A második és a harmadik lávaszintet vékony piroklasztitokból álló betelepülés választja el. A harmadik lávageneráció termékei az Aranyi-hegy északi részén talajjal erősen fedett, kis feltárásokban nyomon követhetők (Benea, Tămaş, 2010).

Roşu és munkatársai (2004) szerint az Aranyi-hegyet felépítő piroxénandezit shoshonitos jellegű, az Erdélyi-középhegység alkáli magmatizmusának legfiatalabb (1,6 millió év) kifejlődését képviseli. Az andezit tipikus jellemzője a gyakori xenolit tartalom. Kőzetzárványként gabbró, diorit és metamorf kőzetfragmentum egyaránt megjelenik. A xenolitokat andraditos összetételű gránátból, epidotból, diopszidból és hematitből álló reakciószegély öleli körbe. A SiO₂-gazdag xenolitok többnyire tridimitet tartalmaznak. Az andezit ásványos összetétele: plagioklász (andezin), klinopiroxén (augit), ortopiroxén („hipersztén”), biotit, apatit, magnetit és hematit. A „hipersztén” kicsi (0,5–1 mm), megnyúlt, vörös kristályok formájában jelenik meg. Érdekessége, hogy ezt az ásványfázist Koch (1878) egykori tanára és példaképe tiszteletére új ásványként,



10. ábra – Az Aranyi-hegy lapos, kúpszerű morfológiáját három, jól elkülöníthető vulkáni fázis hozta létre (fotó: Pál-Molnár Elemér)

1. táblázat – A pszeudobrookit (Anthony et al., 1997) és a fluoro-magneziohastingsit (Bojar, Walter, 2006) fő ásványtani tulajdonságai

	Pszudobrookit	Fluoro-magneziohastingsit
Kémiai képlet	Fe_2TiO_5 (elméleti); $(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+})\text{O}_5$	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}\text{F}_2$
Szín	sötét vörösbarna, barnásfekete, fekete	vörösbarnától a sárgásbarnáig
Porszín/Karcszín	vörösbarnától az okkersárgáig	világos vörösbarna
Fény	fémes	üveg
Átlátszóság	opak	kis kristályai átlátszóak
Hasadás	rossz {010}	tökéletes {110}
Törés	kagylós	nincs adat
Kristályforma	prizmástól táblásig, tús radiális elrendezéssel	prizmás
Kristályrendszer	rombos	monoklin
Cellaparaméterek	$a = 9,796 \text{ \AA}; b = 9,981 \text{ \AA}; c = 3,730 \text{ \AA}; Z = 4; V = 364,71 \text{ \AA}^3$	$a = 9,871 \text{ \AA}; b = 18,006 \text{ \AA}; c = 5,314 \text{ \AA}; \beta = 105,37^\circ; Z = 2; V = 910,7 \text{ \AA}^3$
Tér csoport	<i>Bbmm</i>	<i>C2/m</i>
Röntgendiffrakció (I/I_0)	3,486 (100) 2,752 (77) 4,901 (42)	3,124 (100) 8,421 (61) 3,271 (61)
Mohs-féle keménység	6–6,5	6
Sűrűség (g/cm^3)	4,39	3,18
Megjelenés	mint kristályfészkek és kitöltések vulkanikus közegek üregeiben	kristályokként xenolitok kis üregeiben
Előfordulás	Románia (Aranyi-hegy, Măgura Uroiului), Olaszország (Vezúv, Etna)	Románia (Aranyi-hegy, Măgura Uroiului)

szabóítként írta le. Valamivel később azonban Krenner József mineralógus bizonyította, hogy ez a „hipersztén” oxidált változata (Papp, 2004). A jelenleg elfogadott nemzetközi nevezéktanban azonban a „hipersztén” – $(Mg,Fe)_2Si_2O_6$ – sem érvényes ásványfajnév, az Fe-gazdag enzstatit vagy ferroszilit piroxénnek felel meg (Morimoto, 1988; Bognár, 1995). Az egykori „szabóit” így a részlegesen mállott enzstatittal párhuzamosítható.

A pszeudobrookit csak a vörös andezitváltozatban jelenik meg, ami az andezites lávafolyás második generációját képviseli. Mind a kőzet alapanyagában, mind repedésekben megtalálható néhány mm-es (max. 5 mm hosszú), fekete, fémes fényű, megnyúlt vagy táblás kristályok formájában (9. ábra). Szinte valamennyi esetben a pszeudobrookit Fe-gazdag enzstatit (a korábbi „szabóit”, majd „hipersztén”) és hematit társaságában kristályosodott (Benea, Tămaş, 2010).

A Bojar és Walter (2006) által leírt új ásvány, a fluoro-magnezios-hastingsit amfibolváltozat maximálisan 3 mm hosszú kis prizmás kristályok formájában jelenik meg, az átalakult xenolitokban kialakult kis üregek falát bevonva. Ez az ásványritkaság Ti-gazdag hematit, augit, flogopit, enzstatit, földpát, tridimit, titanit, fluorapatit, ilmenit és pszeudobrookit társaságában fordul elő (Benea, Tămaş, 2010).

A pszeudobrookit és a fluoro-magnezioshastingsit legfontosabb ásványtani jellemzőit Benea és Tămaş (2010) összeállításán alapján az 1. táblázatban foglaltuk össze.

2.2.2. megállóhely: Viszka (Visca), jura párnaláva

A Déli-Erdélyi-középhegységben jura ofiolitok a felső-jura–alsó-kréta mészkáli szigetív magmás sorozat termékeivel együtt az eurázsiai és az apuliai (adriai) paleozoos kontinentális perem határát kijelölő keskeny övben található (Saccani et al., 2001; Nicolae, Saccani, 2003). Az erősen széttagolt ofiolit sorozatban a felső köpenyt és a legelső kérget képviselő kőzetegyüttes nem jelenik meg, a feltárásokban a plutoni (rétegzett vagy izotróp gabbró, Fe-gabbró, kvarcdiorit, ultramafikus kumulátum), a szubvulkáni (réteges telérkomplexumok bazalt és bazaltos andezit kőzetváltozatokkal) és az ofiolitos vulkáni egységek (párnaláva összetételű, tömeges lávafolyás, vulkáni breccsa) tanulmányozhatók (5. ábra). A nagy Ti-tartalmú vulkáni kőzetek geokémiai jellemzői az óceánközépi hátság bazalt (MORB, Mid-Ocean Ridge Basalt) összetételével, továbbá a Dinaridák és a Hellenidák nagy Ti-tartalmú ofiolitos komplexumaival rokoníthatók. Az intruzív kőzetek jellemző ásványai az olivin, a plagioklász, a klinopiroxén, a krómspinell és a Fe-Ti-oxidok. A szubvulkáni és vulkáni kőzetváltozatok uralkodóan plagioklász, klinopiroxént és Fe-Ti-oxidokat tartalmaznak (Saccani et al., 2001).

A terepbejárás során a jura ofiolitok és a kapcsolódó felső-jura–alsó-kréta magmás sorozat kőzetei közül először egy párnaláva összetételű (Viszka, Visca), majd gabbró és granodiorit (3. megállóhely: Cserbia, Cerbia) feltárást, végül egy réteges telérkomplexumot (4. megállóhely: Gyulató, Julița) tekintünk meg (2. és 4. ábra).

2.2.1. Jura párnabazalt

A Marosi ofiolitív (ofiolitos szutúrazóna) területén a gabbró–telér kifejlődés térbeli elterjedését követve számos helyen tanulmányozható a bazaltos párnaláva. Egyik legszebb és legnagyobb feltárását a zámi kőfejtőben találjuk (Ionescu et al., 2009a), ami azonban a jelenleg aktív bányaművelés miatt a 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés terepi programjában nem szerepel. A viszkai feltárásban látható lávapárnák átmérője általában néhány deciméteres nagyságrendű (11. ábra).

Kőzettani jellemzők: a párnaláva bazalt központi része tömeges, holokristályos, külső része azonban nagymértékben buborékosodott. Az üregeket kalcit (\pm hematit), epidot és agyagásványok töltik ki. A

párnaláva nagyon finomszemcsés, eredetileg üveges alapanyaga agyagásványosodott. Az alapanyagban egyenletes eloszlásban kis-méretű magnetit és ilmenit található, továbbá mikrofenokristályként parányi plagioklász (50–60% anortit-tartalommal) és klinopiroxén kristályok fordulnak elő. Utóbbi két ásvány gyakran olyan glomeroporfirós halmazokat alkot, amelyekben a klinopiroxén kevésbé átalakult. Más szöveti helyzetben a piroxén azonban fibrózus amfibollá (aktinolit, tremolit), kloritá, illetve epidottá alakult át (Ionescu et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010).

Geokémiai jelleg: az ofiolit sorozathoz kapcsolódó bazaltos párnaláva tipikus óceánközépi hátság (MORB) jellegű, ezen belül normál-MORB (N-MORB) összetételű (Savu et al., 1994a). A diszkriminatív fő- és nyomelemek közül erre utal a viszonylag nagy TiO_2 -tartalom (átlagosan 0,54%), a Rb kis mennyisége (6–46 ppm), a Fe-Ti dúsulási trend, valamint a nagy Zr/Nb-, Nb/U- és Ti/Zr-arány. A ritkaföldfémek differenciációja nem jelentős, bár a nehéz ritkaföldfémek (HREE) mennyisége kisebb, mint a könnyű ritkaföldfémeké (LREE). A reprezentatív mintákra sík kondritra normált eloszlás jellemző, amelyekben a $(La/Yb)_N$ érték egy körüli (Savu et al., 1994a; Ionescu et al., 2009a; Ionescu, Hoeck, 2010).



11. ábra – Jura párnabazalt, Viszka (fotó: Pál-Molnár Elemér)

2.3.3. megállóhely: Cserbia (Cerbia), jura mélységi magmás kőzetek

Cserbia település közelében, a Déva–Arad főút (E68) elágazásától északra 3–5 km-re, mind a jura ofiolitos kőzetsorozathoz, mind a felső-jura–alsó-kréta szigetív magmatitokhoz kapcsolódó plutoni kőzetek egy-egy jellegzetes képviselőjét megtaláljuk (2. és 4. ábra). Az előbbit a feldarabolódott, DNy–ÉK-i irányultságú zónákba ren-

deződött gabbró-réteges telérkomplexum legkeletibb kifejlődéséhez sorolt gabbrófeltárás (12. ábra), az utóbbit a jura granitoid intrúzióhoz tartozó granodiorit feltárása képviseli.



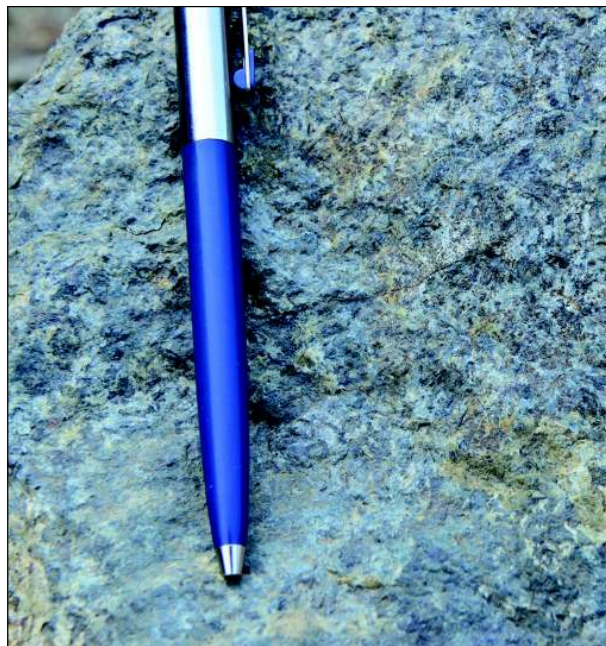
12. ábra – A jura gabbró feltárása Cserbia közelében, útbevágás (fotó: Pál-Molnár Elemér)

2.3.1. Jura gabbró

A területről ismert viszonylag kis kiterjedésű, 1–0,5 km hosszúságban megnyúlt, néhány száz méter széles gabbrótesteket a réteges telérkomplexumhoz tartozó dolerit veszi körbe, ezért ezek a mélységi magmás kőzetek az ofiolit-asszociáció izotróp gabbró egységének felelhetnek meg (Ionescu, Hoeck, 2010 és az általuk hivatkozott irodalmak).

Kőzettani jellemzők: a sötétzöld, közép-durvaszemcsés, izotróp gabbró szemcsemérete 1 és 10 mm között változik (13. ábra). Ásványos összetételét a klinopiroxén (diopszid–augit) és a plagioklász dominanciája jellemzi, bár a klinopiroxén döntően amfibollá alakult, az eredeti összetétel reliktumok alapján feltételezhető (Saccani et al., 2001). Az izotróp gabbróban a változó Ti-tartalmú magnetit általánosan elterjedt. Az üde olivin azonban nem jellemző, bár a szerpentin-ásványok alkotta foltszerű pszeudomorfózák alapján korábbi jelenléte feltételezhető. Az amfibol két eltérő megjelenési formában található meg: a nagyméretű kristályok klinopiroxén utáni pszeudomorfózák, míg a nagy amfibolszemcsék közötti alpanyagban nagyon finomszemcsés amfibol azonosítható. Optikai tulajdonságok alapján összetételük a magnezio-hornblende–pargazit változatoknak felel meg (Saccani et al., 2001; Ionescu, Hoeck, 2010). A magmás kőzetet ért nagy hőmérsékletű óceánaljzati metamorfózis eredményeként számos ásványátalakulás mutatható ki az izotróp gabbróban. Ezek közül az egyik legjellegzetesebb a Ti-tartalmú magnetit helyettesítése titánnal, továbbá a klinopiroxén átalakulása amfibollá, illetve az olivin szerpentinésedése. A további hűlés hatására kalcit, klorit és valószínűleg glaukonit–szeladonit képződött átalakulási termékként (Ionescu, Hoeck, 2010).

Geokémiai jelleg: az ofiolitsorozathoz kapcsolódó izotróp gabbró – a korábban bemutatott viszkai párnaláva bazalthoz hasonlóan – tipikus óceánközépi hátság bazalt (MORB) jellegű. A diszkriminatív fő- és nyomelemek közül nagy Zr/Nb- és Nb/U-arány, valamint a könnyű ritkaföldfémek (LREE) kis koncentrációja jellemzi ezt a kőzettípust (Savu et al., 1994a; Ionescu, Hoeck, 2010).



13. ábra – A gabbró makroszkópos megjelenése (fotó: Pál-Molnár Elemér)

2.3.2. Jura granodiorit

A Marosi ofiolitos szutúrazónán belül több, különböző méretű granitoid intrúzió ismert, így például Soborsin (Sávárşin) vagy Cserbia (Cercia) közelében. A granitoid intrúziók elrendeződése a gabbró és a réteges telérkomplexumok jellemző DNY–ÉK-i elnyújtott irányát követi; azokkal vékony kontakt metamorf zónával érintkeznek. Ionescu és Hoeck (2010) összefoglalása alapján a korábbi kutatások szerint ezek a granitoid kőzetek késő-kréta–paleogén magmás fázishoz kapcsolhatók, illetve a K-Ar koradatok a kora-kréta magmás aktivitást sugallták. Meglepően új eredményekkel szolgáltak azonban az U/Pb izotóprendszerre épülő mérések (Paná et al., 2002), melyek alapján a Soborsin melletti granitoid 152–156 millió éves, azaz oxfordi–kimmeridzei (jura). Ezt a kort erősítette meg a Cserbia melletti granitoidból származó molibdenit Re/Os elemzése is (Zimmermann et al., 2008).

Kőzettani jellemzők: a Cserbiától délre található útbevágás – ami a jura granitoidok egyik legjobb feltárása a Déli-Erdélyi-középhegységben – jellemző kőzete a halvány rózsaszínű granitoid (14. ábra). A kőzettani vizsgálatok alapján a Cserbia granitoid intrúzió változó összetételű kőzetanyagát diorit, kvarcdiorit, granodiorit és gránit alkotja. A feltárásban tanulmányozható kőzet döntően granodiorit; kvarc, plagioklász, káliföldpát és biotit jellemző ásványokkal. A szemcseméret 0,2–0,5 mm közötti, azonban a földpátok helyenként nagyobb kristályok formájában is megjelenhetnek. A plagioklász zónás megjelenésű, míg a káliföldpát jellegzetes, sakktabla-jellegű albitosodást mutat. Mindkét földpáttípus gyakran erősen agyagásványosodott. A sárgásbarna–vörösbarna biotitra jellemző átalakulás a részleges kloritosodás. A granodiorit enyhén deformált, bár számottevő nyírásos bélyeg nem azonosítható (Ionescu, Hoeck, 2010).

Ionescu és Hoeck (2010) leírása alapján a granodioritban finomszemcsés, sötétszürke mikrogranodiorit telérek találhatók, amelyek fő kőzetalkotó ásványai a kvarc, a plagioklász, a káliföldpát, a biotit és a magnetit. A befoglaló granodioritához képest ez a telérekőzet nagyobb mennyiségű biotitot és magnetitet tartalmaz, ez okozza a sötétebb színárnyalatot. A mikrogranodiorit telérekben centiméteres nagyságrendű, szögletes granodiorit xenolitikok figyelhetők meg.

A cserbiai granitoid intrúzióban néhány cm széles, sötét rózsaszín

riodácit telérek szintén megjelennek. Ezek szövete porfiros, kvarc, káliföldpát és ritkán biotit fenokristályokkal, melyek mérete 0,5–2 mm között változik. A mikrokristályos alapanyag helyenként kvarc és földpát mikrofeno-kristályokat tartalmaz (Ionescu, Hoeck, 2010).



14. ábra – A jura granodiorit feltárása (fotó: Pál-Molnár Elemér)

Geokémiai jelleg: a cserbiai granitoidok kémiai összetételét mészkáli jelleg jellemzi a kontinentális kéreg anyagának hozzájárulásával a magmafejlődés során. Az SiO_2 -tartalom 66 és 72 tömeg% közötti; mind a TiO_2 -tartalom, mind a Mg\# értéke kicsi. A Nb/U és a Ti/Zr hányados szintén kicsi, a nagy ion-sugarú litofil elemek (pl. Ba, Rb, K) és a Th azonban jelentős dúsulást mutatnak. A kontinentális kéreg összetételére normált ritkaföldfém-eloszlás jellegzetessége a gyenge frakcionáció, a könnyű ritkaföldfémek kismértékű dúsulása, míg a nehéz ritkaföldfémek enyhe szegényedést vagy 1 körüli értéket mutatnak (Ionescu, Hoeck, 2010).

2.4. 4. megállóhely: Gyulató (Julița), jura réteges telérkomplexum („sheeted dykes”)

Gyulató közelében a jura ofiolitos sorozathoz tartozó réteges telérkomplexum két felhagyott kőfejtőben tárul elénk (15. ábra). A terület a soborsini jura gabbrókomplexum közelében található, de a rossz feltártsági viszonyok miatt a két kifejlődési típus érintkezése nem tanulmányozható.

Kőzettani jellemzők: a telérek vastagsága a néhány centiméterestől az 50 cm-ig változik, szöveteük afanitos–holokristályos. Általában az idősebb generációhoz tartozó telérek vastagabbak, durva- és középszemcsés, míg a finomszemcsés, vékonyabb telérek fiatalabb generációt képviselnek. A telérkomplexumot a telérekkel párhuzamosan, illetve közel párhuzamosan számos közettré harántolja, ezek mentén gyakori az epidot megjelenése. A vetők mentén a telérek nyírtak, intenzíven átalakultak (mállottak).

Kőzetanalóg két csoportra bontható a réteges telérkomplexum: holokristályos, dolerites jellegű és finomszemcsés változatra. Az előbbi változat fenokristálymentes, durvaszemcsés, interszertális szövetű, döntően plagioklász (50–80% anortittartalommal) és klinopiroxén (diopszid–augit) ásványos összetétellel jellemezhető; olivint nem tartalmaz. A Ti-tartalmú magnetit a fő Fe-oxid fázis (Saccani et al., 2001). A finomszemcsés telérek hasonló ásványos összetételűek (fő közetalkotók: klinopiroxén, plagioklász, Fe-oxidok). A telérkomplexum közei zöldpala-fáciesű metamorf átalakulást szenvedtek, ennek hatására a klinopiroxén döntően amfibollá alakult; illetve az amfibol kloritosodása, epidotosodása szintén megindult (Saccani et al., 2001; Ionescu, Hoeck, 2010).

Geokémiai jelleg: a teléreket bazaltos, bazaltos-andezites összetétel jellemzi. Általában a gyulatói telérek Fe-, Ti-, P-, nagy térerejű nyomelem- és ritkaföldfém-tartalma a legnagyobb, míg Mg- és Al-tartalma a legkisebb az ofiolitos sorozat hasonló közei között. A telérek kondrit összetételre normalizált ritkaföldfém-eloszlására gyenge Eu-anómia jellemző, ami a plagioklász frakcionációjára utal. Kémiai összetételük gazdagodott MORB jellegű.

2.5. 5. megállóhely: Solymos vára (Solymosvár, Cetatea Șoimoș)

Solymos vára a Maros partján, 252 m magas, meredek hegyen épült. A várhegy kőzetanyaga döntően ortogneisz, ami az alpi metamorfózist szenvedett Hegyesi/Highiş Magmás Komplexumba sorolható (metaszomatizált kontinentális köpeny eredetű alkáli sorozat; Pană, Balintoni, 2000). Pană és munkatársai (2002), továbbá Balintoni és munkatársai (2009b) alapján a protolit permi (264–267 millió év; Pană, 1998) intruzív granitoid (Hegyesi granitoid, *Granitoidale de Highiş*), ami a Pajzsi/Păiușeni Komplexum paleozoos képződményeibe nyomult.

2.5.1. Hegyesi granitoid kibúvás

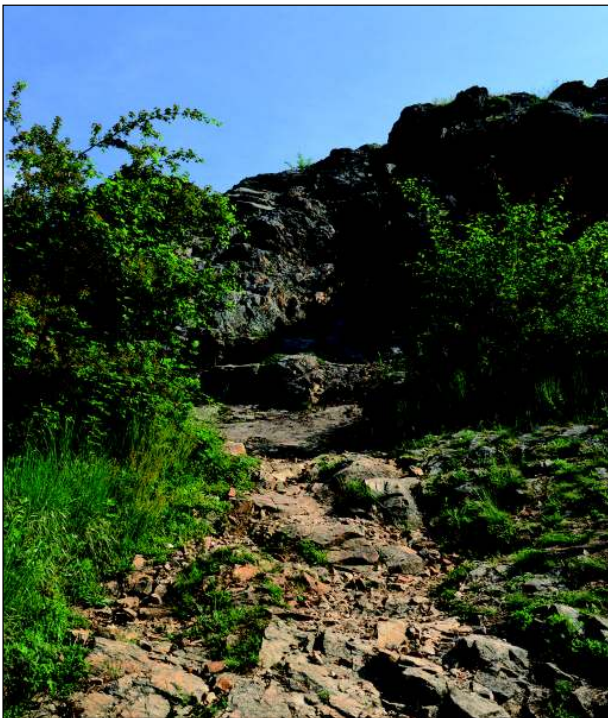
Az Erdélyi-középhegység variszkuszi granitoid intrúziói közül a Hegyesi-hegység központi és déli-részének felszíni feltárásaiban a Hegyesi granitoid vizsgálható (Pană, 1998; Pál-Molnár et al., 2009). Ezt a kőzetet találjuk meg a solymosi várhegy lábánál (16. ábra), azonban a Hegyesi granitoid egyik legszebb feltárása a 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlésnek otthont adó Ópálos (Păuliș) határában, a falu kőfejtőjében látható. Az ópálosi feltárásban a világosszürke aplterek gyakorisága emelhető ki (Pál-Molnár et al., 2004, 2009).

Ásványos összetétel, kőzettani jellemzők: az ópálosi kifejlődés részletes vizsgálata alapján a rózsaszín, ritkábban szürke Hegyesi granitoid holokristályos szövetű, ekvigranuláris, középszemcsés kőzet (17. ábra); modális összetétele alapján alkáli gránit és sienogranit, 1–3 tf% csillámtartalommal (Pál-Molnár et al., 2004). A fő közetalkotó ásványok közül a xenomorf kvarc, a döntően hipidiomorf káliföldpát (ortoklász, mikroklin) és plagioklász (albit), továbbá a muszkovit átlagos szemcsemérete 1–4 mm, míg a hipidiomorf táblás vagy xenomorf biotit 2–4 cm átmérőjű fészkeket alkot. A muszkovit helyenként irányított megjelenésű, a repedések mentén gyakoriak az apró muszkovitszemcsék. A Hegyesi granitoid jellemző akcesszóriái az apatit, a monacit és a cirkon. Ez utóbbi ásvány többnyire idiomorf, ritkán hipidiomorf megjelenésű; zónás. Zömök, vörösbarna–sárgásbarna színű, illetve nyúlt, oszlopos, szintelen vagy rózsaszínű változata különíthető el (Pál-Molnár et al., 2004, 2009).

Pál-Molnár és munkatársai (2004, 2005a, 2009) ásványkémiai eredményei szerint a káliföldpát összetétele az $\text{Or}_{93,7-97,8}\text{Ab}_{2,2-6,3}\text{An}_0$ szélsőtag arányt tükrözi, a plagioklász albit ($\text{An}_{0,30-1,65}$). A biotit pleokroizmusa a világos barnától a sötétzöldig változik. Gyakran muszkovittal összenöve fordul elő, apatit, cirkon vagy opak ásványok zárványait tartalmazva. A biotit átlagos TiO_2 -tartalma 0,9%,



15. ábra – A réteges telérkomplexum feltárása Gyulató közelében (fotó: Pál-Molnár Elemér)



16. ábra – A Hegyesi Komplexum granitoid kőzetének feltárása a solymosi várhegy lábánál (fotó: Pál-Molnár Elemér)

átlagos Mg-tartalma kicsi ($mg\#=24,8$); repedések mentén flogopittá alakult át (átlag $mg\#=68,7$). A biotit Mg- és Al-tartalma alapján a Hegyesi granitoid szubalkáli jellegű, a flogopit szöveti helyzete, megjelenése és nagy Mg-tartalma azonban posztgenetikus átalakulásra utal. A muszkovit hipidiomorf táblás és nyújtott, lemezes alakú. Kémiai összetételét 2,5–7,5% közötti vastartalom jellemzi jelentős Mg-tartalommal (1,3–3,4%).

A terepbejárás során megtekintett feltárásból (16. ábra) származó gránit ásványos és kőzettani összetétele hasonló a fent leírtakhoz,

azonban a solymosi mintában a biotit mennyisége alárendelt (18. ábra).

Geokémiai jelleg: a Hegyesi granitoid nagy SiO_2 -tartalmú (átlag $SiO_2=71,6\%$), alkáliákban gazdag (K_2O -tartalom: 4,4–4,9%; Na_2O -tartalom: 3,3–3,7%; K_2O/Na_2O : 1,26–1,49) kőzet. A főlem geokémiai elemzések adatainak értelmezése alapján a vizsgált granitoid erő-



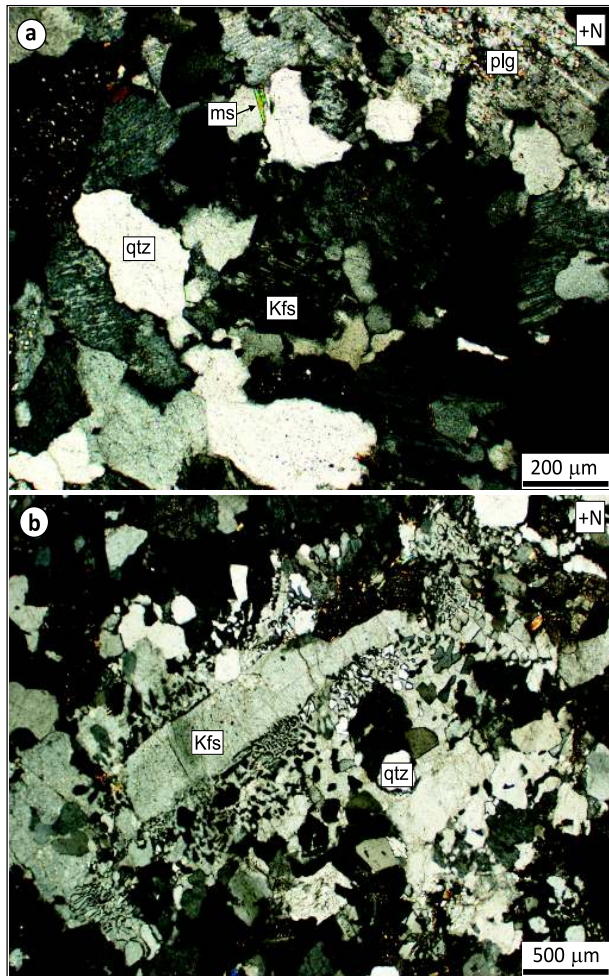
17. ábra – A Hegyesi granitoid kézipéldánya: gránit az ópálosi köveftől (fotó: Pál-Molnár Elemér)

sen frakcionált S-típusú, alkáli-alkáli-mész gránit, az alumínium telítettségi index alapján felzikus-peralumíniumos jelleggel. Ezt megerősíti, hogy az enyhén peralumíniumos gránitra jellemző muszkovit kőzetalkotó mennyiségben van jelen a Hegyesi granitoidban (Pál-Molnár et al., 2004, 2009).

A MORB összetételre normált sokelemes diagramon a Hegyesi granitoid a nagy ionsugarú, litofil elemekben (Rb, K és Ba) dúsul, azonban Sr-tartalma anomálishan kicsi, ami a plagioklász kristályosodásához kapcsolható. A nagy térerejű nyomelemek (HFS: Zr, Hf, Nb) dúsulása nem számottevő. A kondritra normalizált ritkaföldfém-eloszlás mérsékelt frakcionációt jelez,

jelentős negatív Eu-anomáliával (átlag $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,06$; Pál-Molnár et al., 2009).

A fő- és nyomelemek mennyiségi aránya (pl. $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, Rb/Sr , Rb/Ba), valamint az azokra épülő diszkriminációs diagramok alapján a Hegyesi granitoidok összetétele nagy hasonlóságot mutat a variszkuszi peraluminiumos gránitsorozatok összetételéhez. A geokémiai jelleg posztorogén tektonikai környezetben, közepes, illetve nagy hőmérsékleten (~875–900 °C) képződött, pélties eredetű granitoidot jelez (Pál-Molnár et al., 2009).



18. ábra – A Hegyesi granitoid jellemző ásványos összetétele és mikroszövete (gránit, solymosi várhegy)
a. Xenomorf kvarc (qtz), hipidiomorf–xenomorf, pertites káliföldpát (Kfs), valamint szericitesedő plagioklász (plg) és muszkovit (ms) az ekvigranuláris szövettű gránitban;
b. Granofiros mikroszövet kvarc (qtz) és káliföldpát (Kfs) összenövésével.

2.5.2. Solymos várának története

A Maros völgyében sorakozó középkori várak története többnyire a tatárjárást követő időszakig nyúlik vissza. Jelentőségüket döntően a folyóvízi kereskedelem, királyi tulajdonhoz kötődő érdekek, majd az Erdélyi Fejedelemség déli határához kapcsolódó hadászati szerep határozta meg (Csorba, 1997). A legismertebb várak: Arad, Világos (19. ábra), Lippa, Solymos, Déva, Vajdahunyad és Gyulafehérvár.

Terepbejárásunk során Solymos várát tekintjük meg. A vár történetét az alábbiakban Kiss (1990), Csorba (1997), Rusu (2000) és Radu (2010) munkái alapján részletesebben ismertetjük.

A solymosi vár szerkezetét egy idősebb belső és vele párhuzamosan egy későbbi külső várfal határozza meg, amit délről meredek

szikla határol, a többi oldalon mély szárazárok veszi körül. A belső várterület alaprajza háromszög alakú. A belső várfal mentén sorakoznak a vár legfontosabb épületszélei: a nyugati oldalon egy nagyobb méretű lakótorony és a kaputorony található, az északi, illetve a délkeleti oldalon egy-egy épületszárny csatlakozik a várfalhoz (20. és 21. ábra). Építéséhez helyi metamorf kőzeteket és gránitot, valamint Lippa környékén bányászott homokkővet, illetve téglát használtak.

Solymos várának elnevezése magyar névadással az Árpád-kori királyi solymásztelep emlékét őrzi. A várat családi birtokainak központjául 1272 és 1275 között emeltette Pál szörényi bán. Jelentőségét a Maros folyón történő sószállítás adta, oklevél 1278-ban említi először.

1300 körül Kán László erdélyi vajda, majd 1315-ben (Anjou) Károly Róbert foglalta el, így hosszú időn át királyi tulajdont képviselt, várnagya egyben Arad vármegye ispánja is volt. 1440-ben I. Ulászló hívei foglalták el, majd zálogbirtokosok után 1446-ban Hunyadi János kormányzó birtokába került. Ez az időszak jelentette a vár fénykorát, jelentősen bővítették a területét: külső falgyűrűvel vették körül és kibővítették a palotaszárnyat.

Az 1462-es váci egyezmény értelmében felvidéki váraiért cserébe – Lippával együtt – Jiskra (Giskra) János (Jan Jiskra) cseh-morva származású zsoldosvezér tulajdonába került, kinek halálát követően Hunyadi Mátyás Solymost először Alsólendvai Bánffy Miklósnak (legkésőbb 1477-ben), majd 1487-ben házasságon kívül született fiának, Corvin János lipthói hercegnek adományozta. A Hunyadi-Corvin család kihalásával (1508) a hatalmas vagyon részeként Solymos várát Corvin János özvegye, Frangepán Beatrix örökölte, aki II. Ulászló király rokonával, György brandenburgi örgróffal kötött házasságot. Solymos 1510-ben Beatrix és gyerekei halálát követően György örgróf birtokába került.

Dózsa György 1514-es parasztfelkelésekor a Maros völgyében felvonuló keresztiesek bevették a gyengén védelt várat. A lázadás leverését követően Perényi Imre, majd Szapolyai (Zápolya) János erdélyi vajda (1526-tól haláláig, 1540-ig I. János néven Magyarország királya) birtoka lett. Solymos vára a XVI. század elején elveszítette hadászati jelentőségét. Miután a török 1541-ben elfoglalta Budát, Izabella özvegy királyné csecsemő fiával, János Zsigmonddal rövid ideig Solymoson tartózkodott.

A vár 1551-ben ideiglenesen, majd 1552-ben a Maros többi várával együtt tartósan török kézre került. A tizenöt éves háborúban, 1595-ben Borbély György foglalta vissza, majd 1602-ben Székely Mózes a temesvári pasával cserélte el Kladova várért. 1616-ban ismét gazdát cserélt a vár: Bethlen Gábor serege visszafoglalta, azonban trónra kerülése után a török visszakövetelte tőle a várat. 1688-ban a Caraffa tábornok vezette keresztény csapatok véglegesen visszazerték Solymos várát az Oszmán Birodalomtól.

A XVIII. század elején megőrizte stratégiai fontosságát: a Marosmenti határőrség egyik bázisává vált, ezért 120–130 főnyi legénység állomásozott benne. Solymos a Rákóczi-szabadságharcban nem kapott szerepet. Mária Terézia uralkodása elején felszámolta a Marosmenti határőrséget. 1788-ban a bécsi hadvezetés elrendelte a vár kiürítését és részleges lerombolását (Csorba, 1997).

Köszönetnyilvánítás A szerzők köszönetüket fejezik ki Pál-Molnár Elemérnek a kirándulásvezető szakmai bírálatáért, valamint a felhasznált fényképek önzetlen felajánlásáért. Munkánk különböző fázisaiban a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszékének munkatársai voltak segítségünkre. Az alföldi terület aljzati képződményeinek kutatása és korrelációja az OTKA K 108375 számú projekthez kapcsolódik.



19. ábra – Világos (Şiria) vára (fotó: Pál-Molnár Elemér)

Az ún. Várdomb a Pajzsi/Päiuşeni Komplexum zöldpala fáciesű metamorfittól áll; a vár felépítménye egy kipreparálódott metakonglomerátum vonulaton található (Pană et al. 2002)



20. ábra – Solymos vára (fotó: Pál-Molnár Elemér)



21. ábra – Falmaradványok a solymosi várban (fotó: Pál-Molnár Elemér)

Irodalomjegyzék

Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W., Nichols, M. C. (1997): Handbook of mineralogy, **3**, Mineral Data Publishing Inc., Tucson

Balintoni, I. (1994): Structure of the Apuseni Mountains. In: Berza, T. (Ed.): Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology, **75** (Suppl. 2), 51–58.

Balintoni, I. (1997): Editura Carpatica, Cluj-Napoca, 176 p. [román nyelven]

Balintoni, I., Puște, A. (2002): Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, **47**, 13–18.

Balintoni, I., Ghegari, L., Băbuț, T. (2002): Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, **47**, 19–26.

Balintoni, I., Balica, C., Cliveți, M., Li, L.-Q., Hann, H.P., Chen, F., Schuller, V. (2009a): Geologica Carpathica, **60/6**, 495–504.

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M.N., Fukun Chen, Hann, H.P., Şablionschi, V. (2009b): Gondwana Research, **16**, 119–133.

Benea, M., Tămaş, C.G. (2010): Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series, **21**, 1–23.

Berbeleac, I. (1962): Dări de Seamă Comitetul Geologic, **48**, 31–37.

Bleahu, M. (1976): Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série de Géologie, **20/1**, 7–19.

Bognár, L. (1995): Ásványnévtár, Eötvös Kiadó, Budapest, 345 p.

Bojar, H.-P., Walter, F. (2006): European Journal of Mineralogy, **18/4**, 503–508.

Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E. (2002): International Geological Review, **44**, 938–955.

Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E. (2004): Ofioliti, **29**, 5–18.

Buda, Gy., Pál-Molnár, E. (2012): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, **7/4**, 47–60.

Buda, Gy., Pál-Molnár, E., Koller, F. (2012): Geologia Croatica, **65/2**, 243–253.

Buda, Gy., Nagy, G., Pál-Molnár, E. (2014): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, **9/1**, 57–68.

Császár, G. (2005): Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.

Császár, G., Piros, O., Szinger, B., Konrád, Gy. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs, 21–24.

Csontos, L. (1995): Acta Vulcanologica, **7**, 1–13.

Csontos, L., Vörös, A. (2004): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **210**, 1–56.

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovács, M. (1992): Tectonophysics, **208/1–3**, 221–241.

Csontos, L., Márton, E., Wórum, G., Benkovics, I. (2002): EGU Stephan Muller Special Publication Series, **3**, 1–19.

Csorba, Cs. (1997): Regélő váraink, Magyar Könyvklub, Budapest, 319 p.

Dallmeyer, R.D., Pană, D.I., Neubauer, F., Erdmer, P. (1999): Journal of Geology, **107**, 329–357.

Downes, H., Seghedi, I., Szakács, A., Dobosi, G., James, D.E., Vaselli, O., Rigby, I.J., Ingram, G.A., Rex, D., Pécskay, Z. (1995): Lithos, **35**, 65–81.

Embey-István, A., Dobosi, G. (1995): Acta Vulcanologica, **7**, 155–166.

Fülöp, J., Brezsnýánszky, K., Haas, J. (1987): Acta Geologica Hungarica, **30**, 3–20.

Haas, J., Hámor, G., Jámor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A., Szederkényi, T. (2001): Geology of Hungary, Eötvös Kiadó, Budapest, 317 p.

Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest

Harangi, Sz. (2001): Acta Geologica Hungarica, **44/2–3**, 223–258.

Hoeck, V., Ionescu, C., Balintoni, I., Koller, F. (2009): Lithos, **108**, 151–171.

Horváth, F. (1993): Tectonophysics, **226**, 333–358.

Ianovici, V., Borcoş, M., Bleahu, M., Patrulius, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976): Geologia. Munților Apuseni, Editura Academiei RSR, București, 631 p. [román nyelven, francia összefoglalóval]

Ionescu, C., Hoeck, V. (2004): Berichte Institut Erdwissenschaft Karl-Franzens-Universität Graz, **9**, 199–201.

Ionescu, C., Hoeck, V. (2006): Proceedings of International Symposium Mesozoic

- Ophiolite Belts of the Northern Part of the Balkan Peninsula. Belgrade, 53–57.
- Ionescu, C., Hoecq, V. (2010): *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series*, **20**, 44 p.
- Ionescu, C., Hoecq, V., Tămaş, C., Balica, C. (2009a): MAEGS-16 Field Trip Guide: Geology of the Apuseni Mountains (Romania), Presa Universitară Clujeană, 31 p.
- Ionescu, C., Hoecq, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., Beşutiu, L. (2009b): *Lithos*, **108**, 172–191.
- Kiss, G. (1990): Erdélyi várak, várkastélyok, Panoráma, Budapest, 445 p.
- Koch, A. (1878): *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **1**, 331–361.
- Kovács, S., Szederkényi, T., Haas, J., Buda, Gy., Császár, G., Nagymarosy, A. (2000): *Acta Geologica Hungarica*, **43/3**, 225–328.
- Kozur, H. (1991): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87**, 109–135.
- Lupu, M., Antonescu, E., Avram, E., Dumitrica, P., Nicolae, I. (1995): *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, **76**, 21–25.
- Mărunţiu, M., Tatu, M., Menot, R.P. (2004): *Romanian Journal of Petrology*, **79**, 41–42.
- Matenco, L., Radivojević, D. (2012): *Tectonics*, **31**, TC6007, 31 p.
- Merten, S., Matenco, L., Foeken, J.P.T., Andriessen, P.A.M. (2011): *Tectonics*, **30**, TC6008.
- Meulenkamp, J.E., Kovfi, M., Cich, I. (1996): *Tectonophysics*, **266**, 301–317.
- M. Tóth, T., Schubert, F., Fiser-Nagy, Á., Molnár, L., Zachar, J., Dabi, G., Fintor, K., Kovács, G. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): *Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs*, 13–16.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G. (1988): *Mineralogical Magazine*, **52**, 535–550.
- Nicolae, I. (1995): *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, **76**, 27–39.
- Nicolae, I., Saccani, I. (2003): *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, **83**, 81–96.
- Pál-Molnár, E. (2013): *Az ásványok művészete, Geolitera, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged*, 191 p.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G. (2002): *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **43**, 65–69.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G., Batki, A. (2001a): *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **42**, 21–31.
- Pál-Molnár, E., Kovács, G., Batki, A. (2001b): *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **42**, 51–58.
- Pál-Molnár, E., Kassay, Zs., András, E., Kóbor, B. (2004): *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, **45/2**, 49–54.
- Pál-Molnár, E., Kassay, Zs., András, E. (2005a): *GeoLines, Prague*, **19**, 93–95.
- Pál-Molnár, E., Lelkes-Felvári, Gy., Batki, A., Sassi, R. (2005b): *Acta Geologica Hungarica*, **48/4**, 395–418.
- Pál-Molnár, E., András, E., Kassay, Zs., Buda, Gy., Batki, A. (2009): In: M. Tóth, T. (Ed.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai egységben, Geolitera, Szeged*, 163–175.
- Pană, D.I. (1998): PhD Thesis, University of Alberta, Alberta, Canada, 356 p.
- Pană, D.I. (2010): *Lithos*, **115**, 279–282.
- Pană, D.I., Balintoni, I. (2000): *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, **45/1**, 3–22.
- Pană, D.I., Heaman, L.M., Creaser, E.A., Erdmer, P. (2002): *The Journal of Geology*, **110**, 341–354.
- Papp, G. (2002): *Topographia Mineralogica Hungariae*, **7**, Miskolc, p. 400.
- Papp, G. (2004): *Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest*, 216 p.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovacs, M., Márton, E., Kaličák, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Roşu, E., Zec, B. (1995): *Acta Vulcanologica*, **7**, 15–28.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V. (2006): *Geologica Carpathica*, **57/6**, 511–530.
- Pécskay, Z., Seghedi, I., Kovacs, M., Szakács, A., Fülöp, A. (2009): *Geologica Carpathica*, **60/2**, 181–190.
- Radu, L. (2010): In: Kollár, T. (Ed.): *Építészet a középkori Dél-Magyarországon, Teleki László Alapítvány, Budapest*, 829–878.
- Roşu, E., Pécskay, Z., Stefan, A., Popescu, G., Panaiotu, C., Panaiotu, E.C. (1997): *Geologica Carpathica*, **48/6**, 353–359.
- Roşu, E., Szakács, A., Downes, H., Seghedi, I., Pécskay, Z., Panaiotu, C. (2001): *Romanian Journal of Mineral Deposits Supplements*, **79**, 3.
- Roşu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D.H.M., Szakács, A., Pécskay, Z., Panaiotu, C., Panaiotu, E. C., Nedelcu, L. (2004): *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **84**, 153–172.
- Royden, L.H. (1988): In: Royden, L.H., Horváth, F. (Eds.): *AAPG Memoir*, **45**, 27–48.
- Royden, L.H., Horváth, F., Burchfiel, B.C. (1982): *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 717–725.
- Royden, L.H., Horváth, F., Nagymarosy, A., Stegena, L. (1983): *Tectonics*, **2**, 91–137.
- Rozložník, P. (1937): *Mathematikai és Természettudományi Értesítő*, **55**, 46–74.
- Rusu, A.A. (2000): In: Kollár, T. (Ed.): *A középkori Dél-Alföld és Szer, Szeged*, 568–573.
- Saccani, E., Nicolae, I., Tassinari, R. (2001): *Ofioliti*, **26**, 9–22.
- Săndulescu, M. (1984): *Geotectonics of Romania. Editura Tehnică, Bucharest*, 336 p. [román nyelven]
- Săndulescu, M. (1994): Overview on Romanian Geology. In: Berza, T. (Ed.): *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, **75** (Suppl. 2), 3–15.
- Săsăran, E. (2006): Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 249 p. [román nyelven]
- Savu, H. (1996): *Romanian Journal of Petrology*, **77**, 49–60.
- Savu, H. (2007): *Proceedings of the Romanian Academy - Series B*, **1**, 23–32.
- Savu, H., Udrescu, C. (1996): *Romanian Journal of Petrology*, **77**, 61–70.
- Savu, H., Stoian, M., Tiepac, I., Grabari, G. (1994a): *Romanian Journal of Petrology*, **76**, 77–84.
- Savu, H., Udrescu, C., Stoian, M., Călinescu, E. (1994b): *Revue Roumaine de Géologie, Géographie, Géophysique, série Géologie*, **38**, 9–23.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 139–183.
- Schuller, V., Frisch, W., Danišik, M., Dunkl, I., Melinte, C. (2009): *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 133–145.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Rosue, E., Pécskay, Z., Márton, E., Panaiotu, C. (2004a): *Lithos*, **72**, 117–146.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004b): *Tectonophysics*, **393/1–4**, 43–62.
- Seghedi, I., Szakács, A., Snelling, N.J., Pécskay, Z. (2004c): *Geologica Carpathica*, **55/4**, 325–332.
- Seghedi, I., Downes, H., Harangi, S., Mason, P.R.D., Pécskay, Z. (2005): *Tectonophysics*, **410**, 485–499.
- Seghedi, I., Bojar A.V., Downes H., Roşu E., Tonarini S., Mason P.R.D. (2007): *Chemical Geology*, **245**, 70–88.
- Szabó, Cs., Harangi, Sz., Csontos, L. (1992): *Tectonophysics*, **208/1–3**, 243–256.
- Szinnyei, J. (1899): *Magyar írók élete és munkái VI. (Kende–Kozocsa)*, Budapest
- Tari, G. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): *Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs*, 29–32.
- Varga, A., Pál-Molnár, E., Raucsik, B., Schubert, F., Garaguly, I., Lukács, R., Kiss, B. (2015): In: Dályai, V., Sámson, M. (Eds.): *Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó Kft., Pécs*, 17–20.
- Wanek, F. (Ed.) (2015): *XVII. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Incitato, Kolozsvár*, 72 p.
- Zimmermann, A., Stein, H. J., Hannah, J. L., Kozelj, D., Bogdanov, K., Berza, T. (2008): *Mineralium Deposita*, **43**, 1–21.

NÉVMUTATÓ

A

Almási, Enikő Eszter 23, 64
Aradi, László Előd 27

B

Bachmann, Olivier 83
Baris, Adrienn 69
Batki, Anikó 23, 28
Bauer, Márton 32
Bencsik, Attila 32
Bendő, Zsolt 36, 41, 93, 102
Benkó, Zsolt 40
Berkesi, Márta 69
Biró, Tamás 41
Bozsó, Gábor 32, 60

C

Czuppon, György 81

D

Demény, Attila 81
Dégi, Júlia 42, 75
Dunkl, István 80, 83, 88, 94

E

von Eynatten, Hilmar 94

F

Falus, György 41, 81, 100
Fancsik, Tamás 41, 81
Fábry, Nicola 52
Fehér, Béla 71
Fintor, Krisztián 46
Fiser-Nagy, Ágnes 47
Fodor, László 83

G

Gaburi, Imre 106
Garaguly, István 51
Gherdán, Katalin 52
Gönczy, Sándor 111
Guillong, Marcel 83
Guzmics, Tibor 69

H

Halász-Szabó, Kristóf 56
Halmos, László 60
Harangi, Szabolcs 9, 79, 80, 83, 88, 99, 101,
112, 113
Harsányi, Ildikó 36, 93
Heincz, Adrián László 23, 64
Hidas, Károly 27
Horváth, Ferenc 102
Horváth, Zoltán 68

J

Jankovics, M. Éva 9
Józsa, Sándor 82, 94, 102

K

Karátson, Dávid 41
Kasztovszky, Zsolt 36, 93, 102
Káldos, Réka 69, 70
Káta, Orsolya Renáta 70
Kázmér, Mikós 52
Kereskényi, Erika 71
Kertész, Botond 122
Király, Csilla 100
Király, Edit 41, 75, 81
Kis, Boglárka Mercédesz 79
Kiss, Balázs 9, 23, 64, 80, 88
Klébesz, Rita 27
Kovács, István János 41, 81, 100
Kovács-Pálffy, Péter 111
Kónya, Péter 100
Kristály, Ferenc 71
Kürthy, Dóra 82

L

László, Noémi 32
Lukács, Réka 9, 80, 83, 88, 101, 110, 112

M

Markl, Gregor 28
Maróti, Boglárka 102
Márton, Emő 118
Mile, Viktória 36, 93
Mészáros, Előd 47
Molnár, Gábor 113
Molnár, Kata 80, 88
Mosonyi, Emília 98
M. Tóth, Tivadar 47, 84, 98

N

Nagy, Tamás 46
Németh, Károly 9, 101
Ntaflos, Theodoros 9, 101

O

Oláh, István 36
Osztás, Anett 36

P

Palcsu, László 79
Papp, István 111
Papp, Nikoletta 89
Patkó, Levente 27
Pál-Molnár, Elemér 7, 9, 28, 60, 110
Pécskay, Zoltán 40, 118
Péterdi, Bálint 93
Pozsgai, Emília 94

R

Radics, Tamás	98
Raucsik, Béla	51, 56, 89, 128
Rózsa, Péter	71

S

Sági, Tamás	9, 99
Sándorné K., Judit	41, 81
Sári, Katalin	68
Schubert, Félix	47, 51, 110
Schuster, Ralf	
Sendula, Eszter	100
Soós, Ildikó	9, 83, 101, 112
Starnini, Elisabetta	102
Szabó, Csaba	27, 69, 70, 100
Szabó, Dániel	52
Szabó, Géza	82
Szakmány, György	36, 52, 82, 93, 102
Szamosfalvi, Ágnes	100
Szebényi, Géza	106
Szemerédi, Máté	110
Szepesi, János	83, 111, 112
Szilágyi, Szandra	36, 93, 102
Szilágyi, Veronika	102

T

Taracsák, Zoltán	9, 99, 113
T. Biró, Katalin	36, 93
Tóth, Attila	70
Török, Kálmán	42, 75, 81

V

Varga, Andrea	47, 51, 110, 128
Váczi, Tamás	69
Vígh, Csaba	68, 117

W

Walter, Heléna	118
Weiszbürg, Tamás	52
Wörner, Gerhard	117

Z

Zelenka, Tibor	122, 123
Zemeny, Alíz	9





