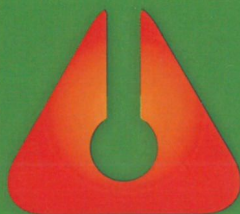


AHOL AZ ELEMEEK TALÁLKOZNAK: VÍZ, FÖLD ÉS TŰZ HATÁRÁN

Szerkesztette

Dégi Júlia, Király Edit, Kónya Péter,
Kovács István János, Pál-Molnár Elemér,
Thamóné Bozsó Edit,
Török Kálmán, Udvardi Beatrix



8. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

AHOL AZ ELEMEL TALÁLKOZNAK:
VÍZ, FÖLD ÉS TŰZ HATÁRÁN



8. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

© Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 2017
Minden jog fenntartva!

A kötetben közölt cikkekért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget.

Műszaki szerkesztő és DTP

Piros Olga

Kiadja a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet

Felelős kiadó

Fancsik Tamás
igazgató

ISBN: 978-963-671-311-9

Borítóterv

Jacob Péter és Pál-Molnár Elemér

Nyomda

Innovariant Nyomdaipari Kft., Szeged
Felelős vezető Drágán György
6750 Algyő, Ipartelep 4.

Címlapkép

Szarvaskő látképe madártávlatból
(fotó: Kovács István János)

AHOL AZ ELEMEEK TALÁLKOZNAK: VÍZ, FÖLD ÉS TŰZ HATÁRÁN

8. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés

Szerkesztette

Dégi Júlia, Király Edit, Kónya Péter, Kovács István János,
Pál-Molnár Elemér, Thamóné Bozsó Edit, Török Kálmán, Udvardi Beatrix

Budapest, 2017

8. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés
Szihalom, 2017. szeptember 7–9.

Rendezők

Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat
SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport
Magyarhoni Földtani Társulat

Szervezőbizottság

Kovács István János (MFGI, a szervezőbizottság elnöke)

B. Kiss Gabriella (ELTE), Biró Tamás (ELTE), Czuppon György (MTA CSFKI FGI), Dégi Júlia (MFGI), Fancsik Tamás (MFGI), Falus György (MFGI), Haranginé Lukács Réka (ELTE), Harangi Szabolcs (ELTE), Joó Csaba (Tobán Hagyományörző Népművészeti Egyesület), Kele Sándor (MTA CSFKI FGI), Király Edit (MFGI), Kónya Péter (MFGI), Pál-Molnár Elemér (SZTE), Sziráki Mariann (MFGI), Thamóné Bozsó Edit (MFGI), Török Kálmán (MFGI), Udvardi Beatrix (MFGI), Varga Bálint (MFGI)

Főszervező a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet



Szervezők Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan–Geokémiai Szakosztály, Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság „Tobán” Hagyományörző Népművészeti Egyesület

Támogatóink

Green Lab Kft., Bruker, Flextra-Lab Kft., Zeiss Hungária Kft.,
Laborexport Kft., Magyarhoni Földtani Társulat, Geolitera



TARTALOM

| | |
|--|-----------|
| Fancsik Tamás, Kovács István János: Előszó | 9 |
| Absztrakctok | 11 |
| Aradi László Előd, Hidas Károly, Berkesi Márta, Kovács István János, Szabó Csaba A köpenylitoszféra fejlődése a Stájer-medence alatt | 13 |
| Arató Róbert, Audétat, Andreas A zsebmagmakamra: avagy a kísérleti geokémia szerepe a gránitok redox-állapotának megértésében... | 15 |
| B. Kiss Gabriella, Kapui Zsuzsanna, Skoda Péter, Lovász Anikó, Benkó Zsolt, Czuppon György, Garuti, Giorgio, Zaccarini, Federica Vulkanogén masszív szulfid ércesedések eredetének nyomozása: esettanulmányok az Appenninekből és a Dinaridákból | 17 |
| Benkó Zsolt, Nagy Dávid, Jáger Viktor, Szepesi János, Pécskay Zoltán, Ott, Ulrich, Kocsisné Pető Mária A Cassinot-Gillot módszer bevezetése az MTA Atomki IKER Központjában | 21 |
| Bereczki László, Markos Gábor, Gärtner Dénes, Friedl Zoltán, Musitz Balázs, Maros Gyula Szerkezeti modellezések a Pannon-medence színrift részmedencéiben..... | 25 |
| Berkesi Márta, Pintér Zsanett, Czuppon György, Kovács István János, Ferrero, Silvio, Boiron, Marie-Christine, Szabó Csaba Asztenoszféra-eredetű fluidumok spinell lherzolitokban: esettanulmányok Északkelet-Ausztráliából és Kamerunból | 27 |
| Biró Tamás, Kovács István János, Karátson Dávid, Stalder, Roland, Király Edit, Falus György, Fancsik Tamás, Sándorné Kovács. Judit „Szárász” kvarc feonokristályok ignimbritekben – a kitörési folyamatok, a nagy hőmérsékletű lerakódás és a kristályok jellemzőinek hatása a névlegesen vízmentes ásványok dehidratációjára | 30 |
| Czuppon György, Demény Attila, Leél-Óssy Szabolcs, Siklósy Zoltán, Ke, Lin, Oruc, Baykara, Choan-Chou, Shen 8200-as esemény egy béke-barlangi cseppkő H-C-O stabilizotóp-összetétele alapján: következtetések a csapadék forrástípusában történt változásra..... | 32 |
| Cseresznyés Dóra, Király Csilla, Czuppon György, Szabó Zsuzsanna, Szabó Csaba, Falus György Különböző karbonát ásványok C, O és H stabil izotóp vizsgálata egy magyarországi természetes CO ₂ előfordulás homokkő rezervoár kőzetében | 35 |
| Falus György, Szabó Zsuzsanna Kőzet-víz kölcsönhatás – verifikálás, számszerűsítés és előrejelzés az üledékes medencétől az épített környezetig | 37 |
| Fehér Kristóf, Józsa Sándor, Sági Tamás A Somlyó és Szamár-hegy alkáli magmás kőzeteinek petrográfiai és ásványkémiai vizsgálata..... | 39 |
| Forray Viktória, Király Csilla, Káldos Réka, Kovács István János, Falus György, Szabó Csaba A Mihályi–Répcelak természetes CO ₂ -felhalmozódás konglomerátum kifejlődésű tároló kőzetének petrográfiai vizsgálata | 41 |
| Füri Judit, Thamóné Bozsó Edit Magyarországi kvarc minták termoanalitikai vizsgálata | 43 |
| Gherdán Katalin, Weiszburg Tamás, Zajzon Norbert, Kis Annamária Korai üveggyártás Magyarországon: a pásztói üveghuta üvegtöredékeinek előzetes újravizsgálata..... | 45 |
| Hajnal Andor, Csámer Árpád, Kompár László, Palcsu László A Paksi Atomerőmű környezetének sekély vízföldtani és izotóphidrológiai vizsgálata | 49 |
| Harangi Szabolcs, Kiss Balázs, Molnár Kata, Kis Boglárka Mercédesz, Lukács Réka, Seghedi, Ioan, Novák Attila, Dunkl István, Schmitt, Axel, Bachmann, Olivier, Mészáros Katalin, Ionescu, Artur, Vinkler Anna Paula, Jankovics M. Éva, Szepesi János, Soós Ildikó, Guillong, Marcel, Laumonier, Mickael, Molnár Mihály, Palcsu László, Novothny Ágnes, Pál-Molnár Elemér, Szarka László Egy hosszan szunnyadó dácit vulkán anatómiája: a Csomád kutatásának legújabb eredményei | 53 |

| | |
|--|-----|
| Heincz Adrián, Pál-Molnár Elemér, Kiss Balázs, Batki Anikó, Almási Enikő Eszter Magmakeveredés és elegyedés nyomai a Ditrői alkáli masszívumban..... | 59 |
| Heincz Adrián, Molnár Kata, Szemerédi Máté Az Etna működése 2017 áprilisában..... | 64 |
| Jáger Viktor, Benkó Zsolt Meddig maradhat konszolidálatlan állapotban mélytengeri mészsízap? Peperitképződés a mecseki kora- krétában..... | 66 |
| Jankovics M. Éva, Harangi Szabolcs, Kiss Balázs, Németh Károly, Ntaflos , Theodoros Monogenetikus bazalt vulkánokat tápláló összetett magmás rendszerek: a Fekete-hegy vulkáni komplexum példája..... | 69 |
| Kapui Zsuzsanna, Kereszturi Ákos, Újvári Gábor, Szalai Zoltán Folyó vagy szél? – Szállítási közeg meghatározása Földi analógiák vizsgálatával a Marson..... | 70 |
| Karátson Dávid, Lahitte , Pierre, Dibacto-Kamwa , Stéphane, Veres , Daniel, Gertisser , Ralf A Csomád vulkán fejlődéstörténete új, nagy pontosságú Cassagnol-Gillot K-ar kormeghatározás alapján | 72 |
| Kele Sándor Pleisztocén édesvízi mészkövek paleohőmérsékleti rekonstrukciója kapcsolt („clumped”) izotópok segít- ségével..... | 75 |
| Kereskényi Erika, Szakmány György, Fehér Béla, Kasztovszky Zsolt, Kristály Ferenc, Rózsa Péter A Herman Ottó Múzeum neolit metabázit nyersanyagú csiszolt kőeszközeinek előzetes archeometriai vizs- gálati eredményei..... | 76 |
| Király Csilla, Szamosfalvi Ágnes, Szabó Csaba, Falus György A szén-dioxid hatása a Mihályi–Répcelak természetes CO ₂ -előfordulás fedőközeteiben..... | 80 |
| Király Edit, Kovács István János, Karátson Dávid, Wulf , Sabine Nyomelemzések a csomádi tefrarétegek kőzetüvegszilánkaiból lézerablációs ICP-MS-sel | 82 |
| Kis Annamária, Weiszbürg Tamás, Dunkl István, Koller , Friedrich, Vácsi Tamás, Buda György A mórági granitoidok genetikája cirkonvizsgálatok tükrében | 87 |
| Kiss Balázs, Harangi Szabolcs, Ntaflos , Theodoros „Dioriolit”: A Csomádi dácit petrogenézise..... | 92 |
| Kovács István János, Kiss János, Falus György, Hidas Károly, Aradi László, Patkó Levente, Liptai Nóra, Török Kálmán, Biró Tamás, Karátson Dávid, Pálos Zsófia, Király Edit, Fancsik Tamás, Sándorné Kovács Judit, Szabó Csaba A Kárpát–Pannon régió „tercier” bazaltképződésének új geodinamikai modellje..... | 93 |
| Kovács Zoltán, Kövér Szilvia, Fodor László, Schuster , Ralf Új Sm-Nd koradat a Tóberclápai-kőfejtő plagiogranit gránátjából..... | 97 |
| Kóvágó Ákos, Józsa Sándor, Király Edit A Kikeri-tavi pannon torlat és a benne lévő korund ásvány-kőzettani vizsgálati eredményei..... | 99 |
| Lange Thomas Pieter, Vígh Csaba, Kóvágó Ákos, Józsa Sándor A börsönyi metamorf kéregzárványok petrográfiai és ásványkémiai vizsgálata..... | 100 |
| Lange Thomas Pieter, Sági Tamás, Józsa Sándor A bolgáromi bazanitbányából származó kvarcit kőzetzárványok és reakciószegélyük petrográfiai jellemzése | 103 |
| Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Czuppon György, Fodor László, Petrik Attila, Dunkl István, Bachmann , Olivier, Guillong , Marcel, Buret , Yannick, Sliwinski , Jacob, Szepesi János, Soós Ildikó A Bükkalja vulkáni terület miocén szilíciumgazdag vulkanizmusa | 105 |
| Mészáros Előd, Raucsik Béla, Varga Andrea, Schubert Félix, Heincz Adrián A Szalatnaki Agyagpala Formáció mikroszerkezeti és Raman spektroszkópiai vizsgálata a Szalatnaki- egységben | 108 |
| Miklós Dóra Georgina, Józsa Sándor Törmelékes összletek komplex petrográfiai vizsgálata a Borjúsréti-völgy (Nyugat-Mecsek) miocén kavi- csos rétegsorának példáján..... | 113 |
| Miklovicz Tamás, Földessy János, Royer Jean-Jacques, Hartai Éva, Szebényi Géza, A recski intrúziók mélységi folytatásának 3D geomodelje..... | 115 |
| Németh Bianka, Lukács Réka, Kiss Balázs, Harangi Szabolcs Előzetes szilikátolvadék-zárvány vizsgálatok a Csomád vulkánról..... | 118 |
| Németh Norbert, Kristály Ferenc Metaszomatikus folyamatok a Bükk triász korú vulkáni eredetű kőzeteiben..... | 120 |

| | |
|---|-----|
| Obbágy Gabriella, Dunkl István, Józsa Sándor, Silye Lóránd, von Eynatten, Hilmar Az Erdélyi-medence paleogén fejlődése a nehézasványok tükrében..... | 123 |
| Papp Nikoletta, Varga Andrea, Raucsik Béla, Mészáros Előd, Czuppon György Márványok a Tisza-főegységben: a dorozsmai és a baksai márvány összehasonlító vizsgálatának előzetes eredményei..... | 125 |
| Patkó Levente, Kovács István János, Liptai Nóra, Aradi László, Szabó Csaba Extrém vízszegény felsőköpeny xenolitok a Nógrád–Gömör vulkáni területről..... | 128 |
| Pálos Zsófia, Kovács István János, Karátson Dávid, Biró Tamás, Sándorné Kovács Judit, Bertalan Éva, Besnyi Anikó, Falus György, Fancsik Tamás Mit mondhat a börsöny magmáinak víztartalmáról a plagioklászok nyomnyi hidroxiltartalma?..... | 130 |
| Pecsmány Péter Szihalom és környékének fejlődéstörténeti és felszínalaktani sajátosságai..... | 134 |
| Péterdi Bálint, T. Biró Katalin, Tóth Zoltán, Bajkai Rozália, Tóth Ivett, Bendő Zsolt Új eredmények a domoszlói andezit régészeti elterjedéséhez: avar malomkövek Hajdúnánásról..... | 138 |
| Petrik Attila, Fodor László, Bereczki László, Lukács Réka, Harangi Szabolcs Magmás és vulkáni testek azonosítása ÉK-Magyarországon: bizonyítékok szeizmikus szelvények és fúrási adatok alapján | 139 |
| Pósfai Mihály, Rostási Ágnes, Topa Boglárka, Molnár Zsombor, Nyirő-Kósa Ilona, Bereczk-Tompa Éva, Fodor Melinda, Cora Ildikó, Kovács András, Váczi Tamás, Weiszbürg Tamás, Haas János Karbonátasványok kiválása a Balatonban..... | 143 |
| Radovics Balázs Géza, Körmös Sándor, Schubert Félix A magyar Paleogén-medence szénhidrogén rendszere és eocén tárolóinak kihívása – hatástanulmány . | 147 |
| Sóki Erzsébet, Gyila Sándor, Csige István Erdélyi mofetták radonkibocsátása..... | 150 |
| Spránitz Tamás, Józsa Sándor, Kovács Zoltán, Váczi Benjámin, Török Kálmán A Soproni-hegység turmalinban gazdag metamorf kőzeteinek petrográfiai elemzése és genetikai értelmezése..... | 152 |
| Szabó Ábel, Berkesi Márta, Aradi László, Szabó Csaba Fluidum és kőzet kölcsönhatásának nyomai a Kelet-Erdélyi-medencéből származó felső köpeny eredetű xenolitokban | 155 |
| Szabó Zsuzsanna, Udvardi Beatrix, Kónya Péter, Gál Nóra, Edit Király, Török Patrik, Szabó Csaba, Falus György Geokémiai folyamatok a Bátaapáti Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló gránit-beton határfelületén | 156 |
| Szepesi János, Soós Ildikó, Ésik Zsuzsanna, Lukács Réka, Sütő László, Novák Tibor, Baráz Csaba, Harangi Szabolcs A Bükkalja geoturisztikai potenciálja..... | 158 |
| Thamóné Bozsó Edit, Fűri Judit, Kovács István János, Király Edit, Nagy Attila, Törökné Sinka Mariann, Péterdi Bálint A kvarc optikai lumineszcens (OSL) tulajdonságai és az azt befolyásoló tényezők különböző hazai kőzetekben..... | 160 |
| Tolmács Daniella, Fügedi Ubul, Gyuricza György, Müller Tamás, Hermann Viktor Adalékok hegyvidéki területek geokémiai térképezési módszertanához | 163 |
| Török Kálmán, Király Edit, Dégi Júlia A Soproni Gneisz csillámjainak nyomelem-geokémiai változásai a magmás–metamorf fejlődéstörténet tükrében..... | 166 |
| Udvardi Beatrix, Szabó Zsuzsanna, Kónya Péter Víz–kőzet kölcsönhatás a Duna menti felszínmozgásos területeken | 170 |
| Varga Andrea, Garaguly István, Papp Nikoletta, Raucsik Béla, Mészáros Előd A Dél-Alföld aljzati képződményeinek fluidum-evolúciós kapcsolata és korrelációja: nyitott kérdések | 172 |
| Váczi Benjámin, Szakmány György, Kasztovszky Zsolt, Starnini, Elisabetta Új eredmények a nagynyomású metaofiolit anyagú kőszeközök forrásterületének azonosításához..... | 173 |
| Vető István, Rotár Szalkai Ágnes, Sajgó Csanád, Csizmeg János, Király Csilla, Fekete József Köpenyi CO ₂ és szerves fluidumok találkozása a Kisalföldön | 177 |
| Vigh Csaba, Király Edit, Török Kálmán, Wörner, Gerhard, Harangi Szabolcs A hazai miocén vulkáni kőzetek gránátjainak nyomelem vizsgálata..... | 178 |

| | |
|---|-----|
| Walter Heléna, Fintor Krisztián, Pál-Molnár Elemér | |
| A Ditrói alkáli masszívum telérkitöltő ásványfázisai | 183 |
| Kirándulásvezetők | 185 |
| Előszó | 187 |
| Karátson Dávid, Biró Tamás, Kovács István János, Hencz Mátyás, Szalai Zoltán | |
| Az egri „Tufakőbánya” és a bogácsi pincesor piroklasztit összelete | 188 |
| Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Czuppon György | |
| Bogácsi-egység, Vén-hegy és Ábrahámka (Bogács) | 191 |
| B. Kiss Gabriella, Zagyva Tamás | |
| Jura időszaki magmás kőzetek Szarvaskőn | 194 |
| Támogatóink | 197 |
| Tobán Hagyományőrző Népművészeti Egyesület | 199 |
| Green-Lab | 201 |
| Laborexport | 202 |
| Névmutató | 203 |

ELŐSZÓ

Tisztelt Kollégák!

Nagy megtiszteltetésként érte a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetet, hogy a tavalyi 7. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés folyamán Debrecenben a résztvevők Intézetünket bízták meg a Vándorgyűlés idei megszervezésével, ami a Magyarhoni Földtani Társulat hagyományos évi rendezvénye is. Reméljük a megtiszteltetés elismerése annak a kőzettani és geokémiai jellegű szakmai munkának, ami jelenleg és a múltban, Intézetünkben és annak elődjeiben folyt. Intézetünk Geokémiai és Laboratóriumi Főosztálya ma is hazánk egyik meghatározó, akkreditált laboratóriuma. Az elmúlt évtizedekben folytatott kutatások során szerzett tapasztalatok segítettek az alkalmazott analitikai eljárások tökéletesítésében és kidolgozásában. A sors szerencsés fordulata, hogy az elmúlt években a generációváltás kedvező feltételek mellett mehetett végbe, ami reméljük záloga lesz az itt folyó munka további magas szakmai színvonalának.

Amikor tavaly elfogadtuk a felkérést és nagy lelkesedéssel nekiláttunk a konferencia szervezésének még nem tudhattuk, hogy egy év eleji kormányhatározat következtében Intézetünk beolvad a Magyar Bányászati és Földtani Hivatalba és a fúzió során létrejövő Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat része lesz. Az átalakulás azonban nem tántorított el célunktól és kitartottunk elhatározásunk mellett, hogy a konferenciát a változások közepette is megszervezzük. Ebből a szempontból érdekes Vándorgyűlés lesz ez, hiszen a szervezés dandárját a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet égisze alatt végeztük, a konferencia lebonyolítása azonban már a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat létrejötte után kerül majd sor. Reméljük a létrejövő új Szolgálatban is tovább él majd a kőzettani és geokémiai kutatások hagyománya.

A konferencia helyszínéül a heves megyei Szihalom községet választottuk, amit számos körülmény indokolt és kapcsolódik a konferencia mottójához is:

Ahol az elemek találkoznak: víz, föld és tűz határán

Szihalom az Északi-középhegység és az Alföld határán fekszik ahol a nem túl régi földtörténeti múlt folyamán még valójában a Pannon-tenger hullámai „nyaldosták” az északabbra elterülő szárazföldet. Ennek az időszaknak emlékeit őrzik a Bükk és a Mátra előterében található lig-nittelek. A valamivel még régebben pedig intenzív vulkáni kitörések meg-megszakították a részben tengerrel borított terület nyugalma. A vulkáni működés memem-

tói a Bükkalja területén is széles területén megtalálható tufák, amelyet az ember többféle módon is alkalmazott. Szintén nem túl messze található Szihalomtól Szarvaskő, ahol a középidői óceán aljzatán felszínre érkező olvadt kőzetanyagot ma „árnalávák” formájában vehetjük szemügyre. Nem túlzás tehát állítani, hogy Szihalom ideális helyen van, hogy az „elemek” kölcsönhatásának kőzetani és geokémiai emlékeit tanulmányozni tudjuk. A konferencia terepi napján ezt meg is tervezzük tenni! A település szintén ideális helyen logisztikai szempontból, hiszen autópálya, vasúti fővonal és a Zsóry-fürdő mellett fekszik felkínálva ezzel az egyszerű megközelítés és a kellemes időtöltés lehetőségét. A Vándorgyűlés szervezését Intézetünkkel együttműködésben a szihalmi megyei Prima-díjas Tobán Hagyományőrző Népművészeti Egyesület végzi, Dr. Joó Csaba egyesületi elnök közreműködésével. Az egyesület az elmúlt években már számos hazai és nemzetközi csoport számára rendezett nagysikerű (szórakoztató) rendezvényeket. Reméljük ezen tényezőknek is tudható be, hogy a konferencia kiadvány elkészítésének kezdetéig több mint 70 kolléga jelentkezett és előreláthatólag több mint 40 előadás és több mint 15 poszter bemutatására fog sor kerülni a konferencia során.

A konferencia szervezése folyamán igyekeztünk és igyekszünk építeni az előző konferenciák, és az ötletgazdák – Harangi Szabolcs és Lukács Réka – hagyományaira és szándékaira és reméljük, hogy a Szihalmon eltöltött idő mindenki számára kellemes szakmai és emberi élményeket tartogat majd.

Jó szerencsét!

Budapest, 2017. június 16.

*Dr. Fancsik Tamás
igazgató,
c. egyetemi tanár
Magyar Földtani és Geofizikai
Intézet*

*Dr. Kovács István János
tudományos munkatárs,
a Vándorgyűlés szervező-
bizottságának titkára
Magyar Földtani és Geofizikai
Intézet*

Absztraktok

A KÖPENYLITOSZFÉRA FEJLŐDÉSE A STÁJER-MEDENCE ALATT

Aradi László Előd¹, Hidas Károly², Berkesi Márta¹, Kovács István János³, Szabó Csaba¹

¹ ELTE TTK, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Közettani és Geokémiai Tanszék, Budapest

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada, Spanyolország

³ MFGI, Budapest

e-mail: aradi.laszloelod@gmail.com

1. Bevezetés

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), amely a Keleti-Alpok és a Pannon-medence közti átmeneti régióban helyezkedik el. A litoszféra vastagsága nagyobb, mint a Pannon-medence központi részén (Horváth et al., 2006), azonban geofizikai adatok alapján a Stájer-medence litoszférája is szenvedett extenziót a miocén során (Sachsenhofer et al., 1997).

A köpeny-eredetű xenolitokat feldolgozó nagyszámú irodalom elsősorban néhány lelőhely vizsgálatai alapján a felsőköpeny petrográfiai és geokémiai homogenitásáról tesz említést (pl. Kurat et al., 1991). Ezen közlemények alapján geokémiailag primitív, igen kismértékben deformált köpenylitoszféra feltételezhető a tanulmányozott terület alatt. Jelen munka során további 10 lelőhely xenolitjainak petrográfiai, geokémiai és kristályorientáció vizsgálatait végeztük el, amelyek alapján egy összetett kép alakítható a régió alatti litoszféra állapotáról, és annak fejlődéséről a régiót ért fiatal tektonikai mozgások tükrében.

2. Petrográfia

A vizsgált xenolitok többnyire spinell lherzolitok, van köztük azonban alárendelt mennyiségben harzburgit és egy websterit is. Amfibol megtalálható a minták legtöbbjében, általában piroxén és spinell peremén. A kőzetek szövetére jellemző a nagyméretű kőzetalkotó ásványok (>2 mm) jelenléte, amelyek szinte kivétel nélkül 120°-ot bezáró hármaspontokban érintkeznek. A spinell gyakran a piroxénnal együtt klaszterekben jelenik meg, amelyek egykori gránátok subsolidus átalakulásával jöhettek létre (Falus et al., 2000). A vizsgált xenolitok felében figyelhető meg irányítottság, a piroxének sávokba rendeződésének, valamint az olivinnek és a spinellek megnyúlt alakjának köszönhetően.

3. Deformáció és „víz”-tartalom

A vizsgált minták legtöbbje olivinjeik kristályorientációi (CPO) alapján két csoportba különíthető el. A felsőköpenyben leggyakoribb CPO típusok egyike a rombos tengelyeloszlás, amelynek létrejöttéért egyszerű nyírás felel és gyakran

asztenoszféra áramláshoz köthető a jelenléte. Mindössze néhány xenolit mutatja ezt a mintázatot, 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. Ennek kialakulásáért a stájer xenolitok esetében elsősorban transzpresszió lehet felelős (Tommasi et al., 2000). Az amfibolok orientációja megegyezik a klinopiroxénekével, ami megerősíti azon mikroszkópos megfigyelést, hogy az amfibolok a klinopiroxének rovására jelentek meg topotaxiális ránövedésként és öröklték azok orientációját.

A névlegesen vízmentes ásványokban található szerkezeti hidroxil mennyiségét FT infravörös spektroszkópia segítségével határoztuk meg. Az ásványok maximális „víz”-tartalma igen nagyra tekinthető mind az olivinben (10 ppm), mind az orto- és klinopiroxénben (290 és 675 ppm). Az orto- és klinopiroxén párok hidroxil-tartalmuk alapján egyensúlyban vannak. Az erősebben átkristályosodott xenolitok olivinjei nagyobb hidroxil-tartalommal rendelkeznek, mint a kevésbé átkristályosodottak.

3. Fő- és nyomelem-geokémiai eredmények

Geokémiailag a xenolitok két fő csoportba oszthatók. Az első csoport primitív köpenyhez hasonló fő- és nyomelem összetétellel rendelkezik. Nagy Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 és Cr_2O_3 tartalom jellemzi a kőzeteket, a klinopiroxének ritkaföldfém (RFF) lefutása kis $(\text{La}/\text{Lu})_N$ aránnyal jellemezhető. Ezzel szemben a második, metasztatizált csoport nagyobb FeO , MgO és NiO tartalommal jellemezhető. RFF lefutások alapján a minták könnyű RFF-ekben nagymértékben gazdagodottak ($1 < (\text{La}/\text{Lu})_N < 13$), míg nehéz RFF-ekben szegényebbek, mint a primitív csoport mintái.

A spinellek Cr-tartalma (Hellebrand, 2001) és a klinopiroxének nehéz RFF-tartalma (Norman, 1998) alapján ezen csoport mintái jelentősebb mértékű olvadást (6–20%) szenvedhettek el, mint a primitív xenolitok (<8%), és az olvadást különböző eredetű olvadákok által okozott metasztatózis követte. Az amfibolok RFF és nyomelem lefutása szinte minden mintában megegyezik a klinopiroxének lefutásaival, azokkal geokémiai egyensúlyban vannak.

4. Következtetések

A miocén extenzió során jelentős kiterjedésű, szubdukciós eredetű vulkanizmus és a vulkanizmus kialakulásához köthető fluidumban gazdag környezet hozzájárulhatott ahhoz, hogy a medence alatti köpenylitoszféra gazdagodjon ezen fluidumokban, valamint fluidum-gazdag olvadékokban. Mindezek migrációja hozzájárulhatott a felsőköpeny vízben való dúsulásához, amelyet a névlegesen vízmentes ásványok nagy hidroxil tartalma, valamint az amfibol gyakori jelenléte bizonyít. A transzpressziós deformációt követő átkristályosodást is ezen fluidumok okozhatták, amelyek litológiától, egyensúlyi hőmérséklettől, valamint a kőzetek geokémiájától függetlenül egységesen hatottak a Stájer-medence alatti felsőköpenyre.

Irodalomjegyzék

- Falus, Gy., Szabó, C., Vaselli, O. (2000): *Terra Nova*, 12/6, 295–302.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A. (2006): *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society of London Memoirs, 32, 191–206.
- Hellebrand, E. (2001): *Nature* 410/6829, 677–681.
- Kurat, G., Embey-Isztin, A., Kracher, A., Scharbert, H. G. (1991): *Mineralogy and Petrology*, 44, 21–38.
- Norman, M. D. (1998): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130/3–4, 240–255.
- Sachsenhofer, R., Lankreijker, A., Cloetingh, S., Ebner, F. (1997): *Tectonophysics*, 272/2–4, 175–196.
- Szabó, C., Falus, Gy., Zajacz, Z., Kovács, I., Bali, E. (2004): *Tectonophysics*, 393/1–4, 119–137.
- Tommasi, A., Tikoff, B., Vauchez, A. (2000): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105/B4, 7893–7908.

A ZSEBMAGMAKAMRA: AVAGY A KÍSÉRLETI GEOKÉMIA SZEREPE A GRÁNITOK REDOX-ÁLLAPOTÁNAK MEGÉRTÉSÉBEN

Arató Róbert, Audétat, Andreas

Bayerisches Geoinstitut, D-95440, Bayreuth

e-mail: arato.robi@gmail.com

1. Bevezetés

Az oxigén kémiai aktivitásának, más néven az oxigénfugacitásnak az ismerete elsődleges fontosságú a magmás rendszerekben. E paraméter döntően befolyásolja a jelen lévő ásványfázisok egyensúlyát és számos elem megoszlását a folyadék-, olvadék-, illetve ásványfázisok között. Az oxigénfugacitás vulkanitokon történő meghatározására számos módszert dolgoztak ki az elmúlt évtizedekben. Ezek közül a legszélesebb körben elterjedt egyensúlyban lévő magnetit-ilmenit párok összetételén alapul (Ghiorso, Evans, 2008), de emellett ismerünk amfibol- (Ridolfi et al, 2009), illetve biotit-összetételén (Wones, Eugster, 1965) alapuló oxibarométereket is. Mindezen módszerek azonban nagyon ritkán alkalmazhatóak mélységi felzikus kőzetekre, ugyanis a lassú hűlés, illetve a hidrotermás folyamatok hatására a kérdéses ásványfázisok eredeti kémiai összetétele megváltozott, és már nem az eredeti magmás körülményeket tükrözi.

Jelen tanulmány egy új oxibarométer kísérleti kalibrációját és természetes mintákon való alkalmazását mutatja be, amely a vanádium magnetit és olvadék közötti megoszlásán alapszik. A vanádium vegyértéke a magnetitben 3+, míg az olvadékban 4+ vagy 5+, így a magnetit és az olvadék közötti megoszlása erősen függ az oxigénfugacitástól (Mallmann, O'Neill, 2009). A módszer előnye, hogy alkalmazható kvarc fenokristályokban gyakran előforduló magnetit-závány-olvadékszávány párokra. Ezek a csapdázódásuk után a fent említett utólagos folyamatoktól védve voltak, így hiteles információt nyújtanak az eredeti magmás ásvány- és olvadék összetételről, és így a magmás oxigénfugacitásról.

2. Módszerek

A vanádium megoszlását haplogránitos olvadék és magnetit között, kísérleti geokémiai módszerekkel vizsgáltuk. Kísérleteink célja az volt, hogy az oxigénfugacitás mellett a hőmérséklet, a nyomás, az olvadék összetétel és a magnetit összetétel hatását is meghatározzuk a vanádium megoszlási együtthatójára. Az alapanyagként szolgáló kőzetüveget SiO_2 , Na_2CO_3 , K_2CO_3 , $\text{Al}(\text{OH})_3$ és V_2O_5 porok keverékéből állítottuk elő, 1600 °C-os kemencében. A finomra őrlt kőzetüveghez ezután 10–20 mikrométeres magnetit kristályokat és vizet kevertünk, majd a keveréket 1 cm hosszú és 0,2 cm átmérőjű arany-palládium kapszulába töltöttünk, amit két oldalról ponthegesztővel zártunk

le. Három ilyen (egyenként különböző összetételű üveget tartalmazó) kapszulát egy 4 cm hosszú, 0,5 cm átmérőjű aranykapszulába zártunk, miközben a két kapszula közötti teret Ni-NiO , Re-ReO_2 , vagy $\text{MnO-Mn}_3\text{O}_4$ oxigénfugacitás-puffer és víz keverékével töltöttük fel. Az így kapott kapszulát egy nyomáshüvelybe helyeztük. A nyomáshüvelyekben egy hetes kísérletsorozatot végeztünk, lefedve ezzel a gránitokra jellemző nyomás, hőmérséklet és (feltételezett) oxigénfugacitás tartományt. A kísérletet a minta pillanatszerű megdermesztésével fejeztük be, az így kapott kőzetüvegből pedig két oldalán polírozott vékonycsiszolatot készítettünk. A csiszolaton a kőzetüveget és a benne található magnetit szemcséket LA-ICP-MS segítségével elemeztük, és az így kapott vanádium koncentrációkból számoltunk megoszlási együtthatókat.

3. Eredmények és következtetések

A kísérleti eredményekből kiderült, hogy a vanádium megoszlási együtthatója elsősorban az oxigénfugacitástól, a hőmérséklettől és az olvadék összetételtől függ, ezzel szemben a nyomás és a magnetit összetétel hatása viszont elhanyagolható (Arató és Audétat, 2017a). Ezek az összefüggések az alábbi regressziós egyenlettel összegezhetők:

$$\Delta FMQ = -2.0511 \times \log D_v^{\text{mgt/olv}} + 0.7809 \times 10,000/T + 4.2367 \times ASI - 4.4767,$$

ahol ΔFMQ a relatív oxigénfugacitás a fayalit-magnetit-kvarc pufferhez viszonyítva, $D_v^{\text{mgt/olv}}$ a vanádium megoszlási együtthatója a magnetit és az olvadék között, T a hőmérséklet (K), illetve az ASI az alumíniumtelítettség együttható, tehát a moláris $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ arány.

A fenti egyenlet segítségével meghatározható a magmás oxigénfugacitás természetes mintákon is, akár magnetit fenokristály-mátrixüveg, akár magnetit zárvány-olvadékszávány párokon. Ehhez szükséges azonban a magmás hőmérséklet becslése is, amire a legegyszerűbb módszer a cirkontelítettség-termométer (Watson, Harrison, 1983), az olvadékszáványok cirkon koncentrációját alapul véve. A módszert 20 darab természetes, felzikus, elsősorban vulkáni kőzeten teszteltük (Arató és Audétat, 2017b). A célunk az volt a teszt során, hogy az újonnan kalibrált módszert egy másik, független oxibarométerrel, ebben az esetben a magnetit-ilmenit módszerrel (Ghiorso, Evans,

2008) hasonlítsuk össze. Ezért olyan mintákra koncentráltunk, amelyekre a két módszer együttesen is alkalmazható volt, tehát tartalmaztak üde magnetit és ilmenitkristályokat, illetve üde kőzetüveget is. Eredményeink azt jelzik, hogy a két módszer nagyon hasonló oxigénfugacitás-értékeket eredményez, amennyiben az oxibarometriához szükséges fázisok üde mivolta és egyensúlya geokémiai adatokkal és petrográfiával bizonyítható (Arató és Audétat, 2017b).

4. Következtetések

Az új vanádium-oxibarométer kísérleti kalibrációja során kiderült, hogy a vanádium megoszlási együtthatója felzikus olvadékokban elsősorban az oxigénfugacitás függvénye, de emellett függ az olvadék összetételtől és a hőmérséklettől is. A módszer természetes mintákon való alkalmazása alapján látható, hogy az új oxibarométer hitelesen reprodukálja a magnetit-ilmenit módszer segítségével kapott oxigénfugacitás-értékeket. Az új módszer segítségével tehát olyan kőzetek magmás oxigénfugacitása is pontosan meghatározható,

amelyek (i) nem tartalmaznak ilmenitet, vagy (ii) amelyek lassú hűlés során történt erőteljes átalakulása miatt a fenokristályok összetétele megváltozott, és így nem alkalmazhatóak rájuk a „klasszikus” oxibarométerek.

Irodalomjegyzék

- Arató, R., Audétat, A. (2017a): *Geochimica et Cosmochimica Acta* 209, 284–295.
- Arató, R., Audétat, A. (2017b): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172/7, 52.
- Ghiorso, M., S. Evans, B., W. (2008): *American Journal of Science*, 308/9, 957–1039.
- Mallmann, G., O'Neill, H., St., C. (2009): *Journal of Petrology*, 50/9, 1765–1794.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2009): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160/1, 45–66.
- Watson, E., B., Harrison, T., M. (1983): *Earth and Planetary Science Letters*, 64/2: 295–304.
- Wones, D., R., Eugster, H., P. (1965): *American Mineralogist*, 50, 1228–1271.

VULKANOGEN MASSZÍV SZULFID ÉRCESEDÉSEK EREDETÉNEK NYOMOZÁSA: ESETTANULMÁNYOK AZ APPENNINEKBŐL ÉS A DINARIDÁKBÓL

B. Kiss Gabriella¹, Kapui Zsuzsanna², Skoda Péter¹, Lovász Anikó¹, Benkó Zsolt³, Czuppon György², Garuti, Giorgio⁴, Zaccarini, Federica⁴

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

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

³ MTA Atommagkutató Intézet, Debrecen

⁴ Leobeni Egyetem, Alkalmazott Földtudományi és Geofizikai Tanszék, Leoben

e-mail: gabriella.b.kiss@ttk.elte.hu

1. Bevezetés

Számos tanulmány foglalkozik a vulkanogén masszív szulfid (VMS) érceledések kifejlődésével és folyamatával, azonban többségük nyitott kérdésként kezeli az érchozó fluidumok összetételét, eredetét. Különösen a magmás fluid komponens jelenlétének nyomozása bizonytalan, holott jelentősége nagy, hiszen jelentős oldott anyag tartalommal bírhat (pl. Rona, 1984; Herzig, Hannington, 1995; Wilkinson, 2001; Foustoukos, Seyfried, 2007; Pirajno, 2009 és a bennük található hivatkozások). Jelen munkával célunk, hogy bemutassuk, számos ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálati módszer eredményeinek kombinációjával lehetőség nyílik a fluidum eredetének nagy biztonsággal történő meghatározására és a hidrotermás folyamat megértésére.

2. Földtani háttér

A Neotethys fejlődéstörténetéhez kapcsolódóan számos jura időszaki ciprusi-típusú (Cu-Zn-Fe) VMS érceledés jelenik meg az Észak-Appenninekben csakúgy, mint a Dinaridákban. Míg az előbbi előfordulás tekintetében alapos dokumentáció és szakirodalom áll rendelkezésre az érceledések ásványtani, geokémiai jellemzőiről, addig az utóbbi területen, különösen az általunk is vizsgált albániai lelőhelyek kapcsán, csak minimális információ áll rendelkezésre. Az érceledések tömeges szulfid lencséiből és az alattuk megjelenő, stockwerk szövetű feláramlási zónából állhatnak, befogadjuk többnyire MOR típusú mafikus magmás kőzet (Garuti et al., 2008; Doda et al., 2014 és a bennük található hivatkozások). A vizsgált olaszországi lelőhelyek közül Boccassuoloban, Reppia-ban és Monte Loretoiban stockwerk erezés jelenik meg bazaltban, Campegliben és Bargone-ben stockwerk erezés található meg gabbróban, Vigonzanóban stockwerk erezés jelenik meg peridotitban, míg Reppia-ban tömeges érclencse is előfordul tengeralfjati bazalt ill. peridotit breccsához kapcsolódóan. A vizsgált albániai Puka-Kcira, illetve Thirra lelőhelyeken stockwerk erezés található gabbróban (utóbbi befogadó kőzet SSZ típusú), ám ezen előfordulások pontos teleptani besorolása ezidáig nem történt meg.

3. Vizsgálati módszerek

A klasszikus makroszkópos, binokuláris mikroszkópos és áteső-, ill. ráesőfényes polarizációs mikroszkópos megfigyeléseket komplex mérések követték. Az érceledésekhez kapcsos-

lódo kvarcban és kalcitban fluidzárvány mikrotermometriai és Raman spektroszkópos mérések készültek, aminek értelmezését a kvarc esetében SEM-CL vizsgálatokkal is támogattuk (ELTE TTK, Ásványtani Tsz., Kőzettan-Geokémiai Tsz. és KKMC). A kvarc fluidzárványaiból nemesgáz izotóp (Ne, Ar) mérések készültek (MTA ATOMKI), továbbá a kalcit stabilizotópos összetétele ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) is meghatározásra került (MTA CSFK FGI). A klorit és bizonyos szulfidásványok összetételét elektronmikroszkop (Leobeni Egyetem) segítségével határoztuk meg.

3. Eredmények és értelmezésük

3.1. Az észak-appennini előfordulások

3.1.1. Tömeges szulfid lencsék

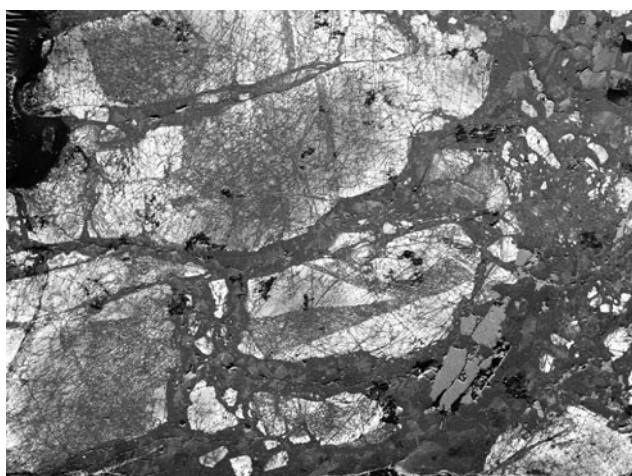
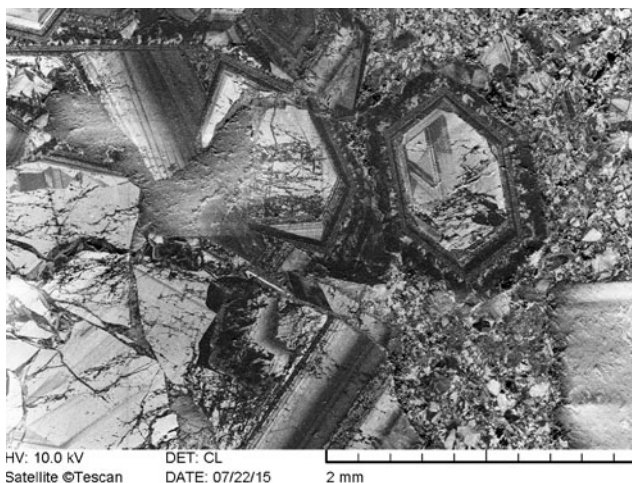
A tömeges szulfid érceledés több, mint 80%-ban ércásványokból áll, így pirrotin, pirit, kalkopirit, szfalerit, detritális kromit és magnetit, ill. ezek átalakulási termékeiként hematit és limonit jelenik meg. Meddő ásványként klorit, kvarc, kalcit, agyagásványok, barit és anhidrit fordul elő. A kvarcban megjelenő elsődleges fluidzárványok homogén anyaaoldatból csapdázódtak, bennük a folyadék (L) és gőz (V) fázis mellett olykor befogott kristallit (S) is azonosítható. A homogenizációs (azaz minimum keletkezési) hőmérséklet 120–170 °C között változik, míg a számolt sótartalom átlagosan 3,27 NaCl ekv. s%, ami a hidrotermás oldat tengervízzel való intenzív keveredésére s így felhígulására utal.

Raman spektroszkópia segítségével a gőzfázisban metán azonosítottunk ($0,30 \pm 0,05$ mol/kg) és a befogott kristallitot szericitként határoztuk meg. A metán jelenléte bár nem tipikus, de előfordulhat VMS telepekben, keletkezése biogén és abiogén folyamatokkal egyaránt magyarázható. A szericit a VMS telepek alacsonyabb hőmérsékletű zónáiban jellemző átalakulási termék, így megjelenése beleillik a vizsgált környezetbe (Rona, 1984; Pirajno, 2009). A rendszer pontos összetételének ismeretében a számolt minimum keletkezési nyomás 59 ± 5 MPa, ami magasabb érték, mint a tengeralfjaton képződő tömeges szulfid lencsékre általában ható hidrosztatikus nyomás. Ezt a túlnyomást a vizsgált mintákban is jól megfigyelhető breccsásodás oldotta fel.

A kvarcot megelőzően képződött klorit Zane és Weiss (1998) nevezéktana alapján 2. típusú Al-kloritként határozható, míg keletkezési hőmérséklete 189 ± 38 °C (Kranidiotis, MacLean, 1987).

3.1.2. Stockwerk ércesedések

A stockwerk ércesedések kevesebb, mint 20%-ban tartalmazák a fentebb említett ércásványokat. Meddőásványként a fentebb említetteken túl prehnit, pumpellyit és epidot is megjelenhet. A kvarcban és kalcitban megjelenő elsődleges fluidzárványok L+V(+S) fázisösszetételűek és homogén anyaidatból csapdázódtak. A homogenizációs hőmérsékletek széles tartományban voltak mérhetőek (370–450 °C), függően a befogadó ásvány telérbeli helyzetétől (telér fala vs. belseje), illetve a zárvány ásványon belül elfoglalt helyétől (kristály magja vs. külseje). Ennek értelmezését nagyban segítette, hogy a mikrotermometriai méréseket SEM-CL megfigyelésekkel is kombináltuk. Ezzel a módszerrel azonosíthatóvá váltak a különböző kvarcgenerációkat létrehozó, egymásra szuperponálódó hidrotermás események, amiket a hagyományos petrográfiai mikroszkópia során nem volt lehetőség megfigyelni (l. pl. **1. ábra**): a korán kristályosodó sajátalakú kvarc növekedését CL-sötét mikrorepedések szakították meg, amit euhedrális növekedési zónák követtek, majd megjelent az intersticiális kvarc, később mikrobreccsásodás és végül 2–3 generáció CL-világos/sötét mikrorepedés képződött. Mindez egy folyamatosan változó hidrotermás rendszer meglétét jelzi s jól magyarázza a változékony hőmérsékleti adatokat. E változékony és a gyors hűlés arra



1. ábra – Összetett SEM-CL szövetet mutató kvarc a bocassuoloi (fent) és a campegli (lent) ércesedésből (részletes magyarázatot l. a szövegben)

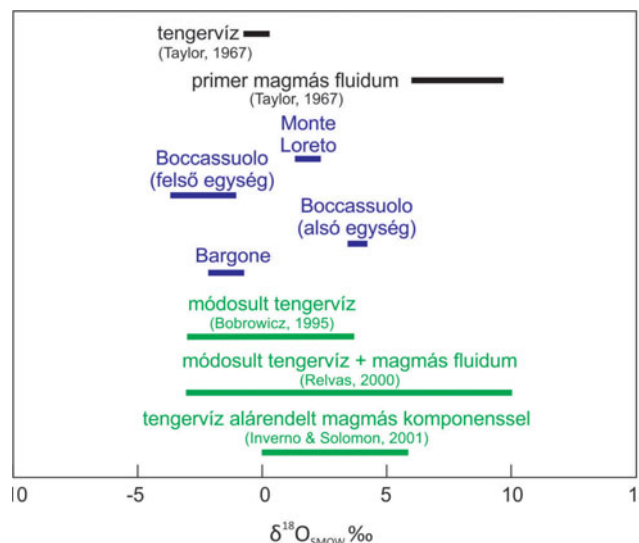
engednek következtetni, hogy a vizsgált telérek a stockwerk zóna disztális részéről származhattak.

A számolt sótartalom értékek a bazalt teléreiben $3,3 \pm 0,75$ és $6,4 \pm 1,5$ NaCl ekv. s%- között változnak, míg a gabbróban $3,3 \pm 0,9$ NaCl ekv. s%-nak, a peridotitban pedig $7,3 \pm 0,2$ NaCl ekv. s%-nak adódtak. Ezek az értékek hasonlóak a világ VMS telepeiben jellemző adatokhoz (Bodnar et al., 2014) és a fluidum tengervízhez kötődő eredetét támasztják alá. A magasabb értékek mögött fluid-kőzet kölcsönhatási folyamatok, vagy oldatkeveredés (akár magmás illó) is állhatnak, mivel a petrográfiai megfigyelések alapján a – más előfordulásokban gyakori – felforrás kizárható (ld. pl. Pirajno, 2009).

Raman spektroszkópia segítségével a gőzfázisban metánt azonosítottunk (átlagosan 0,22 mol/kg), valamint a befogott kristallitként megjelenő ásványokat szericitként határoztuk meg. Ez utóbbi alátámasztja a disztális stockwerk eredetét, mivel abban a zónában jellemző az átalakulási termék szericit megjelenése (Pirajno, 2009). Előbbi pedig hozzásegít a minimum keletkezési nyomás meghatározásához, ami a stockwerk telepekre jellemző tipikus tartományba (30–60 MPa, Pirajno, 2009) esik bele.

A megjelenő klorit helyenként a kvarc előtt keletkezett (pl. gabbróban, 290–300 °C-on), másutt azzal szingenetikusán fordult elő (pl. bazaltban, 120–170 °C-on), vagy akár azt követően is kristályosodhatott (pl. peridotitban, 190–230 °C-on) (Kranidiotis, MacLean, 1987; Cathelineau, Izquierdo, 1988). A szingenetikus képződés esetében az adatokat a fluidzárvány mikrotermometriai adatokkal kombinálva pontos keletkezési nyomás is számítható, ami alapján helyenként túlnyomást is azonosítottunk (maximum 94 MPa), ami jól azonosítható breccsásodáshoz is vezetett.

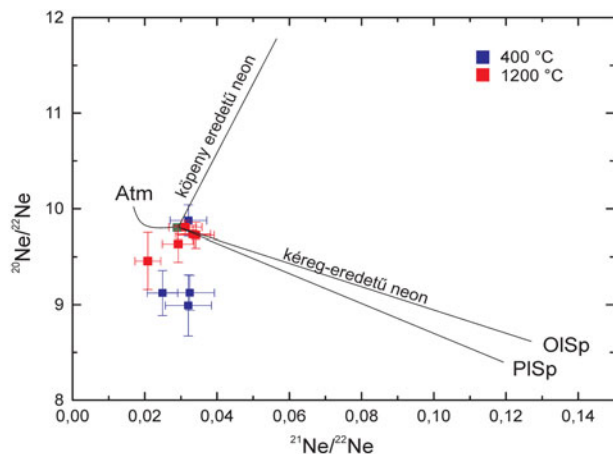
A bazalt és gabbró teléreiben megjelenő kalcit stabilizotópos összetétele némi változékonytságot mutat; a $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ $-6,9$ és $+0,7$ ‰ között, míg a $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ $15,0$ és $22,7$ ‰ között változott. Ezek az oxigén izotópos adatok jó egyezést mutatnak más VMS telepek alacsony hőmérsékletű (<200 °C) átalakulási zónáival (Green et al., 1983), viszont a szénizotópos adatok változékonyága nem



2. ábra – A kalcittal egyensúlyban levő hidrotermás fluidum számolt oxigén izotópos összetétele. A vizsgált lelőhelyek adatait (kékkel jelölve) összehasonlítva a tengervíz, a primer magmás fluidum (feketével jelölve), valamint más VMS telepek értelmezett adataival (zölddel jelölve) következtethető az oldat eredete

magyarázható önmagában ezzel az alacsony hőmérsékletű átalakulással (Demény *et al.* 1998). A kalcittal egyensúlyban levő fluidum számolt oxigén izotópos összetétele $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} -3,6$ és $+4,2\text{‰}$ között változott, ami dúsult, módosított tengervíz eredetre enged következtetni (2. ábra), nem zárja ki, de nem is erősíti meg a magmás fluidkomponens jelenlétét (Inverno, Solomon, 2001).

A mért nemesgáz izotóp arányok ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, valamint $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$; 3. ábra) többnyire az atmoszférikus értéket közelítették, néhány esetben az $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ értékek tértek el jelentősen attól (max. 699 ± 29). Ez egyrészt magyarázható kéregkomponens jelenlétével a fluidumban, másrészt magyarázható a zárványokban befogott krisztallitként előforduló szericit jelenlétével, ami magas K-tartalma miatt forrása lehetett



3. ábra – Ne izotóp diagram. A vizsgált olaszországi és albániai hidrotermás kvarckristályok 400 °C-on és 1200 °C-on történt kiizzítása során felszabaduló neon izotóparányai döntően atmoszférikus eredetű eredetet bizonyítanak kevés kéregkomponenssel

a ^{40}Ar -nak. Köpeny eredetű nemesgáz komponenst nem lehetett azonosítani, amely arra enged következtetni, hogy az ércesedést létrehozó fluidum döntően tengervíz eredetű volt. Ezek a megfigyelések összhangban vannak más VMS telepeknél tapasztalt nemesgázmérésekkel, ahol szintén az atmoszférikus értéket közelítő argon izotóp arányt tapasztaltak. A számolt $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ arány (0,42–5,58) szintén a VMS telepekre jellemző értékek között változott (Burnard, 2012).

3.2. Az albániai előfordulások

Thirra ércásványgyűjtését kalkopirit, pirrotin, kobaltin, pirit és szfalerit, valamint arzenopirit és szkorodit alkotja. Puka-Kcira ércásványai közé pedig kalkopirit, pirit, valamint kis mennyiségben Ni-telluridok és Ag-Au-telluridok tartoznak. Meddőásványként mindkét előfordulásban kvarc és klorit, Thirrában ilvait, továbbá Puka-Kcira esetén kis mennyiségben epidot, prehnit és titanit jelenik meg. A teljesközet kémiai elemzés eredményei alapján eltérések figyelhetők meg a két telep fém- és nyomelemtartalma között. Thirra ércesedése Ag, As, Co és Zn tekintetében emelkedik ki, míg Puka-Kcira területén jelentősebb Cr, Ni, V és Cu-tartalom figyelhető meg. Az ásványos összetétel, az ércszöveti jellemzők, az ércásványok nyomelemtartalma, valamint a teljesközet geokémiai megfigyelések is azt támasztják alá, hogy ezen gabbróban található

kvarc-szulfid telérek valóban ciprusi-típusú VMS telepek tápláló zónáiként értelmezhetőek. A megfigyelt ásványos és kémiai összetételbeli különbségek feltehetően a két telep eltérő eredetű gabbróban (MOR vs. SSZ) való megjelenésével magyarázhatóak.

A mért nemesgáz izotóp arányok ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, a $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, valamint a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, 3. ábra) egyaránt az atmoszférikus izotóparányokat közelítették, minimális kéregeredetű komponenssel. Ez megerősíti, hogy a fluidum dominánsan tengervíz eredetű volt. A számolt $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ arány (1,27–2,39) a VMS telepekre jellemző értékek között változott (Burnard, 2012).

Összegzés

A kutatás során a neotethysi VMS ércesedések tömeges és stockwerk zónáit számos, egymásra épülő ásványtani, közettani és geokémiai vizsgálatnak vetettük alá. Mindezek alapján kísérlet tehető arra, hogy az ércesedéseket létrehozó hidrotermás rendszer forrásait és működését megértsük. A fluidzárvány mikrotermometriai, klorit termometriai és Raman spektroszkópiai vizsgálatok alapján rekonstruálhatóak a folyamatos változásban levő hőmérsékleti-, összetételi- és nyomás viszonyok. Jelen esetben azonban értelmezésükhöz elengedhetetlen volt a kvarc SEM-CL vizsgálata, ami rávilágított arra, hogy több, egymásra szuperponálódó hidrotermás eseménnyel van dolgunk. E módszerek kombinációja a VMS telepek kutatásában ritkaságszámba megy, újszerű megközelítés. A hidrotermás fluidum eredete az észlelt sótartalom adatok és a megjelenő metántartalom alapján nem határozható meg egyértelműen. A stabilizotóp, valamint a fluidzárványok nemesgáz izotóp geokémiai vizsgálata alapján azonban egyértelműen azonosíthatóak volt, hogy a dominánsan tengervíz eredetű fluidum dúsult/módosult a fluid-kőzet kölcsönhatás eredményeképpen.

Köszönetnyilvánítás

A Raman spektroszkópiai laboratóriumhoz való hozzáféréseért az ELTE TTK KKMC-nek, az Eugen F. Stumpf ELPA laboratóriumhoz való hozzáféréseért pedig az UCAG-nak tartozunk köszönettel. A kutatás egyes elemeinek megvalósulása az alábbi projektek támogatásával készült: OTKA PD 112580; ÚNKP-16-2 (Emberi Erőforrások Minisztériuma támogatása). A nemesgáz izotópokkal kapcsolatos kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban.

Irodalomjegyzék

- Bobrowicz, G. L. (1995): Mineralogy, geochemistry and alteration as exploration guides at Aguas Teñidas Este, Pyrite Belt, Spain. PhD Thesis, Birmingham University, 424 p.
- Bodnar, R. J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., Steele-Macinnis, M. (2014): Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. – In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.): Treatise on Geochemistry, Second Edition, 13, 119–142. Oxford: Elsevier.
- Burnard, P. (2012): The Noble Gases as Geochemical Tracers, Springer, 391 p.
- Cathelineau, M., Izquierdo, G. (1988): Contributions to Mineralogy and Petrology, 100/4, 418–428.

- Demény, A., Ahijado, A., Casillas, R., Vennemann, T. W. (1998): *Lithos*, 44/3–4, 101–115.
- Doda, V., Deda, D., Alliu, I. (2014): *Buletini I Shkencave Gjeologjike*, 2/2014, 374–377.
- Foustoukos, D. I., Sefried, W. E. (2007): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65, 213–239.
- Garuti, G., Bartoli, O., Scacchetti, M., Zaccarini, F. (2008): *Boletin Sociedad Geologica Mexicana*, 60/1, 121–145.
- Green, G. R., Ohmoto, H., Takahashi, T. (1983): *Economic Geology Monography Series*, 5, 395–411.
- Herzig, P. M., Hannington, M. D. (1995): *Ore Geology Reviews*, 10, 95–115.
- Inverno, C. M. C., Solomon, M. (2001): *GEODE Workshop Massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt: New Advances and Comparison with Equivalent Systems*, 28–30.
- Kranidiotis, P. MacLean, W. H. (1987): *Economic Geology*, 82, 1898–1911.
- Pirajno, F. (2009): *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*, Springer, 1250 p.
- Relvas, J. (2000): *Geology and metallogeny at the Neves Corvo deposit, Portugal*. PhD thesis. University of Lisbon, 319 p.
- Rona, P. A. (1984): *Earth Science Reviews*, 20, 1–104.
- Taylor jr. H. P. (1967): *Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits*. In: Barnes H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston, 670 p.
- Wilkinson, J. J. (2001): *Lithos*, 55, 229–272.
- Zane, A., Weiss, Z. (1998): *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali*, 9, 51–56.

A CASSIGNOL-GILLOT MÓDSZER BEVEZETÉSE AZ MTA ATOMKI IKER KÖZPONTJÁBAN

Benkó Zsolt¹, Nagy Dávid¹, Jáger Viktor², Szepesi János³, Pécskay Zoltán¹, Ott, Ulrich¹, Kocsisné Pető Mária⁴

¹ MTA Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Atomi Ütközések Laboratórium, Debrecen

² PTE TTK Földtani és Meteorológiai Tanszék; Szentágotthai János Kutatóközpont Analitikai Kémia és Geoanalitika Kutatócsoport, Pécs

³ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁴ MTA Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet, Budapest

e-mail: benko.zsolt@atomki.mta.hu

1. Bevezetés

2014-ben az MTA Atommagkutató Intézet K-Ar laboratóriumában üzembe került egy MAP-215 típusú nemesgáz tömegspektrométer, amely a labor analitikai lehetőségeit jelentősen tágította. A berendezés alacsonyabb Ar háttérnek és nagyobb érzékenységeknek köszönhetően alkalmas egy speciális K-Ar módszer, a Cassignol-Gillot módszer (Cassignol, Gillot, 1982; Gillot, Cornette, 1986) alkalmazására is. A későbbi szisztematikus Cassignol-Gillot módszer bevezetése érdekében kalibrációs mérések készültek nemzetközi sztenderdminták felhasználásával. Néhány korábban izotóphigításos K-Ar módszerrel mért mintán ellenőrző mérések készültek. Az alábbiakban bemutatásra kerül a módszer, annak előnyei és hátrányai az izotóphigításos analízissel szemben, a berendezés felépítése, valamint a kalibrációs mérések eredményei.

2. A Cassignol-Gillot módszer

2.1. Az izotóphigításos K-Ar módszer

Elvét és módszertanát Dalrymple és Lanphere (1969) valamint magyarul Balogh et al. (1977) ismertette. Lényege, a kálium 40-es tömegszámú izotópjának (^{40}K) 40-es tömegszámú argonná ($^{40}\text{Ar}^*$) történő lebomlásán alapul. A kálium lángfotometriás vagy más hagyományos kémiai módszerrel történő megméréssel, az Ar izotóparányainak és nemesgáz tömegspektrométerben történő meghatározásával, a $^{40}\text{Ar}^*$ abszolút mennyiségének számításával és a radioaktív bomlási egyenlet segítségével a vizsgált minta K-Ar kora megadható. Annak érdekében, hogy az egyes izotópok abszolút mennyisége is meghatározható legyen, a mérés során a mintához az egyik nemesgázizotóp ismert, a meghatározni kívánt izotópokkal nagyságrendileg azonos mennyiségét kell keverni, így a relatív izotóparányokból abszolút mennyiségek számíthatók. A K-Ar radiometrikus kormeghatározás gyakorlatában ez az izotóp a 38-as tömegszámú, amely elhanyagolható mennyiségben van a természetes mintákban és az atmoszférában ($^{38}\text{Ar}/\text{Ar}_{\text{össz}} = 0,063\%$), radioaktív bomlás során nem képződik. Az MTA Atommagkutató Intézetében Balogh Kadosa által az 1970-es években fejlesztett berendezés alapvetően kainozoos kőzetek pontos kormeghatározására lett kifejlesztve, amelyek jelentős $^{40}\text{Ar}^*$ koncentrációkkal (nagyságrendileg $10^{-6} \text{ ncm}^{-3}/\text{g}$) jellemezhetőek. Ez a gázmennyiség kényelmesen mérhető 0,1-1 grammnyi mintából Faraday-cella detektorral. 1 millió évnél fiatalabb minták

esetén az atmoszférikus eredetű argon ($^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$) kontamináció és a $^{40}\text{Ar}^*$ aránya jelentősen megnő és megbízható mérések elvégzéséhez jelentősen növelni kellene a mintamennyiséget (Balogh et al., 1977). Ez a mintamennyiség már csak nehezen kezelhető a gáztisztító és kigázósító rendszer számára, így átlagos K-tartalmú minták esetén, a minta minőségének függvényében a mérhetőség alsó korhatára 1 millió év körül alakul.

2.2. A Cassignol-Gillot módszer

A módszert Charles Cassignol és Pierre-Yves Gillot dolgozta ki. Kifejlesztése elsősorban a tömegspektrométerek fejlődésének és mérés technikai fejlesztésnek köszönhető: 1) getter (gáztisztító kompozit) behelyezésével megszűnik a spektrumon a csúcsok driftje; 2) a ^{38}Ar spike elhagyása növeli a mérés pontosságát, csökkenti a hibát; 3) nagyobb érzékenységu detektorok (pl. elektronsokszorozó) alkalmazása; 4) több detektor szimultán használata; 5) egyéb nemesgázok elkülönítése (He, Ne, Kr, Xe) kifagyasztó csapda segítségével. Mindezen változtatások eredménye folytán a csúcsok helye stabilizálódik és szükségtelenné válik a „spike” ^{38}Ar használata. Az ismert mennyiségű ^{38}Ar spike elhagyása ellenére azonban továbbra is szükséges a $^{40}\text{Ar}^*$ meghatározása. A csúcsok helyek stabilizálódásának köszönhetően, ez ismert mennyiségű atmoszférikus Ar beengedésével lehetséges. Amennyiben ismert a beengedett levegőmennyiségben található $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ mennyisége, az arányosítható lesz a mintában mért $^{40}\text{Ar}^*$ mennyiségével és így a $^{40}\text{Ar}^*$ mennyisége is megadható. A rendszerbe beengedett levegő mennyiségét szabályozni lehet ismert térfogatú gázpipetta segítségével, amelynek mennyisége nemzetközi sztenderdek alkalmazásával kalibrálható. A berendezés nagyobb érzékenysége, az analitikai hiba csökkentésének és az bepipettázott Ar, mint viszonyítási pont szabályozhatóságának eredménye, hogy a K-Ar módszer kb. 1 millió éves alsó határa, a minta atmoszférikus kontamináltsága függvényében, akár 30 000 évre, analitikai hibája pedig akár ± 2000 évre csökkenthető (Guillou et al., 2011).

2.3. A MAP-215 típusú nemesgáz tömegspektrométer és gáztisztító rendszer és a mérés menete

A berendezés három részre bontható. A gázok felszabadítása (1) ellenállás fűtésű, 2000 °C-ig hevithető vákuumkemencében történt molibdén téglékben (1. ábra). A felszabaduló gáz a

[illegible]

berendezés gáztisztító részében (2) 700 °C-ra hevített Ti-szivacs és Zr-Al getterek segítségével több lépcsőben tisztul meg (2. ábra). A gáztisztító rendszerben szivattyúzott hideg állapotban 5×10^{-9} mbar nyomás uralkodik. A gázok összegyűjtését és szeparálását aktív szén fagycsapdával, annak -196 °C-ra hűtésével lehet megoldani.

A nemesgáz tömegspektrométer (3) Nier-típusú, 90° eltérítésű nemesgáz tömegspektrométer, Faraday cellával (10^{10} Ű ellenálású) és elektronsokszorozóval felszerelve. Ar-ra vonatkoztatott érzékenysége $4,5 \times 10^{-4}$ A/mbar. Az érzékenység 40-es tömegszámnál kisebb, mint 1 ppm 1×10^{-7} mbar nyomáson. A tömegspektrométer háttere 36-os tömegszámra 5×10^{-14} ncm⁻³. Csúcsstabilitása a 40-es tömegcsúcsra 50 ppm 20 percre számolva. Összehasonlítás képpen a Balogh Kadosa

A kalibráció első lépésében a mintamennyiségeket olyan módon választottuk meg, hogy az 1 pipetta által a rendszerbe eresztett Ar gáz mennyiségéhez (1×10^{-7} ncm⁻³) hasonló mennyiségű Ar-t adjanak le, azaz a bepipettázott gáz és a minta által leadott argongáz mennyisége összemérhető legyen. A mintákat Ni-fóliába csomagolva az ellenállás fűtésű kemencében 1400 °C-on 30 percig hevítve elérhető volt a minták teljes kigázosodása. A nemesgázok megtisztítása az aktív gázoktól (H₂, H₂O, CO₂, szénhidrogének, HCl) a kigázosítással párhuzamosan a Ti- és Zr/Al getterekkel történt. A gáztisztító részben a gázok mozgatása folyékony nitrogénnel hűtött aktív széncsapda segítségével történik. A minta aktívszén csapdán történő gyűjtése 30 percig tart, majd még a gáztisztító részben megtörténik a He és a Ne elválasztása a mintáról. Az argon felszabadítása a csapdáról annak -123 °C-ra való felfűtésével történik, majd a megtisztított argon bekerül a tömegspektrométerbe. Az argon izotópjai közül a 36-os és a 38-as tömegszámú izotópok mérésének eredményeit torzíthatja a gázban maradt ¹H³⁵Cl és ¹H³⁷Cl*, ezért a mérés során a 35-ös és 37-es tömegszámokat is detektáltuk és a számítás során korrekcióba vettük. Tapasztalatok alapján azonban az aktív gáz mennyisége elhanyagolható, a korrekció minimális. Minden mintát és kalibrációs gázt (atmoszférikus argont) 10 ciklusban vettünk fel a Nagy Dávid által kifejlesztett adatkielező szoftver segítségével.

2.4. A két módszer összehasonlítása: előnyök és hátrányok

– Kis mintamennyiség is elegendő a mérésekhez a nagy érzékenyséű detektoroknak köszönhetően. A Balogh Kadosa által épített berendezéshez képest kb. tizedannyi (0,005-0,01 g) mintára van szükség.

– Minden mérés előtt és után szükséges egy atmoszférikus Ar vizsgálat. Jelen mérési protokoll és felépítés mellett ez nagyon jelentős időt igényel, ezért naponta csak egy atmoszférikus argonvizsgálatra került sor.

– Igen jelentős a mérések időigénye a jelen mérési protokoll alkalmazásával, így naponta legfeljebb két minta mérésére kerülhet sor.

– A detektorok nagy érzékenysége miatt idősebb (paleozoos) minták mérése problematikus: a még biztonsággal mintamennyiségből olyan nagy mennyiségű gáz szabadul fel, amely meghaladja a Faraday cellán mérhető maximális feszültség értéket.

A mérési protokoll módosításával, kisebb és egyszerűbb automatikus gáz tisztító megépítésével vagy a tervezett multikollektoros nemesgáz tömegspektrométer beszerzésével a termelékenységet, azaz a mérési idő jelentősen csökkenthető lenne.

Összegezve a két módszer közötti előnyöket és hátrányokat, mindkét módszernek megvan a maga létjogosultsága, különböző típusú mintákra, valamint kitűnő ellenőrzési lehetőséget biztosít a minták korainak megbízhatóságára vonatkozóan.

Hangsúlyozandó, hogy a Cassinol-Gillot módszer elve nem, csak mérési módszertanban tér el az izotóphigitásos K-Ar kormeghatározástól, így a K-Ar-módszert zavaró földtani tényezők/hibák (mállás, átalakulás hatására történő argonvesztés, káliumdúsulás, excess Ar, jelentős atmoszférius Ar kontamináció) ezzel a módszerrel nem szűrhetők ki. Így a megfelelő mintakiválasztás a földtudományi szakember részéről változatlanul nagyon fontos.

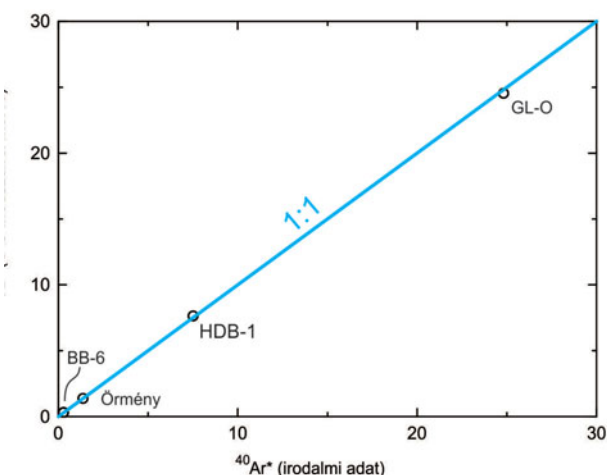
3. Kalibrációs mérések

A mérési időszakban négyszer történt meg az atmoszférius kalibrációs gáz mérése, a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ arányok 296-300 között változtak, a ^{36}Ar intenzitása 4%-os szórást mutatott (a hivatalos $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ érték 295,5).

Kalibrációs méréseket az alábbi nemzetközi sztenderdek felhasználásával készültek: 1) HD-B1 biotit (24,21±0,32 millió év; Fuhrmann et al., 1987); 2) GL-O glaukonit (95,03±1,11 millió év; Odin, 1976); 3) Örmény sztenderd, teljes kőzet (82 millió év; Chernysev 1995, personal communication; BB-6 teljes kőzet (Jäger et al., 1985). A mérések eredményeit az **1. táblázat** és a **3. ábra** tartalmazza.

1. táblázat – A kalibrációs mérések eredményei

| Sztenderd | $^{40}\text{Ar}^*$ [nlg ⁻¹] | r: bedúsulás [%] | $^{40}\text{Ar}^*$ [nlg ⁻¹] | r: bedúsulás [%] | Hivatkozás |
|-----------|--|---------------------|--|---------------------|------------------------|
| | irodalmi adatok alapján | | saját mérés C-G módszerrel | | |
| HDB-1 | 7,510 ± 0,129 | 90 | 7,630 | 92 | Hess és Lippolt (1994) |
| Örmény | 1,37 | - | 1,372 | 93 | Chernysev (1995) |
| GL-O | 24,854 ± 0,240 | 95 | 24,810 | 96 | Odin (1976) |
| BB-6 | 0,2884 ± 0,008 | 24,03 ± 2,55 | 0,307 | 24 | Jäger et al. (1985) |



3. ábra – A kalibrációs mérések eredményei

A kalibrációs mérések az Örmény, a HD-B1 és a GL-O sztenderdek esetében 10 hibahatáron belül tökéletes egyezést mutattak az irodalmi adatokkal. A BB-6, negyedidőszaki minta (450 000 év) esetében a bemért mintamennyiségből feleannyi $^{40}\text{Ar}^*$ gáz szabadult fel, mint a kalibrációs gázban lévő ^{40}Ar , így nagyságrendileg különböző mennyiségű gázok kerültek arányításra. Ez magyarázata lehet a minta kora 4%-os túlbecslésének, amely azonban még mindig az irodalmi értékek átlagának hibahatárán belül van. Ez a jelenség rávilágít, mennyire fontos azonos mennyiségű gázokat összehasonlítani, illetve fiatal minták esetében nagy mintamennyiségekkel (150-1000 mg) dolgozni.

A kalibrációs mérések alapján a berendezés jelen körülmények között leginkább a kainozoos-mezozoos, minták mérésére alkalmas, a káliumtartalomtól függetlenül. Előnye, hogy a mért korok hibája a Balogh Kadosa féle berendezéshez képest harmad-, fele akkora.

4. Ismert földtani korú mintákon folytatott ellenőrző mérések

Négy rétegtanilag ismert korú mintán végeztünk ellenőrző méréseket. Két radiometrikus kormeghatározás a Mecsek-hegységi alsó-kréta bazaltos vulkanit mintáin készült (lásd Jäger és Benkó 2017, jelen kötet), két minta pedig a Tokaji-hegységből a Telkibányai vulkáni komplexum riolitos és perlités mintáin. Mindkét esetben a korábbi K-Ar radiometrikus kormeghatározások a feltételezett illetve rétegtanilag indokolható kornál idősebb vagy fiatalabb kort adtak. A mérések eredményeit a **2. táblázat** tartalmazza.

2. táblázat – Izotóphigitásos és Cassinol módszerrel mért minták koradatai a Mecsek-hegységből (8874-8875 sz. minták és a Tokaji-hegységből 8623-8624 sz. minták)

| Kormeghatározási módszer | Mintakód | Ásvány/kőzet | K [%] | Ar_{rad} [nccm $^{39}\text{Ar}/\text{g}$] | r [$\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{Ar}_{\text{atm}}$] | K/Ar kor [millió év] |
|-----------------------------|----------|-----------------|-------|---|--|-------------------------|
| Izotóphigitásos | 8774 | teljes kőzet | 5,853 | 2,85E-05 | 0,72 | 120,93 ± 3,91 |
| Cassinol-Gillot | 8775 | teljes kőzet | 6,036 | 2,93E-05 | 0,94 | 120,79 ± 1,82 |
| Cassinol-Gillot | 8624 | perlités riolit | 1,891 | 8,46E-07 | 0,13 | 11,47 ± 1,77 |
| Cassinol-Gillot | 8623 | horzsakő | 4,036 | 1,82E-06 | 0,21 | 11,56 ± 1,04 |

A Cassinol-Gillot módszerrel a kréta bazaltmintán mért 120,93±1,86 millió éves kor jó egyezést mutat a kréta bazaltokra meghatározott 120±2,7 millió éves isochronnal (lásd Jäger és Benkó, jelen kötet), ami összhangban van a korábban ezen a képződményen meghatározott K-Ar korokkal.

A perlités rioliton és a horzsakövön mért Cassinol-Gillot módszerrel meghatározott korok megerősítik a Telkibányai vulkáni komplexumon korábban mért K-Ar radiometrikus korokat.

Köszönetnyilvánítás

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

Irodalomjegyzék

- Balogh, K., Berecz, I., Bohátka, S. (1977): Földtani Közlöny, 107, 208–214.
- Balogh, K., Móri, Gy. (1978): Atomki Közlemények, 20, 215–228.
- Cassignol, C., Gillot, P.Y. (1982): Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. – In: Odin, G.S. (ed): Numerical dating in stratigraphy, p. 159–180.
- Dalrymple, B. G., Lanphere, A. M. (1969): Potassium-Argon Dating. W. H. Freeman and Company 258 p.
- Fuhrmann, U., Lippolt, H. J., Hess, J. C. (1987): Chemical Geology, 66, 41–51.
- Gillot, P., Cornette, Y. (1986): Chemical Geology, 59, 205–222.
- Guillou, H., Nomade, S., Carracedo, J. C., Kissel, C., Laj C., Perez, F. J., Hess, J. C., Lippolt, H.J. (1994): Bulletin Liaison Inform. IUGS Subcommission. Geochronology, 12, 19–23.
- Jäger, V., Benkó, Zs. (2017): jelen kötet
- Jäger, E., Ji, C. W., Hurford, A. J., Xin. L. R., Hunziker, J. C., Ming, L.D. (1985): Chemical Geology, 52, 275–279.
- Odin, G. S. (1976): Analisis, 4, 287–291.
- Torrado, Wandres, C. (2011): Quaternary Geochronology, 6, 530–538.

SZERKEZETI MODELLEZÉSEK A PANNON-MEDENCE SZINRIFT RÉSZMEDENCÉIBEN

Bereczki László^{1,2}, Markos Gábor¹, Gärtner Dénes³, Friedl Zoltán⁴, Musitz Balázs¹, Maros Gyula¹

¹MFGI, Földtani Kutatási Főosztály, Budapest

²ELTE, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest

³Geo-Log, Környezetvédelmi és Geofizikai Kft., Budapest

⁴Budapest Fővárosi Kormányhivatala, Földmérési Távérzékelési és Földhivatali Főosztály, Budapest

e-mail: mammut.cstb@gmail.com

1. Bevezetés

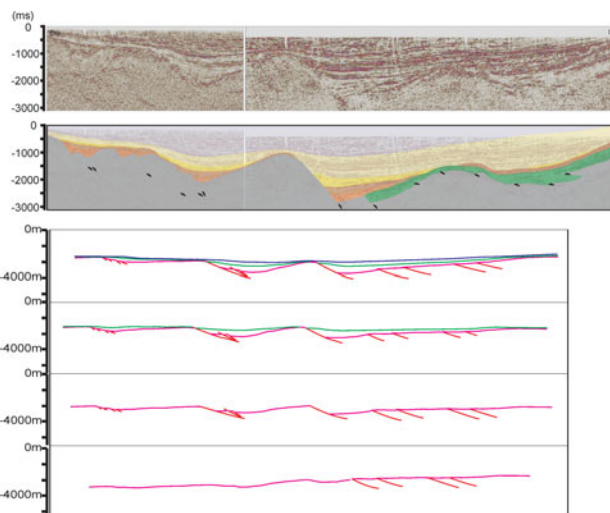
A Pannon-medence (PM) mai szerkezeti képe annak jobbra extenziós és ennek kapcsán felújult öröklött szerkezetét tükrözi. Szerkezetfejlődését McKenzie termomechanikus medencefejlődési modellje (McKenzie, 1978; Royden, Horváth, 1988) alapján magyarázzák. Eszerint a medence kialakulását két egymást követő fő intervallumra tudjuk osztani: a tektonikusan aktívabb szinrift fázisra valamint a hosszan tartó süllyedési és üledék felhalmozódási folyamatok alatti időszakra, a termikusan kontrollált posztrift fázisra (Horváth, 2007).

A szinrift szerkezetfejlődés iniciális fázisa során megy végbe a litosféra megnyúlása és kivékonyodása. A részben egyidejű, részben azt követő süllyedés oka a kis sűrűségű kéreg elvékonyodása miatti izosztatikai kompenzáció (Royden, Keen, 1980; Sclater et al., 1980). A medencét kialakító extenzió ún. nagy-kiterjedésű riftesedés során valósult meg, amely helyenként (peremeken) metamorf magkomplexumok kialakulásával is jár (Horváth, 2007). Az így kialakult árkokban a kárpáti és a idején nagymennyiségű üledék akkumulálódott és jelentős mélymedencék alakultak ki (Fodor et al., 1999; Hámor et al., 2001). Ilyen területek voltak a Kisalföld központi zónája és szlovákiai folytatása, a Dráva- és a Száva-árók, a Zagyva-árók, a Vatta-Maklári-árók, a Jászsági-medence, a Közép-magyarországi-zóna (a Körösi metamorfitt összlet területét kivéve), valamint a Makói-árók és a Békési-medence (Horváth, 2007).

Az üledék felhalmozódás menete időben és az egyes részmedencékben eltérően zajlott, melyet főként a területet formáló tektonika határozott meg (Balázs et al., 2016). Az extenziós medencékben azonosított különböző szerkezeti elemek (metamorf magkomplexumok, lapos szögű lisztrikus normálvetők, transzfer vetők) által létrehozott árkok, fél-árkok különböző extenziós paraméterekkel jellemezhetők. Jelen kutatás során a PM egyes árkainak, fél-árkainak megnyúlásait vizsgáltuk és a különböző szerkezetek okozta megnyúlásokat hasonlítottuk össze egymással, valamint a Tiszai- és az Alcapa-egységen található hasonló szerkezetek által jellemzett részmedencéket is.

2. Adatok, módszer

Az extenzió mértékének meghatározásához a PM egyes részmedencéit átfogó regionális szeizmikus kompozit szelvények kerültek felhasználásra, melyek iránya a hozzáférhető adatok függvényében a területre ható extenzió irányával párhuzamosan lettek kiválasztva. Ezekon a szelvényeken az értelmezést és az időmélység konverziót követően a Midland & Valley Move szoft-



1. ábra – Kisalföldet keresztező Ny-K csapású kompozit szeizmikus szelvény és 2D balanszírozása

verének segítségével szerkezeti modellezést, 2D balanszírozást végeztünk. Ennek segítségével meghatároztuk a minta területekre jellemző extenzió mértékét. A szelvények kiegyenlítése több lépésben zajlott, külön a különböző szinrifttől fiatalabb szerkezeti fázisok szerint (neotektonika, posztrift, poszt-szarmata inverzió) (1. ábra), valamint az egyes szerkezeti fázisokon belül is külön foglalkoztunk a dekompakció modellezésével, a lokális kiemelkedések és süllyedések okozta gyűrődések, vagy a differenciális kompakció okozta deformáció mentesítésével, és az elvetett blokkok a különböző szerkezetek mentén történő visszaállításával. A megnyúlás értéke minden esetben az utolsó két szerkezeti fázisra kapott modell különbségéből és az adott árkokra, fél-árkokra lett meghatározva. A modellezés további eredményeként paramétereket kapunk a neotektonikus, posztrift és a poszt-szarmata inverzió extenzió vagy kompressziójának mértékére, melyek a szinrift megnyúlás mértékéhez képest elhanyagolhatóak és részletesen nem is taglalunk a munka során.

3. Eredmények, diszkusszió

A 2D balanszírozások eredményei változatos extenziós paramétereket adnak az egyes szinrift szerkezetek uralta részterületeken, közel 10%-tól egészen 30% vagy akár azt meghaladóig is. A legnagyobb tágulást a metamorf magkomplexumok környezetében tapasztalható, ezeken a részeken akár 30% felett is lehet. Ugyan a pontos szám nem adható meg csupán a szeizmikus szelvények

értelmezésének eredményeiből, mivel a magkomplexumok esetében a különböző aljzatot alkotó egységek mozdulnak el egymás felett, de a szeizmikus szelvényeken legtöbbször csak az aljzat szintje korrelálható a detachment két oldalán. Ennek ellenére ezeken a területeken is minimum 10%-nál nagyobb extenziós paraméterek határozhatók meg, mint a további színrift szerkezetek uralta területeken.

A lapos szögű lisztikus normálvetők által kialakított fél-árok szerkezetekben 2D balanszírozás segítségével közel 20% megnyúlást lehet kimutatni, ami jelentős különbség a metamorf magkomplexumokhoz viszonyítva. Legszemléletesebb példája a Kisalföld déli részén, legjelentősebb árkain, fél-árkain keresztül futó szelvényvel lehet illusztrálni, ami az **1. ábrán** látható. Az egyes részárkokat összegezve a teljes Kisalföld estében 23 km és 22% megnyúlás azonosítható. De hasonló eredményeket kapunk a hasonló fél-árkokban is: Simontornyai-árok 26%, Kecskeméti depresszió 18%.

Extenziós rendszerekben a normálvetők nem folytatódnak a végtelenségig és nem minden esetben kapcsolódnak egymáshoz. Ilyenkor köztük egy akkomodációs zóna jön létre, amennyiben az egyes blokkok között differenciális mozgás alakul ki, transzfer vetőkről beszélhetünk. Legszemléletesebb példája a Zagya-árok területén nyomozható, melyet először Tari (1992) ismertetett. Az árokban D-ről É-i irányba haladva megfigyelhetjük a színrift vetők dőlésirányának és jellegének változását. Legdélebbi részén a legtöbb normálvető még keletre dől. Majd az északi árok részben a normál vetők dőlése megfordul nyugat felé. A két ellentétes dőlésű terület között pedig egy eltolódási zónát azonosíthatunk, ami maga a transzfer zóna. Az árok déli részén 13%, az északi részén 11% míg a transzferben közel 6% extenzió mérhető. Ez alapján megállapítható, hogy a legkisebb megnyúlást a transzfer zónák területén mérhetjük, de hasonlóan alacsony extenziókkal találkozunk az átlépő (relay ramp) és pull apart szerkezeteknél is (Vésztői-árok 8%, Derecskei-árok 9%)

A PM tágulásának irányát, mértékét és a korát számos kutatás során vizsgálták (Lenkey, 1999; Horváth, 2007; Ustasewski 2008). Ezek legtöbb esetben egy egységes medence szintű megnyúlásról adnak modellt, ami általában 1,4–1,6 közötti értéket vesz fel (Lenkey, 1999). Ugyancsak ezen kutatások eredményei fúrási adatokra támaszkodva a teljes kéreg deformációjával foglalkoznak. Az egyes részmedencékre meghatározott megnyúlások kis skálán változnak és értékük is alacsonyabb, 33–44% között mozog (Horváth, 2007). Ezt összehasonlítva jelen kutatás eredményeivel, valamivel magasabb extenziós paramétereket láthatunk, mint a szerkezeti modellezésekből kapott értékek, valamint területről-területre egységes, míg a 2D balanszírozás eredményeként az extenziót meghatározó szerkezeti elemtől függően változó eredményt kapunk. Ezt a megnyúlást meghatározó módszerek által vizsgált különbségek okozzák. Míg a szelvény balanszírozás segítségével a felsőkéreg töréses deformációja okozta extenzió mérhető addig a korábbi módszerek teljes kéreg töréses és képlékeny deformációját is becsülik.

Tehát a balanszírozások eredményeiből megállapíthatjuk, hogy a töréses deformáció helyről helyre változik a PM területén, a medence peremétől a belseje felé haladva csökken. Továbbá figyelembe véve a korábbi megnyúlási adatokat arra következtethetünk, hogy a képlékeny deformációnak is változni kell, mégpedig a töréses deformációval fordítottan. Amit

megegyeztet Horváth és Cloetingh (1996) több húsz év vázolt modellje a PM-ről, ahol a medence peremén vastag színrift és vékony posztrift üledékeket találunk, míg a medence belső területein vékony színrift és vastag posztrift üledékek halmozódtak fel. Ami kialakulását a szerkezetalakulás színrift fázisa során, a medence peremén létrejövő töréses deformáció okozta normálvetők által létrehozott akkomodációs tér biztosította. Míg a posztrift alatt a színrift során képlékenyen erősebben deformálódott, ezáltal jobban kivékonyodott medence belső területei jóval nagyobb ütemben süllyedtek ezzel helyet adva a nagy vastagságú posztrift üledékeknek.

Ha összehasonlítjuk az egyes területeket jellemző szerkezeti elemeket a Tisza- és az Alcapa-megaegységen, ugyan alacsony, de kis különbséget szintén tapasztalhatunk. Megállapíthatjuk, hogy a Tiszai-egységen valamivel nagyobb megnyúlásokat mérhetünk, melyek oka a térrének fogásában és a riftesedés fő időszakában keresendő.

4. Konklúzió

Jelen kutatásban a Pannon-medence extenzióját kialakító jellegzetes szerkezeti formákat vizsgáltuk az egyes részmedencékben. Megállapíthatjuk, hogy a különböző szerkezeti elemek más-más töréses megnyúlási paraméterrel jellemezhetők: legnagyobb a metamorf magkomplexumok esetében több mint 30% majd lapos szögű normálvetők uralta területek ~20%, végül a transzfer vető zónák melyek értéke 10% vagy az alatti értéket hozott. Ugyan nem egyértelműen, de különbséget fedezhetünk fel a Tiszai- és az Alcapa-megaegységek között is. Valamint ha az eredményeket összevetjük a korábbi, az egyes részmedencékre közel egységes megnyúlást vizsgáló munkákkal, megállapíthatjuk, hogy a rideg deformációval ellentétesen változik a medence képlékeny deformációja is, amivel választ kaphatunk a PM peremén lerakódott vastag és belső területein található vékony színrift képződmények kialakulására.

Irodalomjegyzék

- Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F., Cloetingh, S. (2016): *Tectonics*, 35,
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L. (1999): Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand et al. (1999) 295–334p.
- Hámor, G., Pogácsás, Gy., Jámor, Á. (2001): *Acta Geologica Hungarica*, 44, 193–222.
- Horváth F., Cloetingh, S. (1996): *Tectonophysics*, 266, 287–300.
- Horváth, F. (2007): A Pannon-medence geodinamikája – Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. – MTA doktori értekezés.
- McKenzie, D. (1978): *Earth and Planetary Science*, 40/1, 25–32.
- Lenkey, L. (1999): Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the tectonics of basin evolution, Phd thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, ISBN 90-9012388-1, 215 p.
- Royden, L., Keen, C. (1980): *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 343–361.
- Royden, L., Horváth, F. (1988): *AAPG Memoir*, 45, 394.
- Slater, J. G., Royden, L., Horváth, F., Burchfiel, B. C., Semken, S. and L. Stegena (1980): *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 139–162.
- Tari, G., Horváth, F., Rümpler, J., (1992): *Tectonophysics*, 208, 203–219.
- Ustasewski, K., Schmid, S., Fügenschuh, B., Tischler, M., Kissling, E., Spakman, W. (2008): *Swiss Journal of Geoscience*, 101, 273–294.

ASZTENOSZFÉRA-EREDETŰ FLUIDUMOK SPINELL IHERZOLITOKBAN: ESETTANULMÁNYOK ÉSZAK-KELET-AUSZTRÁLIÁBÓL ÉS KAMERUNBÓL

Berkesi Márta¹, Pintér Zsanett^{1,2}, Czuppon György³, Kovács István János⁴, Ferrero, Silvio⁵, Boiron, Marie-Christine⁶, Szabó Csaba¹

¹ ELTE TTK FFI, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

² Macquarie University, Sydney, Ausztrália

³ MTA CSFKI Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ MFGI, Budapest

⁵ Univeristät Potsdam, Potsdam, Németország

⁶ CNRS Laboratoire GeoRessources, Nancy, Franciaország

e-mail: marta.berkesi@gmail.com

1. Bevezetés

A szubkontinentális litoszféraköpenyben az általában nagy H_2O aktivitással jellemezhető, szubdukciós eredetű fluidumok (jelen munkában az illó-gazdag komponensekre fókuszálva) litoszférikus köpenyre kifejtett metasztatikus hatásáról széles irodalmi ismeret áll rendelkezésre (pl: Manning, 2004 és hivatkozásai). Ezzel szemben jelentősen kevesebb adat ismert annak a fluidumnak a jellemvonásáról, amelyik riftesedés során az asztenoszféra litoszférizációjával migrálnak a litoszféraköpenybe. E munkában két lelőhelyről (Kamerun Vulkáni Vonalt és Mt. Quincan, ÉK-Ausztrália) származó, spinell lherzolitokban csapdázódott fluidumzárványok részletes vizsgálati eredményét mutatjuk be.

A vizsgált fluidumzárványok a peridotitos kőzetekkel kölcsönható asztenoszférikus fluidumok mintáinak tekinthetők. Vizsgálatukkal pontosabb kép alkotható a riftesedés során a litoszférikus köpeny metasztatizációját eredményező fluidumokról.

2. Geológiai háttér és xenolitok

A kameruni spinell lherzolitok a Ny-Kamerunon átívelő Kameruni Vulkáni Terület (KVT) Barombi Mbo tó környéki bazaltokból és piroklasztokból (Pintér et al., 2015), míg az ausztrál spinell lherzolitok az északkelet-ausztráliai Atherton Fennsík Vulkáni Terület (AFVT) Mt. Quincan bazanitok salakkúpjából (Czuppon et al., 2009) származnak.

A késő-jurában kinyíló Atlanti-óceán eredményezte a litoszféra extenzióját, melyet akár az egész litoszférát az asztenoszféráig érintő töréses felületek harántolhatnak (Pintér et al., 2015 és hivatkozásai). A korai riftesedés eredményeképpen a köpeny-litoszféra termokémiai és mechanikailag is erodálódhatott. A kőzeteken végzett petrográfiai, fő- és nyomelem, valamint infravörös spektroszkópos vizsgálatok alapján a Barombi Mbo xenolitok egy juvenilis litoszférát képviselnek, amely az asztenoszféra felboltozódása során litoszférizálódott (Pintér et al., 2015).

Ehhez hasonlóan az AFVT-ről származó xenolitok teljeskörű geokémiája és Sm-Nd izotópos adatai azt sejtetik,

hogy fiatal, termális litoszféraszegmens rétegződik az ősi litoszféra réteg alatt, amelyből a Mt. Quincan xenolitsorozat származik (Handler et al., 2005).

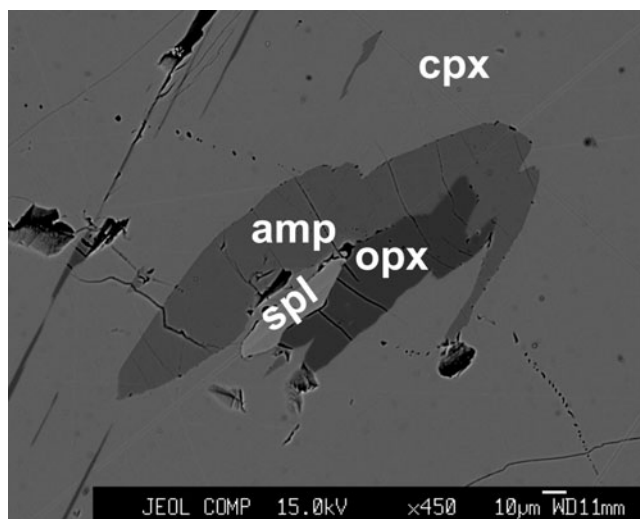
Mindemellett a fluidumzárványok nemesgáz-összetétele is azt a modellt erősíti, hogy a riftesedés során erodálódott litoszféraköpenyt egy MORB-típusú, asztenoszféra-eredetű fluidum (és valószínűleg olvadék) alakította át (Czuppon et al., 2009).

A nagy földrajzi távolság ellenére a Barombi és a Mt. Quincan xenolitok és fluidumzárványaik hasonlóságot mutatnak. A mindkét lelőhelyről származó protogranuláris és porfiroklasztos szövetű lherzolit xenolitok egyik jellegzetessége az ortopiroxénokban megjelenő klinopiroxén és spinell, valamint klinopiroxénban megjelenő spinell szételegyedési lamellák, amelyek az asztenoszféra felboltozódását követő termális relaxáció (hűlés) során alakulhattak ki (Bedini et al., 1997; Pintér et al., 2015).

3. Eredmények

Mind az ortopiroxénban előforduló klinopiroxén-lamellák, mind a kőzetalkotó klinopiroxének esetenként amfibolosodtak (1. ábra). Az amfibollamellák mg-száma a kameruni minták esetében 0,88–0,89, míg az ausztrál minták esetében 0,92–0,93 közötti értéket mutat. A Barombi xenolitokban megjelenő amfibol nagyobb Na_2O - (3,94 m/m%) és TiO_2 - (2,66 m/m%), kevesebb Al_2O_3 - (14,9 m/m%) tartalommal (Pintér et al., 2015) rendelkezik a Mt. Quincan xenolitok amfibolösszetételéhez képest (Na_2O és TiO_2 rendre 3,11–3,32 és 1,34–1,48 m/m%; Al_2O_3 : 15,56–15,75 m/m%). Az összetételük alapján mindkét lelőhely amfibolja pargasit.

A nyomelemeloszlások a Mt. Quincan xenolitok esetében termális köpenyrészre engednek következtetni, ahol a pargasitok és a klinopiroxének mutatnak hasonlóságot, különös tekintettel a ritkaföldfémekre. A főelem-összetételeket elektron-mikroszkópia (EPMA, Universität Potsdam), a nyomelem-összetételeket LA-ICPMS (GeoRessources laboratórium, Université de Lorraine) alkalmazásával határoztuk meg.

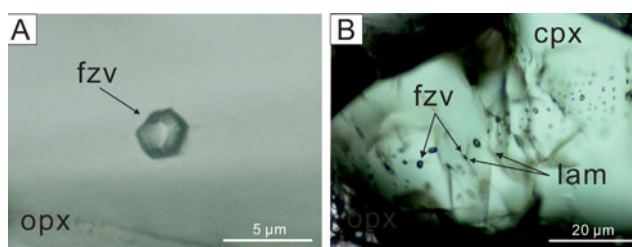


1. ábra – Amfibolosodott (amp) klinopiroxén (cpx), ortopiroxén (opx) és spinell (spl) szételegyedési lamellákkal a JMTQ20 mintában (Mt. Quincan). Visszaszórtelektron-felvétel

A kőzettani és geokémiai sajátosságokban mutatkozó nagy hasonlóság mellett a fluidumzárványok is hasonló karaktert mutatnak a két lelőhelyről, így a továbbiakban együtt tárgyaljuk.

Fluidumzárványok elsősorban orto- és klinopiroxénben jelennek meg magános zárványokként (**2. ábra, A**), illetve az ortopiroxénben gyakran a szételegyedési lamellák mentén vagy akár azokkal összenőve (**2. ábra, B**). A fluidumzárványok negatív kristályalakúak, méretük 3–60 mikrométer között változik. Szobahőmérsékleten egy folyadékfázis látható szilárd fázis (0,5–4 mikrométer) mellett, amely a fluidumzárvány falára kristályosodott.

Hűthető-fűthető tárgyasztalú mikroszkópos megfigyelések során a fluidumzárványok –80 és –90 °C-on fagytak meg, majd



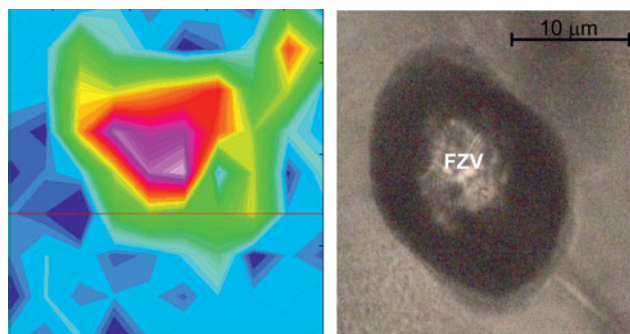
2. ábra – Reprezentatív optikai mikroszkópos kép (áteső fény, 1N) a vizsgált fluidumzárványokról a Mt. Quincan (A) és a Barombi (B) xenolitokból. fzv: fluidumzárvány, opx: ortopiroxén, cpx: klinopiroxén, lam: lamella

lassú melegítés mellett –58,7 és –57,2 °C-on határoztuk meg az olvadási hőmérsékletet. Mindezek CO₂-gazdag fluidumot jeleznek. A homogenizációs hőmérsékleteket a kisebb méretű fluidumzárványokból dokumentáltuk, mivel ezek a leginkább reprezentatívak. A homogenizációs hőmérsékletek alapján számolt sűrűség 0,97 és 1,18 g/cm³ között változik, amelyek megerősítik a köpenyben csapdázódást (a negatív kristályalak mellett).

A sűrűségértékek esetében figyelembe kellett venni, hogy a CO₂ mellett a szobahőmérsékleten végzett Raman spektro-

szkópos (ELTE KKMCC) vizsgálat N₂ jelenlétét mutatta ki (Berkési et al., 2017). További melegítés során oldott H₂O jelét azonosítottuk a fluidumzárványokban, amelyet a CO₂ és a CO₂-ben oldott H₂O Ramansávok alatti területek alapján homogenizáltunk 75 és 150 °C között. A homogén fluidum összetétele CO₂ 94–96 mól%, N₂ 0,2–2,1 mól%, míg a H₂O 0,9–3 mól% között változik. Kimutattuk továbbá magnezit és kvarc jelenlétét ortopiroxénben, míg dolomit jelenlétét klinopiroxénbe zárodott fluidumokban. A karbonátásvány és a kvarc a CO₂ és a bezáró piroxén közötti reakció termékei, amelyek a csapdázódást követően, 400–600 °C-on formálódtak (pl., Berkési et al., 2012) a felemelkedés során.

Szinkrotron sugárzás által keltett infravörös spektroszkópiával (ELETTRA, Trieszt, Olaszország) alkotott hiperspektrális képek pargasit jelenlétét jelezték ortopiroxénben csapdázódott fluidumzárványokban (**3. ábra**). A szubmikronos léptékű FIB-SEM-vizsgálatok (ELTE KKMCC), a Raman és az infravörös spektroszkópia alapján számolt szilárd fázisok térfogatszázalékai: magnezit 3–5%, kvarc 2–3%, dolomit: 2–5%, pargasit: 6–10%. A fluidumzárványokban detektált pargasit közvetlen bizonyítéka annak, hogy a szételegyedési lamellák mentén megjelenő pargasit fluidum–kőzet-kölcsönhatás eredményei,



3. ábra – bal: hiperspektrális FT-IR (SISSI, Trieszt, Olaszország) kép amely a kéktől a zöldön, sárgán és pirosan át a liláig a pargasit karakterisztikus infravörös csúcsának növekvő infravörös sávintenzitását mutatja. A kék színnel jelölt területeken nem volt detektálható sávintenzitás. Jobb: ugyanarról a területről felvett optikai kép, FZV: fluidumzárvány

amely modális metasomatózist eredményezett a vizsgált köpenyxenolitokon. A fluidum pargasitformáló képessége azt sejteti, hogy a kölcsönható fluidum víz móltörtje nagyobb volt a fluidumzárványban mértekhez képest ($\geq 0,3 X_{H_2O}$), amely inkább egy reziduális (kölcsönhatást követő) összetételt mutat.

A fluidumzárványokon végzett *in situ* LAICPMS-vizsgálatok noha nem tették lehetővé a fluidumzárványok nyomelemkoncentrációjának meghatározását, azonban a fluidumzárványokhoz köthető Ca-, Rb-, Sr-, Ce- és Sm-dúsulás (a bezáró ortopiroxénhez képest) megfigyelhető volt.

A felsorolt nyomelemek (a Rb kivételével) a pargasitban tudnak koncentrálni így feltételezésünk szerint a fluidumzárványban megtalálható pargasit-leányásványban „tárolódik” az egykor a litoszférikus köpeny fluidum-gazdag fázisában oldott és szállított nyomelemek jelentős része.

4. Következtetések

Eredményeink arra engednek következtetni, hogy kontinentális rift környezetben, a litoszféraköpeny erózióját követő litoszférizálódó asztenoszférával egy COHN-gazdag szuperkritikus fluidum lehet együtt jelen, amely a litoszféraköpennyel reakcióba lépve pargasít megjelenését eredményezte. Ennek okán feltételezhető, hogy nem kizárólag a szubdukciós eredetű köpenyfluidumok rendelkezhetnek jelentős H_2O -tartalommal – ahogyan az általánosan elfogadott –, hanem asztenoszférikus eredetű fluidumok is. Becslésünk szerint a vizsgált területek (Kamerun Vulkáni Terület és Mt. Quincan) alatti, asztenoszférikus eredetű fluidum minimális víztartalma (X_{H_2O}) 0,3–0,4 közötti értékeket ad, amely arra enged következtetni, hogy többkomponensű, Ca-t, Rb-t, Sr-t szállító fluidumok elterjedtebbek lehetnek a sekély köpenylitoszférában a jelenleg általánosan feltételezettekhez képest.

A víztartalom teheti lehetővé a nyomelemek oldását, ezáltal a fluidum–peridotitos köpenyrész kölcsönhatása során a pargasít kristályosodását. Feltételezésünk szerint a pargasít gyakran előforduló ásványfázis lehet juvenilis szubkontinentális litoszféraköpenyben.

Köszönetnyilvánítás

Jelen kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal OTKA PD 105410 kutatási pályázata és az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíja tette lehetővé Berkesi Márta számára.

Irodalomjegyzék

- Berkesi, M., Guzmics, T., Szabó, Cs., Dubessy, J., Bodnar, R.J., Hidas, K., Ratter, K. (2012): *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 8–20.
- Berkesi, M., Káldos, R., Park, M., Szabó, C., Váci, T., Török, K., Németh, B., Czuppon, Gy. (2017), *European Journal of Mineralogy*, in press.
- Bedini, R.M., Bodinier, J.L., Dautria, J.M., Morten, L. (1997): *Earth and Planetary Science Letters*, 153, 67–83.
- Czuppon, Gy., Matsumoto, T., Handler, M.R., Matsuda, J. (2009): *Chemical Geology*, 266, 19–28.
- Handler, M.R., Benett, V.C., Carlson, R.W. (2005): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 5747–5763.
- Manning, C. (2004): *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 1–16.
- Pintér, Zs., Patkó, L., Djoukam, T.L., Kovács, I., Tchoukaoué, J.P., Falus, Gy., Konc, Z., Tommasi, A., Barou, F., Mihály, J., Németh, Cs., Jeffries, T. (2015): *Journal of African Earth Sciences*, 111, 170–193.

„SZÁRAZ” KVARC FEONOKRISTÁLYOK IGNIMBRITEK- TEKBEN – A KITÖRÉSI FOLYAMATOK, A NAGY HŐMÉRSÉKLETŰ LERAKÓDÁS ÉS A KRISTÁLYOK JELLEMZŐINEK HATÁSA A NÉVLEGESEN VÍZMEN- TES ÁSVÁNYOK DEHIDRATÁCIÓJÁRA

Bíró Tamás¹, Kovács István János², Karátson Dávid¹, Stalder, Roland³, Király Edit², Falus György², Fancsik Tamás², Sándorné K. Judit⁴

¹ ELTE, FFI, Természettudományi Tanszék, Budapest

² MFGI, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

³ University of Innsbruck, Institute of Mineralogy and Petrography, Innsbruck

⁴ Bűnügyi Szakértői és Kutatóintézet, Fizikai-kémiai Osztály, Budapest
e-mail: tbiro.geogr@gmail.com

1. Bevezetés

Négy, nagy vastagságú bükkaljai ignimbrit kvarc fenokristály töredékeinek víztartalmát vizsgáltuk hat mintavételi helyről. Az ignimbritek horzsakőtartalmú piroklaszt sűrűség-ár üledékek, amelyek heves robbanásos kitörések során a kitörési felhő összeomló anyagából keletkező sűrűség-árból rakódnak le.

Mivel ignimbritek kvarc fenokristályain ezidáig nem történt víztartalom mérés, így célunk volt meghatározni az ignimbritek kvarc fenokristályaiban lévő szerkezeti hidroxil mennyiségét és feltárni azokat a legfontosabb folyamatokat, amelyek azt befolyásolják.

2. Módszertan

Annak érdekében, hogy az esetleges rétegen belüli koncentráció változás vizsgálhatóvá váljon, 4 mintavételi helyen (Eger – Bolyki pincészet, Noszvaj, Tíbolddaróc, Harsány) >20 méter vastagságú ignimbritek belsejéből, Bogácson és az egri „Tufakőbányában” pedig az ignimbritekből különböző alsó kontaktus feletti magasságokból (Eger: 0,05; 0,5; 1,2; 10,0 m; Bogács: 0,05; 0,5; 1,0; 6,5 m) gyűjtöttünk mintákat. Az ignimbritekben található horzsakövekből és a mátrixból kvarc fenokristályokat szeparáltuk.

A kvarc fenokristály töredékekből 50–300 μm vastagságú, két oldalon polírozott szeletet készítettünk, amelyeken pontszerű és vonal menti nem poláros mikro-FTIR (Fourier Transformation Infra Red) méréseket végeztünk. Adott mintavételi pontból 20–35 összesen 325, random orientációjú fenokristály töredéken végeztünk mérést Sambridge et al. (2008) és Kovács et al. (2008) nempoláros infravörös módszertana alapján.

A szerkezeti hidroxil tartalom intra- és intergranuláris homogenitását a mért és – a kvarc AIOH defektusainak abszorbancia indiktrixa alapján – számított elméleti abszorbancia eloszlások összevetésével értékeltük.

2. Eredmények és következtetések

A 3000–3500 cm^{-1} közötti OH régióban minden vizsgált kvarc fenokristály töredék legintenzívebben 3378, 3430 és 3315 cm^{-1} -nél nyelt el, amely az AIOH ($\text{Al}^{3+} + \text{H}^+ \rightarrow \text{Si}^{4+}$) defektusok következménye.

Az ignimbritekben lévő kvarc fenokristály töredékek szerkezeti hidroxil tartalma és alsó kontaktus feletti magassága között erős kapcsolat mutatkozott: míg az alsó kontaktusok felett $\sim 12 \pm 3,0$ ppm, addig az ignimbritek belsejében $\sim 3 \pm 0,7$ ppm volt szerkezeti hidroxil mennyisége a kristályokban. A különböző mértékben összesült ignimbritekben a szerkezeti hidroxil koncentráció csökkenése eltérő mértékű az alsó kontaktus feletti magassággal. Annak ellenére, hogy mind az Eger–Tufakőbánya, mind a Bogács ignimbrit esetében az alsó kontaktuson $\sim 12 \pm 3,0$ ppm a szerkezeti hidroxil koncentrációja, 1 m-rel az alsó kontaktus fölött Egerben 50%-a, Bogácson csupán 25%-a mérhető a bázis értékének. Míg a képződmények alsó kontaktusa felett a szerkezeti hidroxil koncentráció intra- és intergranuláris heterogenitása is nagy, addig az ignimbritek belső részében homogenitás figyelhető meg.

A kvarc fenokristály töredékek szerkezeti hidroxil tartalma és a minták alsó kontaktus feletti magassága közötti összefüggés alapján megállapítható, hogy a kristályok szerkezeti hidroxil tartalma az ignimbrit hűlésével áll kapcsolatban. Az ignimbritek alsó kontaktusán a $\sim 12 \pm 3,0$ ppm szerkezeti hidroxil tartalom a gyors, $1-10\text{ }^\circ\text{C/s}^{-1}$ hűlési rátának köszönhető. Az ignimbritek belsejében azonban akár több száz napig is $500\text{ }^\circ\text{C}$ felett maradhat a hőmérséklet, ami a névlegesen vízmentes ásványok dehidratációját okozza.

A hipotézis alátámasztásához elvégeztük az ignimbritek lerakódás utáni kihűlésének modellezését Wallace et al. (2003) 9. egyenlete alapján, majd az adott alsó kontaktus feletti magasságokban a $T\text{ (}^\circ\text{C)}$ időbeni változását leíró $T(z,t)$ görbék alapján kiszámítottuk a kvarc fenokristályok potenciális vízvesztését – Ingrin et al. (1995) 2. egyenletét felhasználva –,

figyelembe véve a vizsgált kristályok átlagos átmérőjét, valamint a diffúziós koefficiens hőmérséklet függését.

Az adott alsó kontaktus feletti magasságban mért relatív szerkezeti hidroxil koncentrációk a dehidratációs modellezéssel pontosan nem reprodukálhatók. A képződmények alsó kontaktusáról származó minták és a 0,5 méterrel az alsó kontaktus feletti pozícióból vett minták szerkezeti hidroxil tartalma közötti eltérés a valóságban sokkal nagyobb, mint az bármilyen lerakódási hőmérsékletet ($T_0=300, 400, 500, 600, 650\text{ }^{\circ}\text{C}$) és rétegvastagságot ($t=20, 30, 40, 50\text{ m}$) alapul vevő szcenárió esetén. A modellezett és a mért szerkezeti hidroxil koncentrációk közötti szisztematikus eltérés arra utal, hogy az alsó kontaktus feletti magassággal csökkenő hűlési ráta mellett a lerakódás előtti hőtörténet és a fenokristályokban lévő zárványok gyakorisága, mérete, illetve a kristályok repedezettsége is fontos faktorok.

Eredményeink arra utalnak, hogy a piroklasztitokban található névlegesen vízmentes ásványok szerkezeti hidroxil

tartalmát komplex folyamatok alakítják, amelyek a magmakamrában jellemző koncentráció csökkenésének irányába hatnak. Eredményeink felhívják a figyelmet, hogy a magmatározóban egyensúlyi körülmények között kialakult szerkezeti hidroxil koncentráció csupán olyan képződmények kristályai alapján rekonstruálható, ahol a hűlési ráta kellően gyors volt az adott névlegesen vízmentes ásványban a szerkezeti hidroxil diffúziós sebességéhez képest.

Irodalomjegyzék

- Ingrin, J., Hercule, S., Charton, T. (1995): Journal of Geophysical Research, 100, 15489–15499.
- Kovács, I., Hermann, J., O'Neill, H.St.C., Fitz Gerald, J., Sambridge, M., Horváth, G. (2008): American Mineralogist, 93, 765–778.
- Sambridge, M., Fitz Gerald, J., Kovács, I., O'Neill, H.St.C., Hermann, J. (2008): American Mineralogist, 93, 751–764.
- Wallace, P.J., Dufek, J., Anderson, A.T., Zhang, Y. (2003): Bulletin of Volcanology, 65, 105–123.

8200-AS ESEMÉNY EGY BÉKE-BARLANGI CSEPPKŐ H-C-O STABILIZOTÓP-ÖSSZETÉTELE ALAPJÁN: KÖVETKEZTETÉSEK A CSAPADÉK FORRÁSRÉGIÓJÁBAN TÖRTÉNT VÁLTOZÁSRA

Czuppon György¹, Demény Attila¹, Leél-Őssy Szabolcs², Siklós Zoltán¹, Ke, Lin³, Oruc, Baykara³, Chouan-Chou, Shen³

¹MTA, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

³High-Precision Mass Spectrometry and Environment Change Laboratory (HISPEC), Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan
e-mail: czuppon@geochem.hu

1. Bevezetés

Holocén legjelentősebb éghajlati eseménye az úgynevezett 8200-as esemény. Számos klímajelző képződményben kimutatták világszerte ennek az eseménynek a nyomát, azonban a különböző „proxik” más és más „választ” őriztek meg ennek hatására, így az esemény pontos kora és időtartalma mutat bizonyos változékonyságot. Az esemény viszonylag jól dokumentált nyugat-európai képződményekben (pl.: cseppkő; Domínguez-Villar et al., 2009; tavi üledék Magny et al., 2007; pollen, Combourieu-Nebout et al., 2013), azonban közép-európai térségből, különösen Magyarország területéről kevés adat áll rendelkezésre.

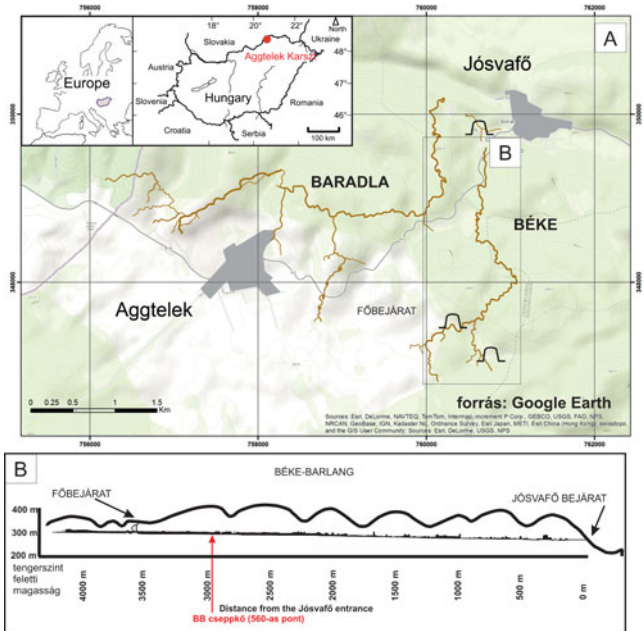
A szárazföldi klímajelző képződmények közül a cseppkővek különösen fontosak, hiszen a koruk nagy pontossággal megállapítható, hosszú ideig növekednek, nagy felbontással lehet közzétani és geokémiai jellegzetességeiket vizsgálni, továbbá nincsenek kitéve a felszíni mállásnak, átalakulásnak.

A kutatómunkák keretében egy Béke-barlangból (Aggteleki-karszt) származó cseppkő stabilizotóp-összetétele alapján rekonstruáltuk a Holocén első felében bekövetkezett éghajlati eseményeket, köztük a 8200-as eseményt.

2. Geológiai háttér

Béke-barlang Magyarország északkeleti részén, az Aggteleki-karszt területén található (1. ábra). A vizsgált cseppkő (BB) a Béke-barlang főbejáratától 560 méterre lett begyűjtve. A barlang részletes monitoring vizsgálatára 2013 és 2016 között került sor (Czuppon et al., 2017).

A monitoring eredményeképpen megállapítható, hogy a jelenkori barlangi csepegővíz stabilizotóp-összetétele több évet reprezentál, és beszivárgó víz téli dominanciát mutat. Az egyes bejáratok mesterséges vagy természetes elzáródása extrém magas CO₂ koncentráció kialakulásához vezethet, amely hatással lehet a kiváló karbonátok összetételére és képződésük sebességére.



1. ábra – A Béke-barlang elhelyezkedése (A) és a vizsgált cseppkő gyűjtésének a helye (piros nyíl; B) (Forrás: Czuppon et al., 2017)

3. Vizsgálati módszerek

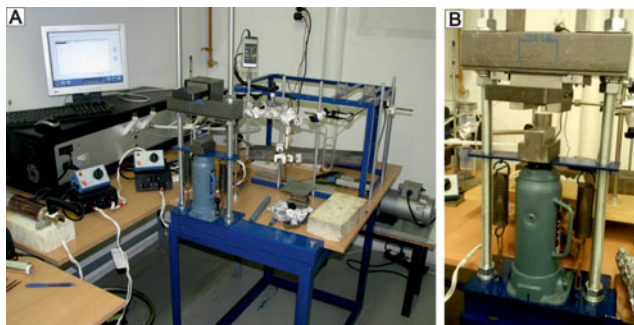
3.1 Korhatározás

Az U-Th kormeghatározásra a Taiwan Nemzeti Egyetemen (National Taiwan University) került sor. A módszer részletes leírása megtalálható Shen et al. (2003)-as és (2012)-es munkájában.

3.2. Stabilizotóp mérések

A cseppkő stabil szén- és oxigénizotópos ($\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$) mérését, valamint a cseppkőben található fluidum-zárványok stabil hidrogén- és oxigénizotópos (δD és $\delta^{18}\text{O}$) mérését az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézetében végeztük. A C-O mérések Finnigan

delta+XP tömegspektrométerrel, míg a fluidum-zárvány H-O mérések LGR LWIA-24d típusú üreglecsengéses lézer analízátorral (2. ábra) történtek (Czuppon et al., 2014; Demény et al., 2016).



2. ábra – LGR LWIA-24d típusú üreglecsengéses lézer analízátor és a hozzácsatlakozó feltárási berendezés (A), valamint a hidraulikus emelő, amelynek segítségével történik a minta összetörése és a fluidum felszabadítása

4. Eredmények

4.1 U-Th kormérés

Az U/Th kormérések alapján a vizsgált cseppkő növekedése 10 200 évvel ezelőtt kezdődött és 5500 évvel ezelőtt állt le. Mivel a 7000 évnél fiatalabb koradatok nagy bizonytalansággal rendelkeztek, ezért jelen munkánkban csak a 7000 és 10000 év közötti szakaszra koncentráltunk.

4.2. Kalcit: $\delta^{13}\text{C}$ és ^{18}O

A cseppkő kalcit oxigénizotóp-összetételében számos kiugró anomália fedezhető fel. Ezek közül a legmarkánsabb a 9200 és 8300 körül található. Az előbbi nagy valószínűséggel az úgy nevezett 9000-es eseménnyel azonosítható, amelyet más régiókból származó cseppkő vizsgálat során is kimutattak (Katterloch-barlang, Ausztria, Boch et al., 2009), míg az utóbbi a 8200-as eseménynek felelhet meg, amelynek globális léptékben volt hatása az éghajlatra.

4.3. Fluidum-zárvány: $\text{D-}\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$

A fluidum-zárványban található víz stabilizotóp-összetétele és mennyisége a cseppkő alsó részén lett meghatározva. A viszonylagos magas víztartalomnak köszönhetően lehetőség

volt 0,5 cm-es felbontással mintázni a cseppkővet és az elemzéseket elvégezni. Így 28 cm-es szakaszon 52 darab mérésre került sor. A hidrogén és az oxigénizotóp-összetétel hasonló mintázatot mutat. A 8300 év körül jelentős pozitív anomália tapasztalható mind a δD , mind a $\delta^{18}\text{O}$ értékben (3. ábra).

5. Értelmezés

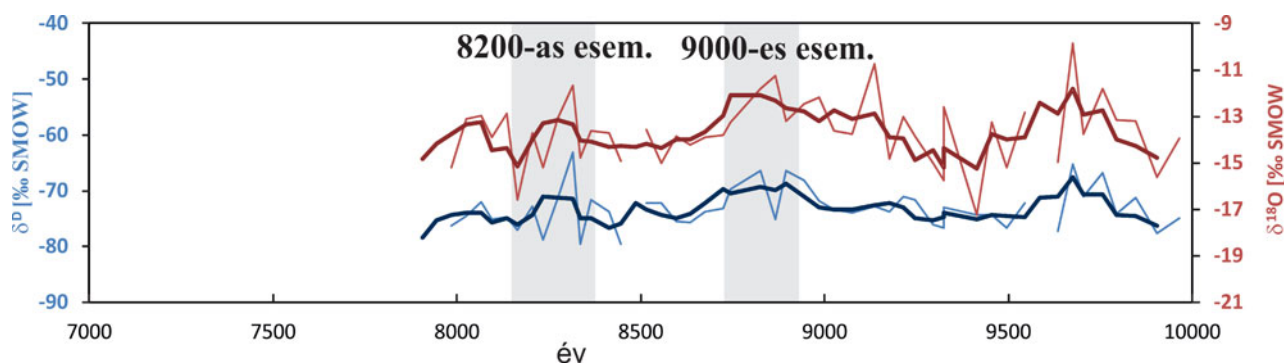
A 8200-as esemény a legjelentősebb éghajlati anomália a Holocén során. Nyugat-Európában és az Atlanti-óceán északi részén lehűléssel magyarázzák a jégmagokban, illetve a cseppkőekben tapasztalt negatív oxigénizotóp anomáliát (pl. Grafenstein et al., 1998).

Az általunk vizsgált „BB” cseppkő hidrogén- és oxigénizotóp-összetétele ezzel szemben egyértelmű pozitív anomáliát mutat. A „BB” cseppkőhöz hasonló mintázatot Közel-Keleten, illetve a Mediterrán térség keleti részén vizsgált cseppkővek mutatnak (pl. Sofular-barlang, Törökország, Felitmann et al., 2009; Hoti-barlang, Oman, Neff et al., 2001).

A nyugat-európai proxikhoz képest adott eltérő válasz a Pannon-medencében magyarázható: 1) a téli csapadék csökkenésével; 2) a nyári/téli csapadék arányának növekedésével; 3) a csapadék forrásrégiójában történt változással. Mivel a cseppkő szénizotóp-összetételében nincs jelentős változás, ezért valószínűleg nem a csapadék mennyiségben, illetve annak éves eloszlásában történ változás, hanem a csapadék forrásrégiójában. Jelenleg a Magyarországra érkező csapadéknak két fő tengeri forrása van: 1) Földközi-tenger 2) Atlanti-óceán (Bottyán et al., 2017; Czuppon et al., 2017). Bottyán et al. (2017) és Czuppon et al. (2017) kimutatták, hogy ebből a két forrásrégióból származó csapadék stabilizotóp-összetétele jelentősen különbözik: a Mediterrán térségből érkező csapadék pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékkel, valamint magasabb deutérium-többlet értékkel jellemezhető, mint az Atlanti-óceán térségéből jövő csapadék. Így a cseppkőben tapasztalt pozitív anomália 8200 körül magyarázható azzal, hogy megnőtt a Földközi-tengertől érkező csapadék relatív mennyisége.

Köszönetnyilvánítás

A kutatáshoz az anyagi háttér az OTKA NK 101664, OTKA CK 80661 és a PD 121387 számú projektek biztosították. Továbbá a kutatómunka során Czuppon György a Bolyai János Kutatói Ösztöndíjban részesült.



3. ábra – A BB cseppkőben található fluidum zárvány stabil hidrogén- és oxigénizotóp-összetétele

Irodalomjegyzék

- Boch, R., Spötl, C., Kramers J. (2009): Quaternary Science Reviews, 28, 2527–2538.
- Bottyán E., Czuppon Gy., Weidinger T., Haszpra L., Kármán K. (2017): Moisture source diagnostics and isotope characteristics for precipitation in east Hungary: implications for their relationship. Hydrological Science Journal (accepted)
- Czuppon, Gy., Ramsay RR., Özgenc I., Demény A., Gwalani LG., Rogers K., Eves A., Papp L., Palcsu L., Berkesi M., Downes, PJ. (2014): Mineralogy and Petrology. DOI: 10.1007/s00710-014-0333-7
- Czuppon Gy., Bottyán E., Haszpra L., Weidinger T., Kármán K. (2017): EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol. 19, EGU2017–13458.
- Demény, A, Czuppon, Gy, Kern, Z, Leél-Óssy, S, Németh, A, Szabó, M, Tóth, M, Wu, C-C, Shen, C-C, Molnár, M, Németh, T, Németh, P, Óvári, M. (2016): Quaternary International 396, 1–8.
- Shen, C.-C., Cheng, H., Edwards, R.L., Moran, S.B., Edmonds, H.N., Hoff, J.A., Thomas, R.B. (2003): Analytical Chemistry 75, 1075–1079.
- Shen, C.-C., Wu C.-C., Cheng H., Edwards R. L., Hsieh Y.-T., Gallet S., Chang C.-C., Li T.-Y., Lam D. D., Kano A., Hori M., Spötl C. (2012): Geochimica et Cosmochimica Acta 99, 71–86.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel J., Johnsen S. (1998): Climate Dynamics, 14, 73–81.

KÜLÖNBÖZŐ KARBONÁT ÁSVÁNYOK C, O ÉS H STABIL IZOTÓP VIZSGÁLATA EGY MAGYARORSZÁGI TERMÉSZETES CO₂ ELŐFORDULÁS HOMOKKŐ REZERVOÁR KÖZETÉBEN

Cseresznyés Dóra¹, Király Csilla^{1,4}, Czuppon György³, Szabó Zsuzsanna², Szabó Csaba¹, Falus György²

¹ ELTE TTK FFI, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Budapest

² MFGI, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

³ MTA CsFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ MTA CsFK, Földrajztudományi Intézet, Budapest

e-mail: cherry.dori@gmail.com

1. Bevezetés

Az ipari forradalom óta megnövekedett CO₂ emisszió mérséklésének egyik lehetséges eszköze az ipari eredetű CO₂ füstgázból való leválasztása és geológiai formációban történő tárolása (CCS technológia). Azonban egy esetleges CO₂ tárolási projekt előtt fontos megismerni a földtani rendszer azon tulajdonságait, amelyek garantálják a CO₂ hosszútávú (n×1000 év) megkötését. Ezen paraméterek közé tartozik pl. a rezervoárban lejátszódó komplex fizikai és kémiai reakciók ismerete, amelyek megismerésében nyújt segítséget a természetes CO₂ előfordulások tanulmányozása. A stabil izotóp vizsgálatokkal pedig következtetni tudunk a CO₂ és a pórusvíz forrására.

2. Vizsgált terület és földtani háttér

Nyugat-Magyarországon (Kisalföld) Mihályi-Répcelak területén található az általunk vizsgált természetes CO₂ előfordulás (1. ábra). A Pannon-medence üledékkel történő feltöltődése ezen a területen a miocénben (10–11 millió év) kezdődött az ÉNy-i

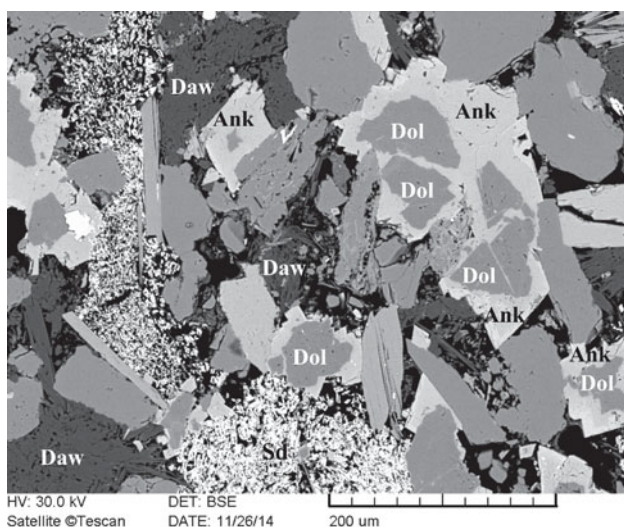


1. ábra – Mihályi-Répcelak vizsgált terület (piros négyzet) elhelyezkedése a Kárpát–Pannon régióban

irányból érkező folyók üledékével és még a pliocénben is tartott (Juhász, 1992; Magyar et al., 2013). Palcsu et al. (2014) szerint a CO₂ a területre 7–4 millió évvel ezelőtt, mafikus intrúziókból a tektonikus Rába-vonal mentén áramlott be a rendszerbe. Az ismert vulkáni működés késő Miocénből (Pásztori trachit) ismert (Harangi et al., 1995).

3. Homokkő rezervoárok

Az általunk vizsgált homokkő rezervoár minták 1375–1460 m mélységből származnak. Detritális ásványként kvarc, földpátok, csillám és dolomit van jelen, míg diagenetikus ásványként karbonát ásványokat (ankerit, dawsonit, sziderit, kalcit), kaolinitet és kvarc továbbnövekedést azonosítottunk (2. ábra).



2. ábra – RM6-9R vizsgált homokkő rezervoár SEM felvétele (ank: ankerit, daw: dawsonit, dol: dolomit, sd: sziderit)

Nagy mennyiségben vannak jelen a vizsgált kőzetben a karbonátásványok és megtalálható a szakirodalom által a CO₂ indikátoraként számon tartott dawsonit [NaAlCO₃(OH)₂] is (Zhou et al., 2014; Worden et al., 2006).

4. Módszertan

Szén és oxigén stabil izotóp vizsgálatokat Thermo Finnigan Delta Plus XP típusú tömegspektrométerrel végeztünk a vizsgált homokkő rezervoár kőzetek karbonát (dawsonit, sziderit) ásványain. A dawsonit OH-tartalma miatt pedig nem csak a C ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) és O ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), hanem elsőként a H (D/H) izotóp arányt is mértük egy LGR LWIA-24d típusú lézer analízátorral (Czuppon et al., 2014; Demény et al., 2016).

5. Eredmények

A mért adatokból kiszámoltuk a dawsonittal egyensúlyban levő CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ és a karbonátokkal egyensúlyban levő pórúsvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékeit. A dawsonittal egyensúlyban levő $\delta^{13}\text{C}$ értékek ($-4,55$ – $-2,58\text{‰}$) jól megközelítik Palcsu et al. (2014) által a CO_2 gázban mért $\delta^{13}\text{C}$ értékeket ($-3,28$ – $-2,07 \text{‰}$). Az adatok azt sejtetik, hogy a karbonát ásványokat létrehozó CO_2 magmás eredetű. A dawsonitban mért δD értékek -56‰ és -75‰ között változnak. Ez a tartomány egybeesik a szakirodalom által meghatározott magmás és meteorikus eredetű hidrogén izotóp-összetétellel. Azonban a CO_2 és a pórúsvíz eredetének pontosabb meg-

ismeréséhez/meghatározásához további mérések elvégzése szükséges.

Irodalomjegyzék

- Czuppon, Gy., Ramsay RR., Özgenc I., Demény A., Gwalani LG., Rogers K., Eves A., Papp L., Palcsu L., Berkesi M., Downes, P.J. (2014): *Mineralogy and Petrology*. 757–775.
- Demény, A., Czuppon, Gy., Kern, Z., Leél-Össy, S., Németh, A., Szabó, M., Tóth, M., Wu, C-C, Shen, C-C, Molnár, M., Németh, T., Németh, P., Óvári, M. (2016): *Quaternary International*, 396, 1–8.
- Harangi, Sz., Vaselli, O., Tonarini, S., Szabó, Cs., Harangi, R., Coradossi, N. (1995): *Acta Vulcanologica*, 7 (2), 173–187.
- Juhász Gy., (1992): *Földtani Közlöny* 122/2–4, 133–165.
- Magyar, I., Radivojević, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K., Pócsik, M. (2013): *Global and Planetary Change*, 103, 168–173.
- Palcsu, L., Vető, I., Futó, I., Vodila, G., Papp, L., Major, Z. (2014): *Marine and Petroleum Geology*, 54, 216–227.
- Vető, I., Csizmeg, J., Sajgó, Cs. (2014): *Central European Geology*, 57/1, 53–69.
- Worden, R.H. (2006): *Marine and Petroleum Geology*, 23, 61–77.
- Zhou, B., Liu, L., Zhao, S., Ming, X.R., Oelkers, E.H., Yu, Z.C., Zhu, D.F. (2014): *Applied Geochemistry*, 48, 155–167.

KÖZET-VÍZ KÖLCSÖNHATÁS-VERIFIKÁLÁS, SZÁMSZERŰSÍTÉS ÉS ELŐREJELZÉS AZ ÜLEDÉKES MEDENCÉTŐL AZ ÉPÍTETT KÖRNYEZETIG

Falus György, Szabó Zsuzsanna

MFGI, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest
e-mail: falus.gyorgy@mfgi.hu

1. Bevezetés

A litoszférát felépítő kőzetek és a víz (-gazdag fluidumok) között fellépő kölcsönhatás számos formája ismert. E kölcsönhatások következménye sok egyéb mellett a szubdukcióhoz kötődő dehidratáció, metasomatózis, parciális olvadás és vulkanizmus, de ide sorolható számos metamorf folyamat, a diagenezis és a mállás is. Ez utóbbi folyamatokban nagy jelentősége lehet az emberi tevékenységnek.

A tanulmány célja a kőzet-víz kölcsönhatás geokémiai modellezési lehetőségének ismertetése néhány gyakorlati példán keresztül, ahol az emberi tevékenység hatása markánsan megjelenhet a földtani közegben. A szerzők célja kiemelni az alkalmazott modellezés lehetőségeit, de bemutatva azok gyengeségeit és a még megoldásra váró problémákat is.

2. Geokémiai modellezés jelentősége

A geokémiai modellezés jelenleg alkalmazott formája az 1960-as évekig vezethető vissza. Az elmúlt két évtizedben fokozottan előtérbe kerültek a talajvíz minőségét befolyásoló környezetvédelmi kérdések. A geokémiai modellezés egyre erősebben fókuszál az emberi tevékenységek, pl. bányászat, hulladék-elhelyezés és egyéb antropogén forrásból származó szennyeződések hatásainak és kölcsönhatásainak megértésére, előrejelzésére.

A geokémiai modellezés jelentősége abban rejlik, hogy képes a laboratóriumi kísérleteknél reálisan alkalmazható időbeli és komplexitásbeli kereteken jelentősen túlmutatni. Egyúttal számos olyan paraméter vizsgálata is lehetséges, amelyek kísérleti megfigyelése nehézkes, illetve lehetetlen. Fontos azonban hangsúlyozni, hogy nem helyettesíti a laboratóriumi kísérletek értékes tapasztalatait. Célszerűen a terepi megfigyelések és a kísérleti eredmények közti méret-, komplexitás és időbeliség különbségek áthidalására alkalmazható (Crawford, 1999).

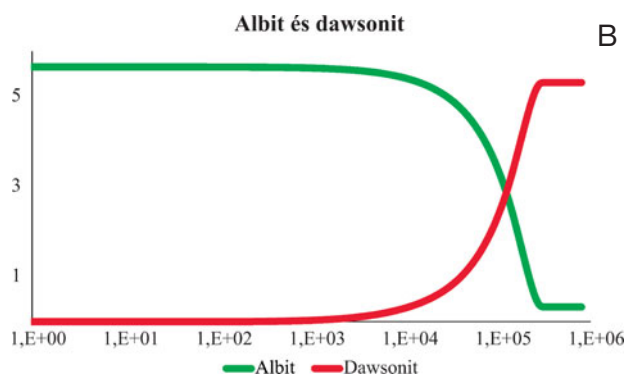
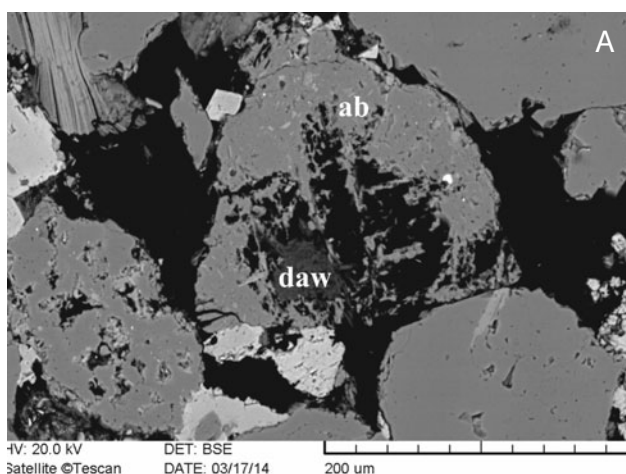
3. Modellek használatának gyakorlati példái

3.1. A CO₂ geológiai tárolása

Az elmúlt évtizedben a modellezési tevékenységek között a legjelentősebb hangsúlyt az ipari tevékenységből származó CO₂ felszín alatti tárolóba való injektálása (CO₂ geological storage - CGS) kapta. Ennek jelentősége, hogy a hosszú távú

biztonság érdekében szükséges ismernünk a CO₂ beszajtolása következtében végbemenő rövid, illetve hosszú távú fizikai és kémiai változások (pl.: pH megváltozása, ásványok oldódása és kiválása, stb.) minőségi, mennyiségi és időbeli alakulását (pl. Allen et al., 2005; Kampman et al., 2014).

Potenciális magyarországi CO₂ tároló- és fedőkőzet reaktivitásvizsgálatához a PHREEQC-3 (Parkhurst, Appelo, 2013) geokémiai modellező programot használtuk, amely a nemzetközi gyakorlatban a CO₂-tárolás problémaköréhez kapcsolódó modellszámításokban is általánosan elfogadott (Gundogan et al., 2011). A



1. ábra – (A) Mihályi-Répcelak területéről származó CO₂-rezervoár kőzetben megfigyelhető albit-dawsonit átalakulás (visszaszóró elektronkép, Király et al., 2016a); (B) az albit-dawsonit átalakulás kinetikus geokémiai modellje (X tengely: idő – másodperc, Y tengely: ásvány mennyisége – mol/kgW)

szoftverhez tartozó számos adatbázis közül az LLNL.DAT, a PHREEQC.DAT, valamint egyéb, nem közvetlenül a programcsomaghoz használt termodinamikai adatbázisokat használtunk. Továbbá, a folyamatok időbeli alakulásának megértésére kinetikus modellezést is végeztünk Palandri és Kharaka (2004) nyomán.

A kutatócsoport által futtatott geokémiai modellek célja sokrétű volt, egyrészt (1) szeretnénk előre jelezni, hogy egy potenciális tároló kőzet esetében ásványtani és hidrogeológiai tulajdonságai tekintetében milyen típusú, mértékű változás várható, illetve, hogy mindezek időbeli, lefutása hogyan alakul (Sendula, 2015). Másrészt, (2) hazai természetes CO₂ előfordulások (Mihályi–Répcelak) vizsgálata során olyan speciális ásvány-átalakulási folyamatokat azonosítottunk (dawsonit képződés albit rovására; **1. ábra**), amelyek korábbi felszíni és fúrásos vizsgálatokból még ismeretlenek voltak (Király et al., 2016a, b). Geokémiai modellezés segítségével verifikáltuk a petrográfiai megfigyeléseket, azaz igazoltuk, hogy a dawsonit képződése az albit rovására történhetett. (3) Hasonló céllal végeztünk geokémiai modellezést nagy agyagtartalmú fedőkőzetek (Szabó et al., 2016), illetve agyag sztenderdek (Sendula et al., 2017) kísérleti vizsgálata során. A CGS-tevékenység egyik legalapvetőbb, a hosszú távú biztonságra jelentősen kiható kérdése, hogy a besajtolást követően a szén-dioxid milyen módon és milyen formában csapdázódik. Így továbbá, (4) a Mihályi–Répcelak természetes előfordulás esetében geokémiai modellek segítségével számszerűsítettük a szabad-, oldott és karbonát szerkezetben kötött, szilárd fázisban csapdázódott CO₂ mennyiségét (Király, 2017).

3.2. Geokémiai reaktivitás az épített környezetben

A geokémiai modellezés alkalmazható a földtani közegen túl az épített környezet alkotóira is. Egy nemrég megkezdett kutatás (Szabó et al., 2017) célja, hogy megfigyelje a betonban (mint leggyakoribb és egyben a kritikus létesítmények esetében leginkább használt építőanyagban) lejátszódó ásványoldódási és kiválási folyamatokat, amelyek a földtani közeggel történő (rövid-távú) kölcsönhatásának eredményeképp játszódnak le. Anyagvizsgálati eredményeket használunk fel numerikus geokémiai és reaktív transzport modellek tesztelésére és

fejlesztésére, amelyek reményeink szerint hozzájárulnak a beton fölfelszín alatti degradációjának előrejelzéséhez.

4. Összefoglalás

A geokémiai modellezés módszere nagy jelentőséggel bír a fölfelszín alatt lejátszódó kőzet-víz kölcsönhatások megértésében. Segítségükkel az emberi tevékenységek kémiai és akár fizikai hatásai is vizsgálhatóak, mint pl. a tárgyalt CO₂ geológiai tárolás vagy az építőanyagok fölfelszín alatti degradációja esetében.

Irodalomjegyzék

- Allen, D.E., Strazisar, B.R., Soong, Y., Hedges, S.W. (2005): Fuel Processing Technology, 86, 1569–1580.
- Crawford, J. (1999): SNV Report 262, Swedish Environmental Protection Agency.
- Gundogan, O., Mackay, E., Todd, A. (2011): Chemical Engineering Research and Design, 89/9, 1805–1816.
- Kampman, N., Bickle, M., Wigley, M., Dubacq, B. (2014): Chemical Geology, 369, 22–50.
- Király, Cs., Sendula, E., Szamosfalvi, Á., Káldos, R., Kónya, P., Kovács, I., Fűri, J., Bendő, Zs., Falus, Gy. (2016a): Geological Society, London, Special Publications, 435.
- Király, Cs., Szamosfalvi, Á., Zilahi-Sebess, L., Kónya, P., Kovács, I., Sendula, E., Szabó, Cs., Falus, Gy. (2016b): Environmental Earth Sciences, 75(8), 1–10.
- Király, Cs. (2017): Doktori értekezés, ELTE TTK, Környezettudományi Doktori Iskola; Környezeti Földtudomány Doktori Program. 128 p.
- Palandri, J.L., Kharaka, Y.K. (2004): U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 04/1068.
- Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J. (2013): U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A43
- Sendula E. (2015): Diplomamunka, ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Közettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, 127 p.
- Sendula E., Páles M., Péter Szabó B., Udvardi B., Kovács I.J., Kónya P., Freiler Á., Besnyei A., Király Cs., Székely E., Szabó Cs., Falus Gy. (2017): Energy Procedia, in press
- Szabó, Zs., Hellevang, H., Király, Cs., Sendula, E., Kónya, P., Falus, Gy., Török, Sz., Szabó, Cs. (2016): International Journal of Greenhouse Gas Control, 44, 262–275.
- Szabó, Zs., Udvardi, B., Kónya, P., Gál, N., Király, E., Török, P., Szabó, Cs., Falus, Gy. (2017). jelen kötetben

A SOMLYÓ ÉS SZAMÁR-HEGY ALKÁLI MAGMÁS KŐZETEINEK PETROGRÁFIAI ÉS ÁSVÁNYKÉMIAI VIZSGÁLATA

Fehér Kristóf¹, Józsa Sándor¹, Sági Tamás^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem Közettan-Geokémiai Tanszék

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

e-mail: lorcs@hotmail.hu

1. Bevezetés

A Somlyó és a Szamár-hegy a Kelet-Mecsek északkeleti részén, Szászvártól 3 km-re délre található, mely kőzettanilag rendkívül változatos és jórészt hazánkban ritka magmás képződményekből épül fel. A két hegy nagy részét fonolit alkotja, melyről már a 18. századtól kezdve vannak írásos emlékeink (Kitaibel, 1799–1808 in Viczián, 1970; Hofmann, 1907), melyeket több kiváló leíró tanulmány követett (pl. Mauritz, 1913). Az első komplex vizsgálatot Viczián (1968) végezte el, melynek során rámutatott a somlyói és szamár-hegyi fonolit jelentős összetételbeli változékonyságára és zárványtartalmára. A későbbi ELTE terepgyakorlatok jelentéseiben további alkáli kőzettípusok, mint például essexit és mikrofoyait (Leél-Össy et al 1983; Árgyelán et al 1986) leírására került sor. További részletes geokémiai és genetikai eredményekkel szolgált Harangi (1994) és Harangi et al (1993; 2003), akik munkájukban rámutattak a fonolit riftesedéshez és kis mértékű parciális olvadáshoz kötődő eredetére.

Jelen kutatás célja az eddigi tanulmányok összefoglalása, együttes kiértékelése, a számos szerző által említett különféle kőzetváltozatok elterjedésének tisztázása, a meglévő, nem túl részletes földtani térkép pontosítása, továbbá a területen található alkáli kőzetek és zárványaik pontos petrográfiai és ásványkémiai vizsgálata. Kutatásunk végső célja a terület különböző alkáli kőzetei közötti genetikai kapcsolatok jobb megismerése.

2. Terepi munka

A terepbejárás során GPS pontokkal rögzítettük a különböző alkáli kőzetek pontos előfordulását a földtani térképen való elhelyezésük érdekében. A területre jellemző nagy kőzettani változékonyság miatt a lehető legtöbb pontról gyűjtöttünk reprezentatív mintát a típusok leírása, összehasonlítása és területi elterjedésük meghatározása céljából. Különös figyelmet fordítottunk a kőzetekben található zárványtípusok begyűjtésére és a szálban álló kőzetfeltárások részletes vizsgálatára.

3. Vizsgálati módszerek

A minták részletes makroszkópos leírása után vékonycsiszolatokat készítettünk polarizációs mikroszkópos, és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok elvégzéséhez (SEM-EDS, BSE).

4. Makroszkópos és polarizációs mikroszkópos vizsgálatok

Már a terepi megfigyelések is rámutattak a kőzettípusok heterogenitására. Három fő kőzetcsoporthot lehetett megkülönböztetni: fonolit, mikrofoyait és alkáli mikrogabbró. Mindegyik típuson belül szöveti és összetételbeli különbségek adódtak.

A fonolitban kőzetalkotó mennyiségben van jelen szanidin és egirin, a szemcsék közötti térben sokszor nefelin található. További elegyrészekként megjelenik analcim, alkáli amfibol, kis mennyiségben augit és biotit.

A mikrofoyait fő elegyrészei a szanidin, egirin, alkáli amfibolok, és jelentős mennyiségben van jelen nefelin, analcim, augit, továbbá előfordul még biotit is.

Az alkáli mikrogabbró kőzetalkotó ásványai a plagioklász, alkáli amfibol, nefelin, továbbá nagy mennyiségben fordulnak elő biotit, és opak ásványok, illetve megjelennek még alkáli piroxének is.

Ha a kőzetcsoporthokon belüli heterogenitásokat összevetjük a területi elhelyezkedésükkel, akkor a kőzetcsoporthok között folyamatos differenciációs sorra következtethetünk. Erre utalnak a folyamatos összetételbeli és szöveti átmenetek is.

A mikrofoyaitban és fonolitban különböző zárványok fordulnak elő. A mikrofoyaitban megjelennek az alkáli mikrogabbróból származó kőzetzárványok, a fonolitban pedig a mikrofoyait különböző megjelenési formájú zárványai találhatóak.

A nagyobb zárványokon kívül a mikrofoyaitban az alkáli mikrogabbróból származható nagyobb porfíros elegyrészek találhatóak, mint például amfibol és a biotit, a fonolitban pedig a mikrofoyait porfíros elegyrészei (szanidin, vékony tűs amfibol, biotit) mutathatóak ki, melyek jelentősen befolyásolják a kőzetek homogenitását.

Szálfeltárásban jól követhető az alkáli mikrogabbróból a mikrofoyaitba való folyamatos átmenet, illetve egyes kőzetpéldányokon ritkán a fonolit és a mikrofoyait egymással való keveredése is megfigyelhető.

5. Pásztázó elektronmikroszkópos, és teljes kőzet-geokémiai vizsgálatok

Az ásványokon, zárványokon, és a zárvány-befogadó kőzetek reakciónáján végzett SEM-EDS/BSE elemzésekkel, illetve a teljes kőzet geokémia által kapott adatok segítségével

pontosabb képet kapunk a Somlyó és Szamár-hegy kőzeteinek magmás fejlődéstörténetéről és a közöttük fellépő kölcsönhatásokról. Ezen vizsgálatok jelenleg is folyamatban vannak.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk megköszönni Tóth Ágostonnak a minta előkészítésben és a terepi munkában való segítségét.

Irodalomjegyzék

Árgyelán G., Gulyás Á., Nagyné Pálfalvi S. (1986): Terepgyakorlati jelentés. ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, p. 100.

Harangi, Sz., Árváné-Sós E. (1993): Földtani Közlöny, 123, 129–165.

Harangi, Sz. (1994): Lithos, 33, 303–321.

Harangi, Sz., Tonarini, S., Vaselli, O., Manetti, P. (2003): Acta Geologica Hungarica, 46, 77–94.

Hofmann, K. (1907): Földtani Közlöny, 37/4–5, 111–116.

Leél-Össy Sz., Soós M. (1983): Terepgyakorlati jelentés. ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, p. 54.

Mauritz, B. (1913): Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, 21, 153–190.

Viczián, I. (1968): Egyetemi doktori értekezés. ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, p. 95.

Viczián, I. (1970): Földtani Közlöny, 100/2, 215.

A MIHÁLYI-RÉPCELAK TERMÉSZETES CO₂ FELHALMOZÓDÁS KONGLOMERÁTUM KIFEJLŐDÉSŰ TÁROLÓ KÖZETÉNEK PETROGRÁFIAI VIZSGÁLATA

Forray Viktória¹, Király Csilla^{1*}, Káldos Réka¹, Kovács István², Falus György², Szabó Csaba¹

¹ ELTE TTK FFI, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Budapest

² MFGI, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

* jelenleg: MTA CsFK, Földrajztudományi Intézet

e-mail: viky.tria@gmail.com

1. Bevezetés

Napjaink egyik legsürgetőbb környezeti problémája a globális klímaváltozás, amelynek az egyik okozója az antropogén eredetű CO₂ atmoszférikus részarányának jelentős növekedése. Ennek a problémának a kezelése kulcsfontosságú kérdés Földünk ökoszisztémájára és jövőjére nézve. Egy átmeneti megoldás lehet az ipari eredetű CO₂ füstgázból történő leválasztása és geológiai tárolókba való injektálása (Carbon Capture and Storage, CCS) (Arts et al., 2008). Ennek a technológiának a hatékonnyá és biztonságossá tételének az alapját szolgáltatják többek között a természetes CO₂ felhalmozódások vizsgálatainak eredményei. Eddigi kutatások jórészt homokkő rezervoárookra koncentráltak (pl. Worden, 2006, Király et al., 2016), míg a konglomerátum kőzetek CO₂ tárolás tekintetében nincsenek előtérbe kis kiterjedésük és heterogenitásuk miatt.

Jelen tanulmány fő célja megismerni a Mihályi-Répcelak természetes CO₂ előfordulás konglomerátum litológiájú tárolóinak az ásványtani és kőzettani sajátosságait, ezáltal nyomon követni a CO₂ hatásait és azok ásványtani és kőzettani függését.

2. Földtani háttér

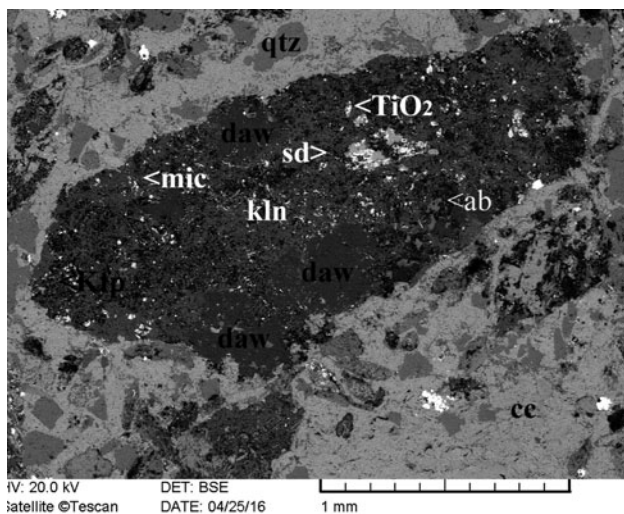
A Mihályi-Répcelak terület a Pannon-medence nyugati részén helyezkedik el. A terület paleozoos metamorf aljzatára 1100-1300 m vastag neogén üledéksorozat rakódott le, amelyet a miocén időszakban progradáló deltarendszerek üledékbehor-dása szállított. A vizsgált kőzetek a kora-pannóniai időszakban jelenlévő szigetek lepusztulási termékéből származó szürke alapanyagú, rosszul osztályozott, oligomikt konglomerátumok (Juhász, 1992).

3. Vizsgálati módszerek

A minták ásványtani és kőzettani tulajdonságainak megismeréséhez polarizációs mikroszkópos és pásztázó elektron-mikroszkópos vizsgálatokat végeztünk. Becslést adtunk a kőzet modális összetételére SEM felvételek alapján pixelszámitási módszerrel. A mintákba megtalálható ősmaradványhéjakat és héjtöredékeket Raman spektrométerrel és FTIR spektrométerrel vizsgáltunk.

4. Eredmények

A polarizációs mikroszkópos vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a konglomerátum alapanyaga kvarc és kalcit, míg a megjelenő klasztok három csoportba sorolhatók (kaolinites klasztok, metamorf kőzettörmelékek és ősmaradványok). A petrográfiai elemzéseink rávilágítottak arra, hogy a nagy mennyiségű CO₂ hatásának egyik legszembevetőbb jele a dawsonit (NaAlCO₃×(OH)₂) megjelenése, amely minden esetben csak kaolinites törmelékek szélén figyelhető meg. Az SEM vizsgálatok alapján e törmelékeket legnagyobb részben kaolinit, K-földpát, albit, ankerit, dawsonit és csillámok alkotják (1. ábra). A kőzetben megjelenő ősmaradványok mentén több esetben SiO₂ módosulat figyelhető meg, amelyet a Raman és FTIR spektroszkópos vizsgálatok alapján kalcedon és moganit alkot.



1. ábra – RM19-7RKONG minta kaolinites klasztjának SEM felvétele visszaszórt elektron módban. Rövidítések: kaolinit (kln), dawsonit (daws), albit (ab), K-földpát (Kfp), kvarc (qtz), kalcit (cc), sziderit (sd) és csillám (mic)

Irodalomjegyzék

Arts, R., Beaubien, S., Benedictus, T., Czernichowski-Lauriol, I., Fabriol, H., Gastine, M., Gundogan, O., Kirby, G., Lombardi, S., May, F., Pearce, J., Persoglia, S., Remmelts, G., Riley, N., Sohrabi, M., Stead, R., Vercelli, S., Vizika-Kavvadias, O. (2008), Hartai, É. (ford.) (2009): CO₂GeoNet, 3–19.

Juhász, Gy. (1992): Földtani Közlöny. 122/2-4, 133–165.

Király, Cs., Sendula, E., Szamosfalvi, Á., Káldos, R., Kónya, P., Kovács, I.J., Fűri, J., Bendő, Zs., Falus, Gy. (2016): In: Armitage, P. J., Butcher, A. R., Churchill, J. M., Csoma, A. E., Hollis, C., Lander, R.

H., Omma, J. E., Worden, R. H. (szerk.): Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. Geological Society, London, Special Publications, 435 p.

Worden, R.H. (2006): Marine and Petroleum Geology 23, 61–77

MAGYARORSZÁGI KVARC MINTÁK TERMOANALITIKAI VIZSGÁLATA

Füri Judit¹, Thamóné Bozsó Edit²

¹ MFGI, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

² MFGI, Földtani Kutatási Főosztály, Budapest

e-mail: furi.judit@mfgi.hu

1. Bevezetés

Az OSL (Optically Stimulated Luminescence)-mérések során a mintákon jelentkező lumineszcencia erőssége területenként jelentős eltérést mutatott, amely összefügghet a kvarc rácsszerkezetében jelentkező hibákkal. Ehhez kapcsolódóan végeztünk termikus elemzéseket.

A kvarc vizsgálatára alkalmas termoanalitikai eljárások közül, a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben (MFGI) a differenciális pásztázó kalorimetria (Differential Scanning Calorimetry, DSC) illetve a differenciális termoanalízis (Differential Thermal Analysis, DTA) áll rendelkezésre. Mindkét módszerrel vizsgálható a kvarc jellegzetes, reverzibilis átalakulása, amely során az α -kvarc β -kvarccá alakul endoterm reakció, illetve hűlés során fordítva, egy exoterm reakció kíséretében, elméletileg 573 °C-on. Közöséges nyomáson a trigonális trapezoéderes α -kvarc 573 °C alatti hőmérsékleten stabilis, ugyanebben a tartományban metastabil állapotban előfordul az α -tridimit, illetve α -krisztobalit. 573–870 °C közötti tartományban a hexagonális trapezoéderes β -módosulat stabil. Az α - és β -módosulat közötti átmenet gyors, ezért jól detektálható a változás.

Mindkét, általunk alkalmazott termoanalitikai eljárásnál (DTA, DSC), mind a fűtés, mind a hűtés során, pár fokos eltérés tapasztalható a két kvarcváltozat közötti átmenet elméleti értékétől. A jelenlegi vizsgálatok során a DSC módszert használtuk.

A mérési eredményeket befolyásolja a berendezés felépítése, a termoelemek anyaga, az adszorbeált gázok mennyisége és minősége is, de egyéb, a mintától független befolyásoló tényezők is ismertek (Smykatz-Kloss, Klinke 1997).

Azt vizsgáltuk, hogy az egységes előkészítési folyamat, a műszer felépítése, a mérési körülmények minél egységesebbé tétele után, megfigyelhető-e valamilyen különbség a vizsgált kőzetek kvarcának termoanalitikai jellemzőiben, így az α - és β -kvarc módosulatok átalakulási hőmérséklet-tartományában és a hőfluxus változásban.

2. Vizsgálat menete

2.1. Minták előkészítése

Az OSL-méréshez előkészített mintákat használtuk a termikus vizsgálatokhoz. Ez az eljárás tiszta kvarcfrakciót eredményez, ezenkívül a szemcseméret-tartomány is egységes. A minták

előkészítése a törést, illetve őrlést leszámítva a laborban alkalmazott lumineszcens kormeghatározásra begyűjtött minták előkészítésével azonos lépésekből állt. A magmás, metamorf és kötött üledékes kőzetminták előkészítése során azonban törésre is szükség volt, amit pofástörő, majd golyósmalom segítségével végeztünk. A vizsgálatra a 0,1–0,3 mm-es frakciót szitálással különítettük el, a karbonátokat 10%-os HCl-el oldottuk ki, az esetleg előforduló szerves anyagokat 20%-os H₂O₂ segítségével távolítottuk el. Ezután 40%-os HF-os étetés, majd 10%-os HCl-es kezelés történt, és a keletkezett finomabb frakciót 0,1 mm-es lyukátmérőjű szitán való átmosással távolítottuk el. Ezt követően a kvarc-dús részleget desztillált vizes atmoszféra és szárítás után nehézfolyadék (2,67 g/cm³ sűrűségű nátrium polivolfamát, azaz SPT) segítségével különítettük el.

2.2. A mérés optimalizálása

A NETZSCH STA 449 F5 Jupiter automata mintaváltós készüléken végzett méréseknél 650 °C-ig 10 °C/perc felfűtést alkalmaztunk, majd 10 perces 650 °C-os izoterm szakasz után, a hűtést is 10 °C/perc rátával vettük fel. A mérés során 20 ml/perc szintetikus levegőt (80% N₂, 20% O₂) áramoltattunk a mérési térbe.

Korrekciós görbe készítésénél használt téglában, a korrekció során használt Al₂O₃-por mennyiségével azonos mennyiségű minta bemérésével készültek a mérések. Az összes méréshez ugyanazt az Al₂O₃ anyagú kerámia téglát használtuk. Azért alkalmaztunk kerámia téglát, mert ez a termogravimetriai vizsgálatoknál elterjedt, így sok mérési eredmény áll rendelkezésre, amelyekkel a későbbiekben összevethetőek az új eredmények.

3. Eredmények

A termoanalitikai berendezések felépítése, anyaga, a kemence alakja, anyaga, a fűtőszálak elhelyezkedése is mind befolyásolja a mérési eredményeket, ez jól látszik abból, hogy a laborban több évtizede használt Derivatograph-PC műszeren mért értékek a két kvarcváltozat közötti átmenet elméleti értékétől lefelé tértek el, 567–571 °C közé estek. Az új, NETZSCH STA 449 F5 Jupiter automata mintaváltós készüléken mért kvarcátalakulási csúcshőmérsékletek viszont 574–579 °C közé estek.

1. táblázat – A vizsgált minták termoanalitikai mérési eredményei, F.: Formáció, T: Tagozat

| Minta | Minta tömeg (mg) | Kvarc α β (°C) | Kvarc β α (°C) |
|--|------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Bögre-forrás: Sopronbánfalvi Gneisz F. | 54,7 | 578,51 | 576,13 |
| Nándormagaslat: Tolvajárki Leukofillit T. | 54,5 | 577,80 | 576,82 |
| Kovácsárok: Vöröshídi Csillámpala F. | 55,0 | 578,48 | 576,13 |
| Mórág: Mórági Gránit F. | 54,5 | 578,51 | 575,40 |
| Balatonrendes: Balaton-felvidéki Homok F. | 54,7 | 577,11 | 576,12 |
| Budapest, Nagyhárshegy: Hárshegyi Homok F. | 55,0 | 577,80 | 575,43 |
| Kazár, Tordas-tet : Gyulakeszi Riolitufa F. | 54,7 | 579,20 | 574,72 |
| Kisörs: Kállai Kavics F. (homok) | 54,5 | 577,80 | 576,11 |
| Fehérvárcsurgó: Kállai Kavics F. (üveghomok) | 54,5 | 577,79 | 576,8 |

A mérési eredmények alapján megállapítható, hogy a metamorf és üledékes mintákból szeparált kvarc DSC görbéi egymáshoz hasonló lefutásúak, míg a Mórági Gránit Formáció és a Gyulakeszi Riolitufa Formáció kvarca kissé másként viselkedik. A két utóbbi minta esetében az α - és β -kvarc módosulatok közötti átmenet melegítés során nagyobb, hűtés során pedig kisebb hőmérsékleten jelentkezett, mint a többi mintánál (**1. táblázat**). Ezek okát még vizsgáljuk. Lehetséges, hogy a kvarc képződési környezete és termoanalitikai jellemzői összefüggésben vannak, ami kihat a kvarc lumineszcens (OSL) tulajdonságaira is.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük Bátori Miklósnénak és Dr. Gatter Istvánnak a minták előkészítésében nyújtott segítségüket.

Irodalomjegyzék

Smykatz-Kloss, W., Klink, W. (1997): Journal of Thermal Analysis and Calorimetry, 48/1, 19–38.

KORAI ÜVEGGYÁRTÁS MAGYARORSZÁGON: A PÁSZTÓI ÜVEGHUTA ÜVEGTÖREDÉKEINEK ELŐZETES ÚJRAVIZSGÁLATA

Gherdán Katalin¹, Weiszburg Tamás¹, Zajzon Norbert², Kis Annamária¹

¹ ELTE, Ásványtani Tanszék, Budapest

² Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet

e-mail: gherdankata@hotmail.com

1. Miért érdekes a pásztói üveg?

A Kárpát-medence régészeti leletanyaga gazdag üvegtárgyakban. A legkorábbi leletek a bronzkorból, a Bakony vidékéről származnak. Arra azonban, hogy a Kárpát-medence területén is készültek üvegtárgyak, a XI. századig nincs bizonyítékunk (Fórizs, 2008). A régészeti adatok tanúsága szerint ekkor azonban már működött az a Pásztón feltárt üveghuta, amelyben az ásatások során helyi üvegfűtésre utaló üvegdarabokat találtak a régészek (Valter, 2015). Ezek az üvegdarabok azonban nemcsak korukat tekintve különlegesek, de összetételük is izgalmas: magas Al-tartalmú üvegek, amelyek nem sorolhatók be egyértelműen egyik európai történeti alapüvegtípusba sem.

2. Régészeti és történeti üvegek

Az üveg legfontosabb alapanyaga a kvarc, amihez a régészeti és történeti korokban homok vagy kvarckavics felhasználásával jutottak hozzá. Annak érdekében, hogy olvadáspontját csökkentsék, alkáliákban (Na, K) gazdag adalékanyagokat, ún. folyósítókat kevertek hozzá. Ez a folyósító szer lehetett Na-gazdag evaporit, de származhatott növényi hamuból is. Az üvegek többnyire több tömeg%-nyi Ca-ot is tartalmaznak, ami növeli az üveg ellenállóképességét. Hátránya, hogy kedvezőtlenül befolyásolja a viszkozitást és az üveget hajlamossá teszi a devitrifikációra (Moretti, Hreglich, 2013).

A kémiai összetétel alapján négy európai alapüvegtípust különböztetnek meg (Fórizs, 2008; Wedepohl, Simon, 2010; Wedepohl et al., 2011) (1. táblázat).

- 1) Mezopotámiai (vagy szíriai) üveg, szóda-hamu üveg. Kvarcból és sótűrő növények hamujából készült, magas Na-, K- és Mg-tartalmú üveg. Jellemző, hogy a Na_2O és a CaO tömegaránya 1,4:1-hez közeli.
- 2) Római üveg, szóda-mész üveg. Nyersanyaga a kvarc és a trona ($\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$) vagy a nátron ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \times 2\text{H}_2\text{O}$). Kémiai összetételére a magas Na-tartalom kívül az alacsony K- és Mg-tartalom jellemző.
- 3) Erdei üveg (fahamu üveg). Kvarc és különböző fajták hamujának felhasználásával készült magas K-, Mg- és Ca-tartalmú, alacsony Na-tartalmú üveg.
- 4) Kevert alkáli üveg. Wedepohl, Simon (2010) szerint az erdei üveg altípusának is tekinthető, de annál lényegesen

kevesebb K-ot és több Na-ot tartalmaz, míg Mg- és Ca-tartalma nem különbözik lényegesen a tipikus erdei üvegektől. Wedepohl, Simon (2010) és Gerth et al. (1998) alapján néhány XVI. századi közép-európai (Glashütten, Taunus) üveg esetében feltételezi, hogy bükkfahamu és NaCl felhasználásával készültek.

A négy alapüvegtípus Si-tartalma sem minden típus esetében azonos. Míg a római és a mezopotámiai üvegekben csaknem azonos mennyiségű Si-t találunk, addig a kevert alkáli üvegek SiO_2 -tartalma a fentieknél kb. 10, míg az erdei üvegeké kb. 20 tömeg%-kal alacsonyabb. Ez utóbbi két alapüvegtípus jellegzetessége, hogy több tömeg%-nyi mennyiségben tartalmaznak P-t is, ami a római és mezopotámiai üvegekre egyáltalán nem jellemző (1. táblázat).

1. táblázat – Európai alapüvegtípusok kémiai összetétele. Wedepohl, Simon (2010) és Wedepohl et al. (2011) nyomán (tömeg%)

| | Szóda-hamu üveg | | Szóda-mész üveg | | Erdi üveg | | Kevert alkáli üveg | |
|-------------------------|-----------------|----------|-----------------|----------|-----------------|----------|--------------------|----------|
| | X_{Si} | δ | X_{Si} | δ | X_{Si} | δ | X_{Si} | δ |
| SiO_2 | 67,1 | 2,32 | 67,5 | 2,1 | 50,2 | 4 | 57,1 | 1,9 |
| TiO_2 | 0,09 | 0,03 | 0,18 | 0,12 | 0,15 | 0,07 | 0,33 | 0,08 |
| Al_2O_3 | 1,5 | 0,81 | 2,37 | 0,28 | 2,11 | 0,86 | 1,83 | 0,23 |
| Fe_2O_3 | 0,57 | 0,24 | 1,07 | 0,54 | 0,73 | 0,35 | 0,96 | 0,2 |
| MnO | 0,63 | 0,46 | 1,04 | 0,51 | 1,09 | 0,47 | 1,19 | 0,12 |
| MgO | 2,97 | 0,81 | 0,77 | 0,15 | 4,35 | 0,59 | 3,37 | 0,26 |
| CaO | 9,28 | 1,89 | 6,32 | 0,81 | 22,6 | 3,7 | 25,7 | 1,48 |
| Na_2O | 13,1 | 2,58 | 17,6 | 1,6 | 0,89 | 0,99 | 2,5 | 0,24 |
| K_2O | 2,49 | 0,55 | 0,61 | 0,21 | 13 | 5 | 2,93 | 0,37 |
| P_2O_5 | 0,3 | 0,11 | 0,1 | 0,06 | 4,04 | 1,89 | 3,21 | 0,24 |
| Cl | 0,8 | 0,25 | 0,79 | 0,26 | 0,15 | 0,15 | 0,89 | 0,29 |

A Pásztó szempontjából érdekes időszakban a legelterjedtebbek az erdei üvegek voltak (beleértve a kevert alkáli üvegeket is). Ezeknek az üvegtípusoknak a jellemzése számos kérdést vet fel. Míg a mezopotámiai és római üvegek kémiai összetétele egy jól körülhatárolható tartományban mozog, addig az erdei és kevert alkáli üvegek összetételében, a

meghatározó komponensek (K, Ca, Si) esetében nagyobb a változatosság (Wedepohl et al., 2011).

Az erdei üveg készítésének első leírása Theophilustól, a XII. századból származik: „*Ha elhatároztad, hogy üveget készítesz, először is apríts fel sok bükkfát, és hagyd kiszáradni. Utána egyenletesen égesd el tiszta helyen, és óvatosan úgy gyűjtsd össze hamuját, hogy föld ne kerüljön bele.*” (Theophilus, 1986).

A bükkfa, első látásra, úgy tűnik, kéznél volt, de Wedepohl (1997) felhívja a figyelmet, hogy mivel a növény elégetésekor a hamu tömege a faanyag eredeti tömegnek csak legfeljebb 2%-át adja, az üvegyártáshoz nagy mennyiségű bükkfára van szükség: a középkori német üveghuták ellátásához évente kb. 15 km²-nyi erdőt kellett kiirtani, aminek, elhelyezkedéstől függően, a huták 5–30 évenkénti költöztetését kellett maga után vonnia. Ezt azonban sem a régészeti feltárások, sem a levéltári források nem támasztják alá: akár több száz évig működő üveghutákról is szólnak (H. Gyürky, 1991). Természetes feltételezésként adódik, hogy a középkori üvegművesek nem használhattak-e esetleg különböző fafajokat a hamu előállítására, és ha igen, ez milyen hatással lehetett az üveg összetételére. Az elmúlt évtizedekben több kutatás is vizsgálta különböző fafajok hamuja, és a felhasználásával készült üvegek összetételét (Hartmann, 1994; Royce-Roll, 1994; Wedepohl, 1997; Smedley et al., 1998; Jackson, Smedley, 2003). Ezek eredményeként világossá vált, hogy nemcsak az egyes fajok között, de egy fajon belül is nagy a változatosság a hamu kémiai összetételében, ami függ attól is, hogy a növény milyen alapközetben kialakult talajon élt, melyik részből, melyik évszakban készült a hamu (Jackson, Smedley, 2008).

3. A pásztói előzmények

A pásztói kora Árpád-kori (XI. századi) bencés – majd 1191-től ciszterci – monostor mellett két épület állt. Az északabbra fekvőt (I. műhely) üveghutaként, míg a hozzá D-ről csatlakozót (II. műhely) kovácsműhelyként azonosították. Mindkét műhelyt a XIII. század közepéig, a tatárjárás idején bekövetkezett leégésükig működtették előbb a bencés, majd a ciszterci szerzetesek. Az épületekből az ásatások során az alábbi, üvegyártás nyomaiként értelmezett struktúrák, leletek kerültek elő (Valter, 2015):

- I. műhely, olvasztókemence, 2. objektum: a kemence szájnyílása előtt zöldes színű üvegrög. Csak a kemence alapozásának legalsó rétege maradt meg, későbbi beásásokkal erősen bolygatott, nem került elő üvegolvasztásból származó massa, üvegedény-töredék vagy szerszám sem.
- I. műhely, hűtőkemence, 4. objektum: felső, fekete, égett betöltésében faszén, üveges, fekete salakdarabok, vékonyfalú, zöld üvegdarab, üvegszerű salakdarabok.
- I. műhely, bükkfaégető kemence, 3. objektum: átégett, téglával körberakott agyagfelület.
- II. műhely, kovácsműhely, 2–3. helyiség: törmelékrétegben sötét zöldeskék, hólyagos, amorf darabok, zöld és fehér üvegrög, három üvegolvadék.

A leletekről a nyolcvanas évek második felében több vizsgálat is készült (Valter, 2015). Az I. műhelyben talált egyik (közelebbről nem beazonosítható) salakdarabot Dobos Dezső vizsgálta a Salgótarjáni Síküvegyár laboratóriumában 1985-ben. Kémiai (nedves kémiai?) elemzése nyomán arra a

következtetésre jutott, hogy valószínű, hogy a vizsgált salakok üvegyártásból származnak.

Ivancsics Jenő, az MTA VEAB iparrégészeti munkabizottságának titkára 1988-ban mikroszkópos leírást és röntgen pordiffrakciós elemzést végzett néhány, az I. műhelyből előkerült mintán. Ivancsics egy fényes, fekete színű, hólyagos, üveges salakban kvarcot, fayalitot, cristobalitot, magnetitet, leucitot és diopszidot azonosított. Emellett két világosszürke, közepsszürke, különböző mértékben olvadt közettörmeléket riolituffaként írt le.

Buzogány László, az Üvegyipari Művek Kutatóintézetében 1989-ben készített kémiai elemzést négy üvegmintáról. Nedves kémiai elemzése alapján azt feltételezte, hogy a pásztói üveghutában nyersanyagként földpátos homokot használtak (kiugróan magas Al-tartalom), amihez sós tengerek vidékéről származó, növényi eredetű szódát (Na-tartalom), valamint dolomitot (Mg-tartalom) és mészkövet (Ca-tartalom) keverték. Ezek arányát is megbecsülte: homok – 75 kg, dolomit – 18 kg, mészkő – 4 kg, szóda – 27 kg.

Fórizs (2008) a fenti adatokra hivatkozva megállapítja, hogy mindegyik vizsgált üveg szóda-mész-szilikát üveg, azaz római alapüveg, összetételük azonban több ponton is lényegesen eltér az alapüvegtípusétól. A pásztói üvegek magas Al-tartalma egyik ismert alapüvegtípusra sem jellemző. Fórizs ezt azzal magyarázza, hogy „a minták nem tiszta üvegek, hanem vagy az üvegolvasztó tégely alján maradt anyag, amiben földúsultak bizonyos elemek, esetleg olyan fázisok, amelyek nem olvadtak meg, vagy a kicsöppent/kifolyt üveg keveredett más anyagokkal.” Megállapítja, hogy K-tartalmuk alacsonyabb, mint ami a mezopotámiai alapüvegtípusra jellemző, és a Ca-tartalom is szokatlanul széles tartományban változik, csak gyengén korrelál a Na-tartalommal.

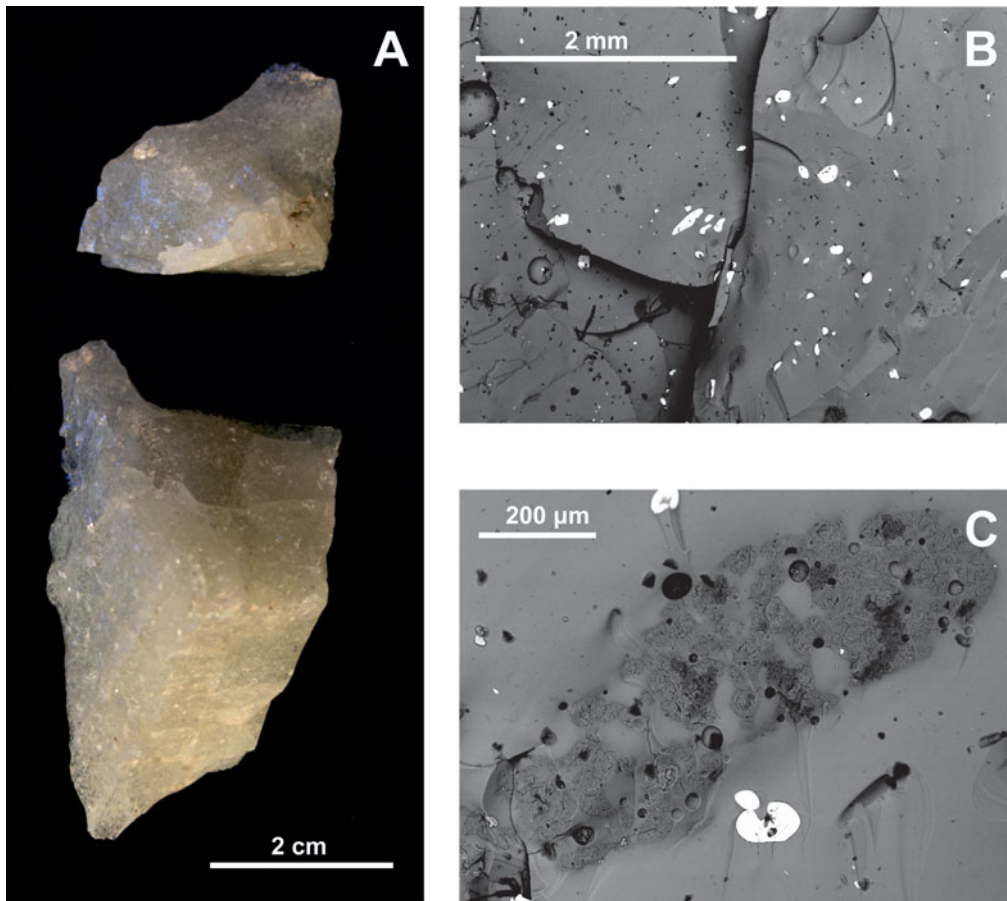
A Mg-tartalom ugyan önmagában hasonló a mezopotámiai alapüvegtípusra jellemző értékekhez, de nem társul hozzá K, így „*forrása feltehetőleg nem növényi hamu, de még csak nem is dolomit, mert nagyon rossz a Mg-Ca korreláció.*” A bizonytalanságok ellenére Fórizs (2008) arra következtet, hogy a pásztói üveget valószínűleg helyben, natúr szóda felhasználásával készítették.

Valter (2015) a régészeti feltárás eredményeire és Buzogány vizsgálati eredményeire hivatkozva azt a következtetést vonja le, hogy a pásztói üveghutában legalább kétféle eljárással dolgoztak: a finomabb, ún. hosszú üvegek készítéséhez tengeri moszatokból nyert szódát, míg más, kevésbé finom üvegeknél bükkfahamut használtak olvadáspont-csökkentőként.

4. Mire vagyunk kíváncsiak?

A fenti összefoglalásból látszik, hogy mind a pásztói leletek korára jellemző üvegyártási receptek azonosításában, mind a pásztói üvegleletek korábbi vizsgálati eredményeiben számos bizonytalanság van.

Kutatásunk célja a modern anyagvizsgálati lehetőségek kihasználásával, a környék üvegyártási nyersanyagok szempontjából szóba jöhető képződményeinek közettani-geokémiai adataira és kísérleti régészeti vizsgálatokra is építve, a pásztói üveghutából előkerült üvegtöredékek részletes geokémiai és petrográfiai jellemzése, a korabeli pásztói üvegyártás receptjének meghatározása.



1. ábra – Üvegtörödékek a pásztói XI–XIII. századi üveghutából. A: makroszkópos fotó, B, C: pásztázó elektronmikroszkóppal készített visszaszórt elektronképek (SEM-BSE). A szürke üveg alapanyagban a fehér foltok cirkonkristályok, a sötétszürke foltok kvarc reliktumok

5. Első eredmények

Első tájékozódó vizsgálatainkat pásztázó elektronmikroszkóppal (AMRAY 1830i SEM + energiadiszperzív röntgenspektrometria: 20 kV, 1 nA), egy áttetsző, enyhén zöldes árnyalatú üvegtörödékek (**1. ábra**, ltsz.: P83.18.1) tört felületén végeztük. A mérések a mintán belül homogén üvegösszetételt jeleztek, és igazolták a korábbi nedves kémiai elemzés során azonosított (lásd fent) magas Al-tartalmat. A vizsgált üveg minta Na- és K-tartalma a kevert alkáli üvegekét közelíti, Ca-tartalma azonban lényegesen alacsonyabb mindegyik alapüvegtípusénál. A minta az erdei és kevert alkáli üvegekhez hasonlóan néhány tömeg% P-t tartalmaz.

Érdekes felismerés volt, hogy a vizsgált üveg mintában nagy mennyiségben fordulnak elő cirkonkristályok (a vizsgált üvegfelület 1 mm²-nyi területén átlagosan 2–4 db, kb. 50×100 µm, 20×100 µm nagyságú kristály) (**1. ábra**). Ezek forrása lehetne a nyersanyagként felhasznált homok. A lelőhely környezetében a Zagyva hordaléka jöhet szóba, irodalmi adatok alapján azonban (Molnár, 1966) ilyen mennyiségű cirkon megjelenését a felhasználásával készült üvegben nem tartjuk valószínűnek.

Wedepohl et al. (2011) Hartmann (1994)-ra hivatkozva középkori üveghuták esetében azt valószínűsíti, hogy mivel erdőkben működtek, nem folyami homokot használtak nyersanyagként, hanem a számukra könnyebben hozzáférhető homokköveket. Pásztó esetében kézenfekvő választás lehetne a Zagyva homokja is, de homokkövek is előfordulnak nem túl nagy

távolságra. A Pétervásárai Homokkő Formáció kőzeteiben Szócs et al. (2015) vizsgálatai szerint ugyan megjelenik a cirkon, de csak kis mennyiségben. Így nem valószínű, hogy az üvegben azonosított nagy mennyiségű cirkon forrása ez a kőzet lenne. Homok vagy homokkő behozatalát nem tartjuk életszerűnek.

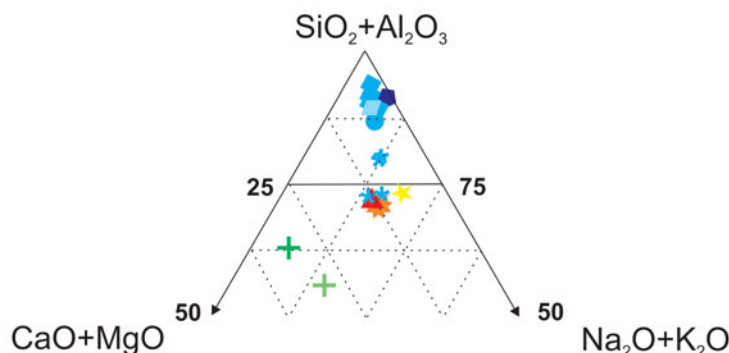
A Pásztón előkerült üvegek magas Al-tartalma felveti annak a lehetőségét is, hogy a korabeli üvegművesek a környéken nagy mennyiségben rendelkezésre álló vulkáni tufát használták nyersanyagként. Vulkáni tufa az ásatás során is előkerült, részlegesen olvadt állapotban is (lásd Ivancsics vizsgálatait fent). Az üvegben található cirkonkristályok mennyisége is ezt a származást sugallja. A kristályok morfológiája (**1. ábra**) az előzetes pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján nem zárja ki, hogy a cirkon a Pásztó és Tar környékén fellelhető, a Demjéni Ignimbrit Egység kőzeteivel rokonítható, riodácitos összetételű vulkáni tufából származik (Lukács et al., 2015).

Az üvegek kémiai összetételét összevetettük a tari fehérvóbányából vizsgált tufa (Zelenka et al., 2004) és a kőzet kőzet-üvegének összetételével (Harangi et al., 2005) (**2. ábra**). A vizsgált üveg minta alkáli-, Ca- és Mg-tartalma jól közelíti a teljes kőzet összetételét. Lényeges különbség az alacsonyabb Fe- és Al-tartalom (a kőzetben mértnek kb. a fele) és a magasabb Si-tartalom. A kőzet P-tartalma minimális, tized tömeg%-nyi mennyiségű.

Elvégeztük az I. műhelyépület 4., hűtökemenceként azonosított objektumából előkerült fekete salak (ltsz.: P.83.17.29)

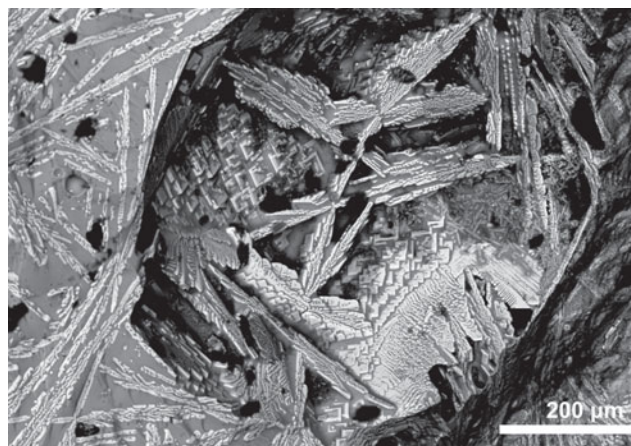
- + erdei üveg, átlagösszetétel (n=23), Wedepohl et al. (2011)
- + kevert alkáli üveg, átlagösszetétel (n=9), Wedepohl, Simon (2010)
- ✱ szóda-hamu üveg, átlagösszetétel (n=20), Wedepohl et al. (2011)
- ✱ szóda-mész üveg, átlagösszetétel (n=16), Wedepohl et al. (2011)

- üvegtörődék, Pásztó, saját mérés
- üvegtörődék, Pásztó, Dobos Dezső mérése, Valter (2015)
- ✱ üvegtörődék, Pásztó, Buzogány László mérése, Valter (2015)
- dácittufa, Fehérkőbánya, Tar, Zelenka et al. (2004)
- kőzetüveg, dácittufa, Tar, Harangi et al. (2005)
- ▲ üvegtörődék, Diósjenő, H. Gyürky, Miklós (1992)



2. ábra – A XI–XIII. századi pásztói üveghuta vizsgált üvegtörődékeinek (saját mérések, Valter, 2015), a diósjenői XIII–XV. századi üveghuta üvegtörődékeinek (H. Gyürky, Miklós, 1992), a történeti alapüvegtípusok átlagösszetételének (Wedepohl és Simon, 2010, Wedepohl et al. 2011), a tári dácittufa teljesközetösszetételének (Zelenka et al., 2004) és kőzetüveg-törődékeinek (Harangi et al., 2005) összetételének összehasonlítása

előzetes pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatát (AMRAY 1830i SEM + energiadiszperzív röntgenspektrometria: 20 kV, 1 nA) is, amit az üveg kémiai összetétele és a jelenlévő fayalit-kristályok alapján vaskohászati salakként azonosítottunk (lásd még Ivancsics vizsgálati eredményeit fent) (**3. ábra**).



3. ábra – I. műhelyépület 4., hűtőkemenceként azonosított objektumából előkerült fekete salak visszaszórt elektronképe: fayalit vázkristályok üveges alanyagban

6. Összegzés

Előzetes vizsgálataink eredményei azt mutatják, hogy a XI–XIII. századi pásztói üveghutából előkerült üvegtörődékek kémiai összetétele, a legfontosabb üvegösszetevők tekintetében, a tári dácittufa és a belőle származó kőzetüvegek összetételét közelíti (**2. ábra**). A vulkáni törmelékes üledékes kőzet nyersanyagkénti felhasználására utalhat az üvegek magas cirkontartalma is. A dácittufa esetleges felhasználása azonban nem magyarázza az üvegek magas (az erdei és kevert alkáli üvegekéhez hasonló) foszfor- és alacsony vastartalmát. A korabeli üveggyártási technológia feltárása további vizsgálatokat igényel.

Irodalomjegyzék

- Fórizs, I. (2008): A Miskolci Egyetem Közleménye A sorozat, Bányászat, 74. kötet, Miskolc, 113–136.
- Gerth, K., Wedepohl, K.H., Heide, K. (1998): Chemie der Erde, 58, 219–232.
- Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukács, R. (2005): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 143, 237–257.
- Hartmann, G. (1994): Chemie der Erde, 54, 103–128.
- H. Gyürky K. 1991: Üvegek a középkori Magyarországon, Budapest, 151 p.
- H. Gyürky K., Miklós Zs. 1992: Archeológiai Értesítő, 119, 69–90.
- Jackson, C.M., Smedley, J.W. (2003): Glass Technology 45/1, 36–42.
- Jackson, C.M., Smedley, J.W. (2008): Theophilus and the use of beech ash as a glassmaking alkali, In: Torres, M. M., Rehren, T. (szerk.): Archaeology, History and Science: Integrating Approaches to Ancient Materials. Walnut Creek, 117–130.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Bachmann, O., Guilong, M., Danišik, M., Buret, Y., Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015): Contributions to Mineralogy and Petrology, 170/52, 1–26.
- Molnár, B. (1966): Földtani Közöny XCVI, 4., 403–413.
- Moretti, C., Hreglich, S. (2013): Raw materials, recipes and Procedures Used for Glass Making, In: Janssens, K. (szerk.): Modern Methods for Analysing Archaeological and Historical Glass, 746 p.
- Royce-Roll, D. (1994): Journal of Glass Studies, 36, 71–80.
- Smedley, J.W., Jackson, C.M., Booth, C.A. (1998): Back to the roots: The raw materials, glass recipes and glassmaking practices of Theophilus, In P. McCray, P., Kingery W. D. (szerk.): The Prehistory and History of Glass and Glassmaking Technology. Ceramics and Civilisation: Volume VIII. Columbus: OH: American Ceramic Society, 145–165.
- Szőcs, E., Hips, K., Józsa, S., Bendő Zs. (2015): Földtani Közöny, 145/4, 351–366.
- Theophilus Presbyter (1986): A különféle művészégekről. Budapest, Műszaki Könyvkiadó, Ford. és jegyzetekkel ellátta: Takács Vilmos, 172 p.
- Valter, I. (2015): Archaeológiai Értesítő, 140, 195–227.
- Wedepohl, K.H. (1997): Glastechnische Berichte, 70/8, 246–255.
- Wedepohl, K.H., Simon, K. (2010): Chemie der Erde, 70, 89–97.
- Wedepohl, K.H., Simon, K., Kronz, A. (2011): Archaeometry, 53, 1, 81–102.
- Zelenka, T., Póka, T., Mártonné Szalay, E., Pécskay, Z. (2004): Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 73–84.

A PAKSI ATOMERŐMŰ KÖRNYEZETÉNEK SEKÉLY VÍZFÖLDTANI ÉS IZOTÓPHIDROLÓGIAI VIZSGÁLATA

Hajnal Andor^{1,2,3}, Csámer Árpád¹, Kompár László^{2,3}, Palcsu László^{2,3}

¹ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

² Isotoptech Zrt., Debrecen

³ MTA Atommagkutató Intézet, Környezetfizikai Osztály, Debrecen

e-mail: hajnalandor@isotoptech.hu

1. Bevezetés

A Paksi Atomerőmű környezetének földtani megismerése kiemelten fontos nemzeti kutatási program keretében zajlott annak építését megelőzően és üzemelése közben egyaránt. Napjainkban az előregedő erőmű kiváltása céljából tervezett új blokkok építésének előkészületeiben ismét fontos szerephez jutott a terület földtani és hidrogeológiai vizsgálata. A kutatás célja egyrészt az üzemelő erőmű, holocén korú, legfelső rétegsorában (telítetlen zóna) uralkodó függőleges szivárgási folyamatok megismerése, izotóphidrológiai ($\delta^{18}\text{O}$ stabilizotóp arány), szedimentológiai (szemeloszlás) és szivárgáshidraulikai (k-tényező, porozitás) mérések alapján, másrészt pedig a felszín közelében kijutott erőművi eredetű konzervatív szennyező – trícium (^3H) – mélység szerinti eloszlásának vizsgálata.

2. Az erőmű környezetének rövid földtani és vízföldtani leírása

Az atomerőmű Tolna megyében, a Duna-folyó jobb partján, a Dél-Mezőföld kistáj északi részén helyezkedik el. A terület futóhomokkal, illetve lösszel fedett hordalékkúp síkság. Az üzemi terület környezetében az egykori felszín változatos vastagságú mesterséges feltöltés (5–8 m) borítja, így a jelenlegi terepszint ~97 mBf szinten helyezkedik el. A felszíntől körülbelül 10 méteres mélységig holocén korú rétegsor települ, mely eolikus és fluviális szállítású finom törmelékeny üledékekből épül fel. Agyagos, aleuritos, finom homok rétegek sűrű váltakozása jellemzi, lefelé durvuló szemcsemérettel. A pleisztocén rétegsort körülbelül 30 méteres mélységig követhetjük. A közepes szemcseméretű homokrégeket agyagos, illetve kavicsos betelepülések tagolják. Emellett a klimatikus hatásoknak köszönhetően, a hidegebb időszakokban lösz, míg a melegebb időszakokban paleotalaj képződött és teszi színesebbé a vizsgált rétegsort (Földvári, Kovács-Pálffy, 2002).

Vízföldtani szempontból a terület két részre osztható, mely jól felismerhető orográfiai határral különül el egymástól. Az erőműtől nyugati-északnyugati irányban magasabban fekvő löszplató (120–150 mBf) jelenti a beszivárgási, míg a Duna és környezete (erózióbázis –97 mBf) a megcsapolási területet. Az uralkodó áramlási irány DK-i a Duna felé történő lejtés miatt. A fent említett kavicsos betelepülések mentén intenzív kapcsolat van a Duna medre és a talajvíztartó rétegek között. A földtani

közege felső, 30 méter vastag összletében az uralkodó frakció a finomszemű homok, melyet a mélység felé haladva vastagabb, durvább, középszemű homok és kavicsos betelepülés vált fel. Ezek a mélyebben fekvő rétegek jó vízvezető képességgel rendelkeznek. A szivárgási tényező [m/s] átlagosan 5×10^{-4} és 1×10^{-5} nagyságrend közötti tartományba esik. A finomabb frakciójú (aleurit és agyag) rétegek vagy lencsék vízrekesztő tulajdonsággal bírnak. Körülbelül 40 méterre a felszíntől egy jól elkülöníthető agyagréteg választja el a harmadidőszaki (pannóniai) és negyedidőszaki (holocén+pleisztocén) rétegeket, mely egyúttal a talaj- és réteg vizek határa is egyben. Az agyagos-aleuritos rétegek szivárgási tényezője 1×10^{-5} és 1×10^{-8} nagyságrend közötti tartományba esik. A finomabb szemcseméretű rétegek víztartó képessége nagyobb, mint a durvább szemcseméretűeké. Az effektív porozitásuk 20 és 40% közötti. Az összefüggő vízrekesztő üledékek hiánya miatt a sekély porózus víztestek a felszíni eredetű szennyeződésekkel szemben igen érzékenyek.

3. Mintavételi és mérési módszerek

Mintavétel két időpontban, 2015 novemberében és 2016 decemberében történt. Az első mintavételnél az erőmű nyugati és keleti oldalán egy-egy pontból gyűjtöttük be a bolygatatlan talajmintákat. Az erőmű nyugati oldalán 8 méter hosszú, míg keleti oldalán 5 méter hosszú magmintát sikerült a felszínre hozni. A második mintavételnél három különböző pontból, egyenként 8 méter hosszú magminta került a felszínre. A 8 méteres hossz azért lényeges, mert a talajvízszint ebben a mélységben húzódik. A talajmintákat első körben saját készítésű fúrószár és fej segítségével vettük meg, 60 cm hosszú Ø50mm PVC csövekbe. A második körben erre a célra használt ipari fúróberendezéssel és eszközökkel sikerült szintén 60 cm-es Ø60mm PVC magcsövekkel mintázni. A csövekben levő mintákat légmentesen lezártuk és további feldolgozásra az MTA Atommagkutató Intézetbe szállítottuk.

Az első mintázásból származó talajok feldolgozása a 60 cm hosszú minták 10 cm-es homogenizált almintákra történő osztásával kezdődött. A következő lépésben minden első almintából elkülönített kis mennyiségű (~40 g) talajból kriódesztillációval kinyertük a talajnedvességet és meghatároztuk a talajnedvesség tartalmából a beszivárgás mértékét (Kompár, 2011). Ezzel elegendő vízmintához (~2 ml) jutottunk a $\delta^{18}\text{O}$

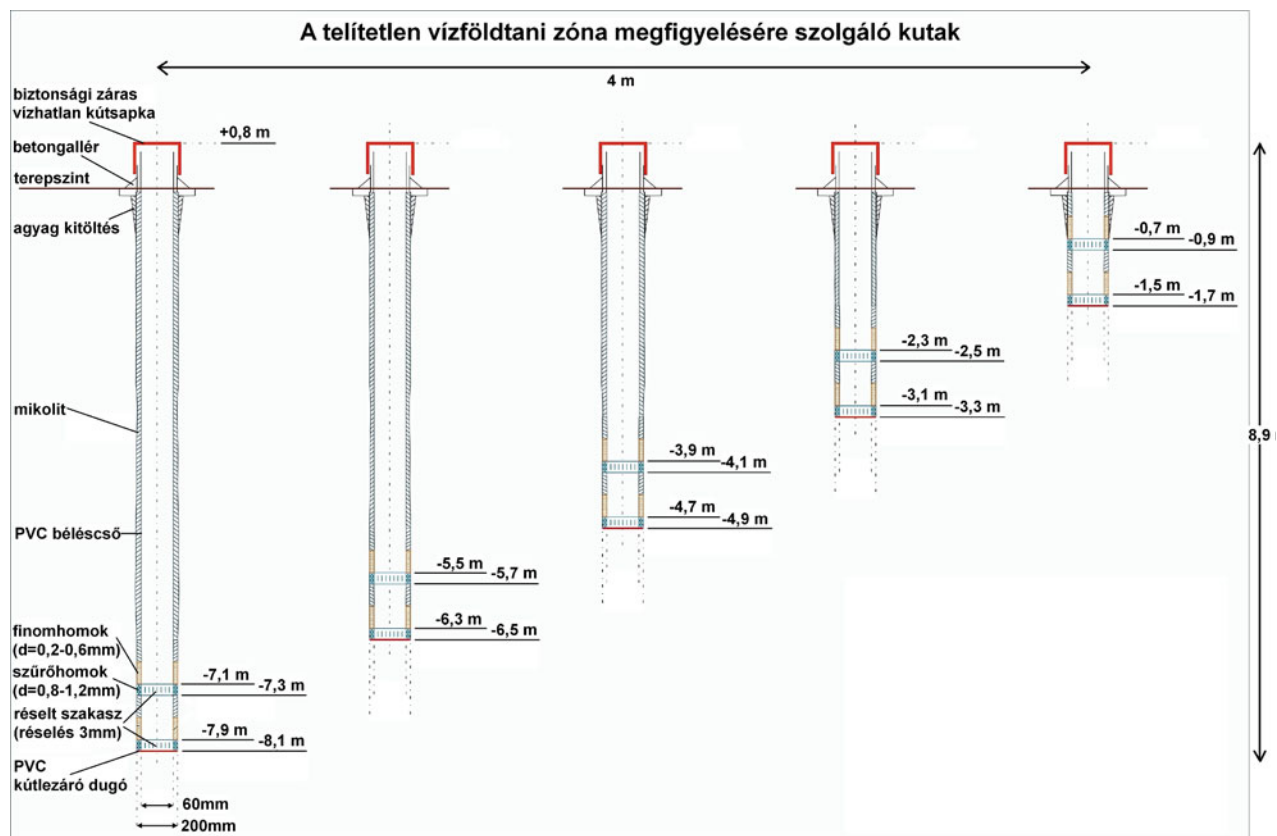
stabilizotóparányok meghatározásához, melyet Thermo Finnigan Delta plus XP típusú izotóparány mérő tömegspektrométerrel mértünk. A visszamaradt első, valamint minden második al minta egy méter hosszú szakaszra vonatkozó egységeit egybeöntve, abból vákuum-desztillációval eltávolítottuk a lehető legtöbb nedvességet. Az így kapott vízből egy méterre vonatkozó átlagos ^3H aktivitáskoncentráció került meghatározásra VG 5400 nemesgáz tömegspektrométer alkalmazásával. A ^3H bomlásából származó ^3He növekmény mérésén alapuló módszer kimutatási határa 0,012 TU (Clarke et al, 1976; Palcsu et al, 2010). 1 TU (tritium unit) 0,118 Bq/l aktivitáskoncentrációnak felel meg. A második mintázásnál kiemelt talajokat 30 cm-es al mintákra osztva vizsgáltuk a fent említett módszerekkel.

Miután az izotóphidrológiai mérések lezajlottak a mintákat átszállítottuk a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tan- székének szedimentológiai laboratóriumába, további vizsgá- tokra. Az első körben gyűjtött mintákon szitálással és Papfalvi- areométeres hidrometrálással határoztuk meg a szemeloszlást. Mindkét módszer alkalmazására szükség volt, mivel a minták túlnyomó többségében a 63 μm alatti finom frakció mennyisége meghaladta az egyes minták teljes tömegének 10%-át. Ezeknél a mintáknál nem tudtuk merev falú permeabiméterrel a szivárgási tényezőt mérni, mert a felhasznált mintatartó PVC csövek belső átmérője ($\varnothing 44\text{ mm}$) kisebb volt, mint a rozsdamentes acélhenger külső átmérője ($\varnothing 50\text{ mm}$), amibe a mintákat ki kellett volna szűrni. Így a szivárgási tényezők becslése a szemeloszlás görbékből történt Zamarin-féle módszerrel, amely figyelembe veszi a teljes szemcseméret tartományt. Esetünkben a vertikális szivárgási tényező megismerése volt a kardinális

kérdés, ezért a minták szivárgási tényezőjének anizotrópiájával nem foglalkoztunk (Faragó et al, 2013). A második körben történt mintázásnál a mintatartó csövek átmérője lehetővé tette a zavartalan minták acélhengerrel történő kiszúrását és a permeabiméteres mérést, így ezeknél a mintáknál a szivárgási tényező, illetve a porozitás méréssel és számolással is meghatározásra került.

Annak érdekében, hogy a T aktivitáskoncentrációk mély- ség- és időbeli eloszlását vizsgálhassuk a háromfázisú zónában, monitoring kútcsoportok kialakítására történt kezdeményezés az erőmű Környezetellenőrzési Osztályánál. Az MVM Paksi Atomerőmű Zrt. minden évben pályázatot hirdet kutatás-fejlesztési témakörben. Sikeres pályázatunk keretében nyílt lehetőség a monitoring kútcsoportok kialakítására. Három olyan helyszín került kiválasztásra, ahol nagy valószínűséggel erőművi eredetű trícium juthat ki a telítetlen zónába. A kútcsoportok öt darab pánsíp-szerű kútból állnak; kiépítési rajzukat a 1. ábra tartalmazza.

A kútfészkek kialakításának folyamatát kúthely-kitűzés, a vízjogi létesítési engedély megkérése és közmű feltárás előzte meg. 1,5 méter mély kutatóárokot alakítottunk ki a három tervezett kútcsoport vonalában. Erre közmű elkerülés céljából volt szükség, illetve így el tudtuk távolítani az esetleges betontömböket és egyéb a fúrás szempontjából nem kívánatos elemeket a furatok helyének környezetéből. A kutak kivitelezése száraz fúrási technológiával, $\varnothing 200/90\text{ mm}$ Hollow Stem Auger gépi fúróberendezéssel történt, amely során a béléscsővezés és mintavételezés egy technológiai lépcsőben valósult meg (a szerszámzat egyúttal védőcsőként is funkcionált). Belső



1. ábra – Kútcsoport kiépítési rajza

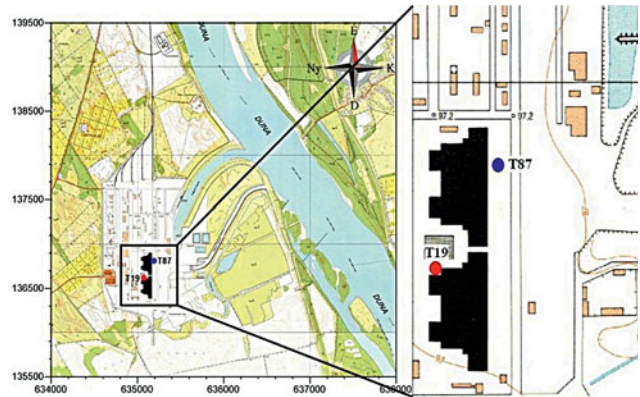
üregében spirálfúrás, vagy zavartalan mintavételezés lehetséges kohézió nélküli kőzetekben is. A fúrást Ø200/90 mm-es átmérővel végeztük a megállapított talpmélységig, majd elhelyeztük a Ø60/52 mm-es PVC béléscső-rakatot és a 0,3 mm-es résméretű szűrőcsövet. Kútszoporton belül a kutak középtengelye egymástól 1 m távolságra van, a kutak előírányzott, terepszintől mért talpmélységei mindhárom kútszoport esetében a következők: -1,7 m, -3,3 m, -4,9 m, -6,5 m, és -8,1 m. A béléscső beépítése a fúróberendezés segítségével történt. Minden kút két mélységben lett szűrőzve, az alsó szűrő alja a PVC végelzáró dugóig tart. Minden kút esetében az alsó szűrőszakaszhoz tartozó gyűrűsteret a szűrőszakasz tetejétől további 20 cm-es hosszban fel kellett tölteni 0,8–1,2 mm szemcseátmérőjű szűrőhomokkal, miközben a beépített védőcső visszahúzásra került. Erre került rá 10 cm hosszban, 0,2–0,6 mm szemcseátmérőjű finomhomok, amelyre pedig 20 cm mikolit tömítőanyag került. A mikolit fokozatos duzzadási képességgel rendelkezik, továbbá a cement tartalmú tömítőanyagokkal szemben kiváló rendszertömítési tulajdonsága van. A felső szűrőszakasz tetejétől a gyűrűsteret egészen a terepszintig mikollal töltöttük fel a tökéletes vízzáróság elérése érdekében (a cél az volt, hogy a lehulló csapadék ne szivároghasson le közvetlenül a kút fala mentén, ahol gyorsabban tudna haladni, mint amit amúgy a talajalkotó kőzet porusrendszere megengedne, 10^{-10} m/s szivárgási tényező). A kútfejeket speciális, biztonsági zárral és vízhatlan kútsapkával zártuk le a terepszint felett 80 cm magasságban beton gallérral ellátva, kizárva annak kockázatát, hogy bármilyen anyag a kútba, így a földtani és vízföldtani környezetbe juthasson. A kútfejek biztonságos védelmének kialakítása érdekében a kútfejek köré védőkorlát került.

A létesített figyelő kutak a telítetlen vízföldtani zónába vannak mélyítve, illetve kiképezve, a figyelő kutakkal a talaj nedveségtartalmának mintázása a cél. A talajvíztükröt és a telített vízföldtani zónát érinthetik a legmélyebb kutak (talpmélységük a terepszint alatt -8,1 m mélységben).

Minden esetben a csővezetés réselt szakaszainál a csövek belsejébe egy sűrűhálós tasakba szilikagél lett elhelyezve úgy, hogy az alkalmas legyen a telítetlen vízföldtani zónából a talajnedvesség összegyűjtésére. A szilikagéllal töltött tasak alatt és felett 1–1, levegővel felfújható (és ezáltal a béléscső falához tökéletesen tapadó) tömlő került beépítésre, amelyet egy pneumatika tömlővel a kútfejtől lehet felfújni. Így biztosítható az egymás alatti két szűrőzött szakasz egymástól való izolálása. A felfújható tömlők és a szilikagéllal töltött tasakok egymáshoz vannak rögzítve és a teljes szerelvény a kútfej belső részénél van rögzítve úgy, hogy a teljes szerelvény ne eshessen a kútba. A mintavételező kutakba helyezésével várnunk kellett, amíg a kútkiképzés során elhelyezett mikolit (tömítőanyag) beduzzadt és elzárta az utat a kutak pereménél a vízbeszivárgástól. A szilikagél tasakokat két havonta cseréljük, a pályázat lezárultáig.

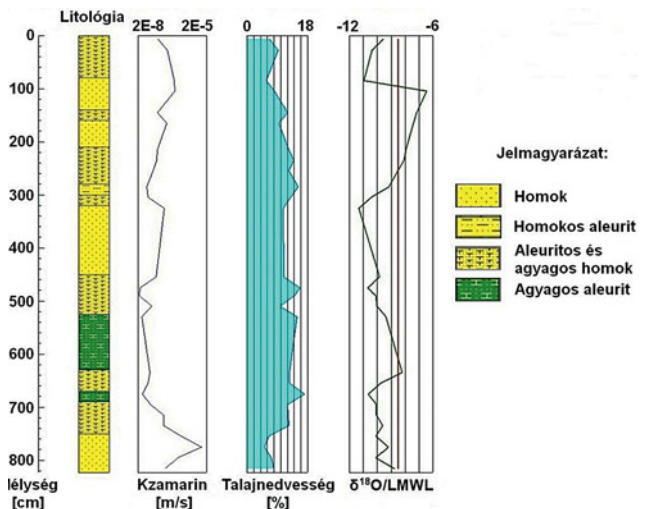
4. Előzetes eredmények

2015. novemberében végzett két darab bolygatatlan mintavétel maganyaga, a T19-es és T87-es jelű kút környezetében, teljes mértékben fel lett dolgozva. A mintavételek helyét a 2. ábra szemlélteti.



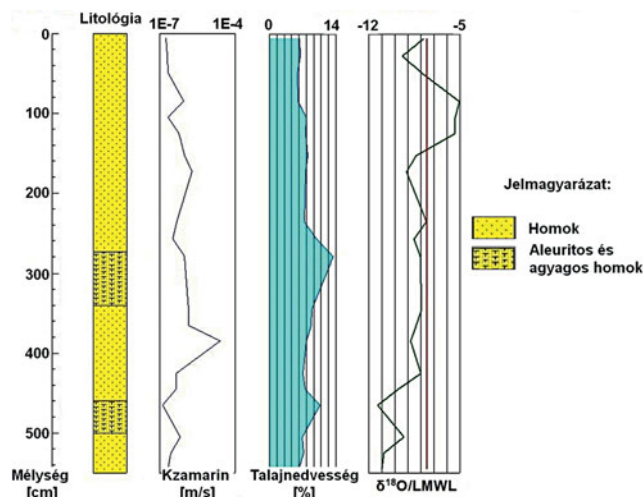
2. ábra – 2015-ös mintázási pontok

A T19-es jelű mintavételező pontban 8,3 méter, míg a T87-es jelű mintavételező pontban 5,5 méter hosszban sikerült bolygatatlan talajmintát kiemelni a földtani közegből (3. és 4. ábra). Az eredmények alapján megállapítható, hogy homokos, iszapos, agyagos rétegek váltakozásából épül fel a telítetlen földtani környezet. A Zamarin módszerrel számolt szivárgási



3. ábra – T19-es mintasorozat feldolgozásának eredményei

tényezők 10^{-8} és 10^{-5} m/s nagyságrendek közé esnek. A talajnedvesség tömegszázalékos értékei 0 és 18 között ingadoznak. Ahol kisebb szemcseméretű, rosszabb vízvezető képességű rétegek találhatóak, ott a talajnedvesség tömegszázalék értékei nagyobbak, mint a homokos rétegek környezetében. A mért ^3H adatok alapján a hosszabb, T19-es mintasorozat esetén 24 és 40 TU közötti értékek adódtak 2015. novemberére. A felszín alatti, 1 és 2 m közötti tartományban mértük a legmagasabb értéket (40 TU). A legalacsonyabb értéket (24 TU) pedig a legmélyebben, 8 méterrel a felszín alatt mértük. A T87-es mintasorozat esetén az első két egyméteres átlagminta előkészítésénél, a kigázosítás folyamata után többlet levegő jutott a mintatartályba, ezért a mért értékek pontatlanok voltak. A mérést megismételtük, amint elegendő idő telt el a minták ismételt kigázosítását követően (legalább 3 hónap). A mélyebb tartományok átlag ^3H értékei 12 és 18 TU között ingadoznak, szintén a felszínhez közelebb eső magasabb értékkel.



4. ábra – T87 mintasorozat feldolgozásának eredményei

A természetben előforduló izotópfractionálódási folyamatok során az izotóparány általában csak igen kis mértékben változik meg, ezért abszolút izotóparány-méréssel nem követhetők a lejátszódó folyamatok. A mérési gyakorlatban egy standardra vonatkoztatott ezrelékekben kifejezett izotóparányt az izotóparányeltolódást vagy delta értéket használjuk:

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \times 1000$$

ahol R_{minta} és R_{standard} a minta és a standard azonos körülmények között mért izotóparányai. A H és O elemek izotóparány-méréséhez használt nemzetközi standard a Standard Mean Ocean Water (SMOW). Egy adott minta izotóparányát δ értékben megadva azt fejezzük ki, hogy a vizsgált anyag hány ‰-kel tartalmaz többet, vagy kevesebbet az adott elem nehezebb izotópjából. Télen a csapadék delta értéke a szezonális változás miatt negatívabb, mint nyáron (Clark, Fritz, 1997). A $\delta^{18}\text{O}$ értékek vizsgálata alapján elmondható, hogy a magyarországi csapadék súlyozott átlagának (LMWL) $\delta^{18}\text{O}$

értékétől (piros vonal: $-9,5 \text{ ‰}$) negatívabb eredmények téli, míg a pozitívabb értékek nyári beszivárgásra utalnak (3. és 4. ábra). Így a hosszabb magminta alapján valószínűsíthető, hogy a felszíntől a talajvíz szintjéig történő csapadék beszivárgás 3 év alatt zajlik le.

5. További tervek

Az idei év végén zárul az erőművi projekt, melynek befejeztével a 2016. év végén gyűjtött, 3×8 méter talajminta teljes feldolgozását el kell végezni. Jelenleg a szivárgási tényezők mérése és a szemeloszlás vizsgálatok zajlanak. A stabilizotóp arányok és a ^3H aktivitáskoncentrációk mérése a nyár folyamán lesz kivitelezhető. A monitoring kutakba helyezett szilikagél tasakok által összegyűjtött talajnedvességből a ^3H aktivitáskoncentrációk mérése folyamatban van, az utolsó minták októberben lesznek lemerve. Amennyiben az összes adat rendelkezésre áll, a projekt végeztével megtörténhet az erőműnek fejlesztett hidrodinamikai és szennyeződésterjedési modell finomítása és validálása.

Irodalomjegyzék

- Clark, I.D., Fritz, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press, 63-85.
- Clark, W.B., Jenkins, W.J., Top, Z. (1976): The International Journal of Applied Radiation and Isotopes, 27/9, 515-522.
- Faragó, E., Csámer, Á., Buday, T. (2013): Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina, 8, 43-52.
- Földvári, M., Kovács-Pálffy, P. (2002): Acta Geologica Hungarica, 45/3, 247-263.
- Kiss, Á. (2003): Fejezetek a környezetfizikából. Debreceni Egyetem, 325.
- Kompár, L. (2011): Porózus közetekben történő beszivárgás vizsgálata. Miskolci Egyetem, Multidiszciplináris tudományok, 1/1, 283-290
- Palcsu, L., Molnár, M., Szántó, Zs., Svingor, É., Futó, I. (2002): Fusion Science and Technology, 43/3, 532-535.
- Szántó, Zs., Palcsu, L., Futó, I., Molnár, M., Svingor, É. (2001): A vízbázisvédelem jelentősége, megvalósításának lépései - vízbázis sérülékenység vizsgálati módszerek. A földrajz eredményei az új évezred küszöbén, Magyar Földrajzi Konferencia, Szeged.

EGY HOSSZAN SZUNNYADÓ DÁCIT VULKÁN ANATÓMIÁJA: A CSOMÁD KUTATÁSÁNAK LEGÚJABB EREDMÉNYEI

Harangi Szabolcs^{1,2}, Kiss Balázs¹, Molnár Kata², Kis Boglárka Mercédesz¹, Lukács Réka¹, Seghedi, Ioan³, Novák Attila⁴, Dunkl István⁵, Schmitt, Axel⁶, Bachmann, Olivier⁷, Mészáros Katalin², Ionescu, Artur¹, Vinkler Anna Paula², Jankovics Mária Éva¹, Szepesi János¹, Soós Ildikó¹, Guillong, Marcel⁷, Laumonier, Mickael⁸, Molnár Mihály⁹, Palcsu László⁹, Novothny Ágnes¹⁰, Pál-Molnár Elemér^{11,1}, Szarka László⁴

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Közöttan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Institute of Geodynamics, Romanian Academy, Bucharest, Romania

⁴ MTA CSFK Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

⁵ University of Göttingen, Geoscience Center, Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen, Germany

⁶ Institut für Geowissenschaften, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Germany

⁷ Institute of Geochemistry and Petrology, Department of Earth Sciences, ETH Zürich, Switzerland

⁸ Departement des Sciences de la Terre, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France

⁹ ATOMKI, Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium, Debrecen

¹⁰ ELTE Természetföldrajzi tanszék, Budapest

¹¹ SZTE Ásványtani, Geokémiai és Közöttani Tanszék „Vulcano” Közöttani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

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

1. Bevezetés

A vulkáni működés bolygónk egyik legalapvetőbb természeti folyamata, ami a Föld kialakulása óta zajlik. A vulkánkitörések alakítják a felszínt, gazdagon termő talajt teremtenek, ami emberek tízmillióinak nyújt életlehetőséget. A káprázatos vulkánkitörések, a magasba tornyosuló, szabályos kúp alakú tűzhányók vonzzák a látogatókat, ami napjainkra komoly vulkánturisztikai lehetőséget teremtett. A vulkáni működés azonban veszélyeket is rejt, ami alapvetően változtathatja meg egy terület jellegét, az életteret, rombolja az anyagi javakat, emberéleteket követelhet. Bizonyos vulkánkitörések globális éghajlatváltozást is okoznak, ami befolyásolja társadalmak életét. A tűzhányók nyújtotta e kettősséggel kell együtt élnie az emberiségnek.

A vulkanológia célja a tűzhányók működésének megértése, amiben hangsúlyosan szerepel a vulkáni kitörés és veszély előrejelzés. A tudományterület eszköztára és ismeretanyaga gyorsan bővül, azonban a társadalom által megkívánt cél, a vulkáni működés pontos előrejelzése továbbra is csak megközelítéssel, valószínűségi mutatókkal tehető meg és vélhetően ez a jövőben sem változik. A vulkánkitörés előrejelzését sok minden nehezíti. Vannak például olyan tűzhányók, amelyek csak röviddel – néhány órával – a kitörés előtt adnak jeleket, vannak olyanok, amelyeknek a vulkáni működés közben hirtelen változik meg kitörési mechanizmusa és vannak olyan tűzhányók is, amelyek hosszú idő óta nem mutattak életjelt, azaz nem tartoznak megfigyelés alá, sőt sokan azt gondolják róluk, hogy már inaktívak. Ez utóbbiak, a hosszán szunnyadó vulkánok egy olyan rejtett veszélyt jelentenek a társadalomra, amelyben hangsúlyosan szerepel a vulkáni működés esetleges megindulásának váratlansága, azaz a kitörés egy felkészületlen társadalmat érint. E vulkánok vizsgálatának fontosságát jelzi, hogy az elmúlt évszázadok legnagyobb és sok áldozattal járó vulkánkitöréseinek nagy része esetében a tűzhányónak nem volt dokumentált, történelmi időkben játszódot működése.

A hosszán szunnyadó vulkánok reaktiválódásának megértése ezért a vulkanológia tudományterületének egyik fontos új kihívása. A tudományos vizsgálatok új eszköztárát is igényelnek, amivel a nyugodt vulkáni felszín alá kell nézni, megérteni a vulkán alatti rendszer jellemzőit, a tűzhányó korábbi történetét és e detektív-munka mozaikjait összerakva felállítani egy olyan „kórlapot”, ami alapján értékelhető a vulkán jövőbeli tevékenységének iránya. E kutatások egyik mintaterülete lehet a Kárpát–Pannon térség, ahol az elmúlt 20 millió évben változatos vulkáni tevékenység folyt és ahol még az elmúlt 1 millió évben is több tucat vulkánkitörés történt. A kérdésfelvetés, miszerint lehet-e még vulkánkitörés a Kárpát-medencében, önmagában is nagy felelősséget ró a szakemberekre, hiszen véleménynyilvánításukkal olyan üzenetet közvetítenek a társadalom felé, amit a média és a vulkánokról, a vulkánműködésről való szerény közismeret nem feltétlenül tud megfelelően kezelni. Mindezek mellett különösen fontos hangsúlyozni a tudományos megismerés alapvetéseit, a megfigyelésekre, az adatokra épülő gondos értékelést, értelmezést és modell felállítást.

2. Előzmények

A pozsonyi Kárpát–Balkán (CBGA) földtani konferencián Szakács Sándor kolozsvári geológus-vulkanológus meglepő felvetést osztott meg a hallgatósággal (Szakács et al., 2002). Térségünk legutolsó vulkánkitöréseit áttekintve vetette fel, hogy beszélhetünk e területen potenciális vulkáni veszélyről! A vulkáni működés esetleges felújulására a legnagyobb esély térségünk legfiatalabb tűzhányója, a székelyföldi Csomád (**1. ábra**) esetében van meg. A kérdésfelvetés alapja az 1980-as évek elejére nyúlik vissza, amikor Vasile Lăzărescu földregészadatok értékelése során arra következtetett, hogy a Csomád alatt még lehet olvadéktartalmú magmás anyag. „A kérdés nem annyira abszurd, mint amilyennek látszik” – jegyezte meg Szakács,



1. ábra – A Csomád vulkán lávadóm együttese észak felől

utalva arra, hogy a tudományban olykor olyan kérdésekre is választ kell keresni, ami első pillanatban elvetendőnek tűnik, olyanokra, amelyek esetleges felvetése is meglepetést vált ki. Azonban, amiről nem tudunk, nem feltétlenül biztos, hogy nem létezik, amit nem kutatunk, vagy nem merünk kutatni, nem feltétlenül biztos, hogy nem rejt fontos információt akár a társadalomnak is. Ezt követően érkezett Szakács Sándor ajánlására az ELTE Kőzettan-Geokémiai tanszékre Vinkler Anna Paula, akivel hozzáláttunk az adatok és megfigyelések gyűjtéséhez, hogy tesztelhesük a felvetést, és a meglepetéstől tünő kérdésre tudományos alaposítással tudjunk választ adni (Harangi, 2007; Vinkler et al., 2007).

A kutatások az elmúlt évtizedben jelentős mértékben felgyorsultak. Az ELTE Kőzettan-Geokémiai tanszéken folyó, majd az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoportban zajló tudományos munka mellett több kutatócsoport végzett különböző szempontú vizsgálatokat (pl. Magyarai et al., 2009; 2014; Popa et al., 2012; Szakács, Seghedi, 2013; Karátson et al., 2013; 2016; Szakács et al., 2015; Wulf et al., 2016), ami építve Szakács Sándor és Ioan Seghedi 1980-as években indult gondos térképező, kőzettani, geokémiai és vulkanológiai eredményeire és Jánosi Csaba, helyi geológus, pontos megfigyeléseire, lehetővé teszi, hogy felvázoljuk a Csomád „kórlapjának” első változatát.

3. Hosszan szunnyadó tűzhányók, azaz PAMS vulkánok

A vulkanológia a tűzhányókat aszerint osztályozza, hogy mikor működtek utoljára, van-e még esélyük a további kitörésre. Jelenleg valamivel több, mint 1500 olyan vulkánt ismerünk, amelynek az elmúlt 10 ezer évben volt kitörése, ezek a potenciálisan aktív tűzhányók. Van azonban számos olyan, aminek utolsó kitörése több, mint 10 ezer éve történt, mégis több jel utal arra, hogy még működésbe léphet. Ilyen többek között a jól ismert Yellowstone (utolsó kitörése 70 ezer éve volt), a Róma közeli Colli Albani (legalább 20 ezer éve nem volt vulkánkitörése), a közel múltban pedig az utoljára 270 ezer éve aktív bolíviai Uturuncu tűzhányóról mutatták ki, hogy alatta olyan mennyiségű magma nyomul fel, ami felveti a hosszú szünet utáni újabb működést. Ezekre a tűzhányókra nincsen hivatalos kategória, ezért Harangi et al. (2015a) javasolta a PAMS vulkán (volcanoes with Potentially Active Magma Storage) elnevezést, azaz potenciálisan aktív magmatározóval rendelkező vulkánok kategóriát, amely esetben tudományos adatok támasztják alá, hogy van még olvadáktartalmú magmás test a mélyben és ez azt jelenti, hogy megvan az esély arra, hogy ez remobilizálódjon, azaz vulkáni kitörést tápláljon. E kategóriába sorolható a székelgyöldi

Csomád is. Az új terminus segíthet ráirányítani a figyelmet ezekre a tűzhányókra is, amelyek esetleges felélése komoly meglepetést okozhat a jövőben!

4. Vulkanológiai jellemzés

A Csomád vulkáni működését lávadóm kitüremkedések, majd freatomagmás és magmás robbanásos kitörések jellemezték (Szakács, Seghedi, 1989; Vinkler et al., 2007; Karátson et al., 2013; 2016; Szakács et al., 2015). A kitörések mechanizmusa általában követi a hasonló tűzhányók (pl., Soufrière Hills, Montserrat; Unzen, Japán, Pinatubo, Fülöp-szigetek, Sinabung, Indonézia) esetében megfigyeltet: a lávadóm kitüremkedéshez esetenként robbanásos vagy gravitációs összeomlás által elindított izzófelhők társulnak, gyakoriak a vulcanoi-típusú robbanásos kitörések, olykor ennél nagyobb, sub-pliniusi és pliniusi-kitörések is bekövetkezhetnek. Úgy tűnik, hogy e komolyabb robbanásos események és izzófelhők elsősorban a vulkáni működés legutolsó (57–32 ezer év közötti) aktív időszakát jellemezték.

A Csomád lávadóm együttesének belsejében két robbanásos kráter alakult ki, amit jelenleg a Mohos lápjá, illetve a Szent Anna-tó vize tölt ki. A két kráter kialakulásának ideje még nem egyértelműen meghatározott, azonban úgy tűnik, hogy a Mohos alakult ki először és nem sokkal követte ezt a Szent Anna kráter létrejötte. Mindehhez jelentős nagyságú robbanásos kitörési események társulhattak, amelyek vulkáni hamufelhője akár 10 km-t meghaladó magasságba gomolyoghatott és az éppen uralkodó szélirány sodorta tovább északkeleti vagy délkeleti irányba. Disztális, azaz távoli vulkáni törmelékes képződmények a tűzhányótól több mint 20 km távolságban is találhatóak. Harangi et al. (2015b), majd Wulf et al. (2016) szerint a kitörések vulkáni hamuanyaga akár a Fekete-tenger medencéjéig is eljuthatott. Ennek pontosítására jelenleg is zajlanak a kutatások.

5. Kőzettani és geokémiai jellemzők

A Csomád vulkáni kőzetének első részletes jellemzését Seghedi et al. (1987), Szakács et al. (1993), majd Mason et al. (1996) adták, akik megállapították, hogy uralkodóan dácit építi fel. Ettől a Nagy-Hegyes némileg elkülönült andezites lávadómja, valamint a Málnás és Bükszád közeli shoshonitos kriptodómok térnek el. Később, Vinkler et al. (2007) és Molnár et al. (bírálat alatt) közölt újabb kémiai összetétel adatokat, amelyben szerepeltek már a robbanásos kitörések horzsa-köveinek elemzési eredményei is. Ezzel, most már szinte minden előfordulásról vannak adataink. A csomádi dácitok nyom-elem összetételének fő sajátosságai a jelentős Sr- és Ba-tartalom, továbbá a viszonylag kis nehéz ritkaföldfém koncentráció, ami jól elkülöníti e képződményeket a közeli Dél-Hargita vulkáni képződményeitől.

A Csomád és környezetének kőzettani felépítése, ásványos összetétele szintén viszonylag homogén (Kiss et al., 2014). Általában fenokristályokban gazdagok (20–45 tf.%): fő alkotójuk a plagioklász, amfibol és biotit, amelyek mellett változatos mennyiségben jelennek meg további ásványfázisok (pl., kvarc, kálföldpát, klino- és ortopiroxén, olivin). Járulékos elegyrészként szinte minden kőzetben található cirkon, apatit, Ti-

magnetit, továbbá gyakori a titanit és vagy ilmenit. Az ásványok társulása, szöveti megjelenése és kémiai összetétele egyértelműen utal arra, hogy nyílt rendszerű magmás folyamatokkal jött létre a felszínre törő magma. Jelentős mennyiségben fordulnak elő ún. antekristályok, amelyek eltérő időben és különböző összetételű olvadékból váltak ki, majd később keveredtek össze (Kiss et al., 2014). Különlegessége a csomádi kőzeteknek a bennük viszonylag gyakran előforduló nagy Mg-tartalmú szilikátásványok (Vinkler et al., 2007; Jankovics et al., bírálat alatt). Az olivin és piroxének kristálycsomókban vagy önálló fázisokként jelennek meg, akár olyan kőzetben is, ahol kvarc és kálföldpát is előfordul. Mindez különböző eredetű magmák – bazaltos és (rio)dácitos – keveredését jelzi. Az amfibolok megjelenése és összetétele szintén különböző eredetet jelez, ezek akár egyetlen kőzetben is megjelennek, sőt egyedi kristályokon belül is, utalva a komplex magmafejlődésre (Kiss et al., 2014).

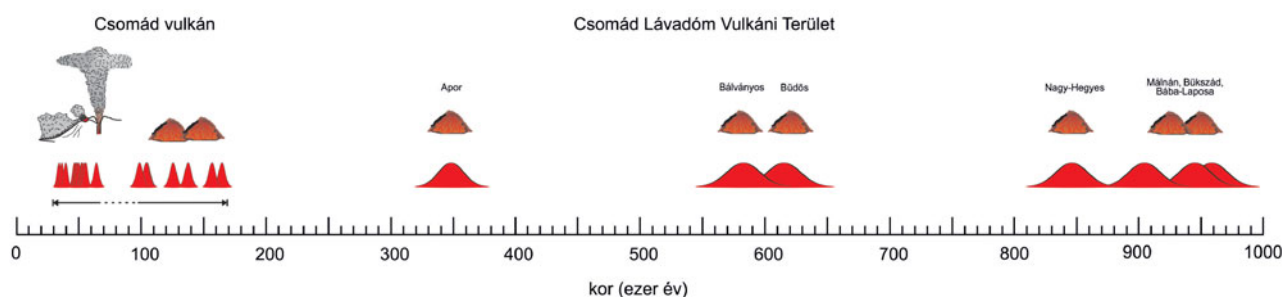
5. Kitorési kronológia

A vulkánkitörések korának meghatározása alapvető feladat, ami alapján megismerhető a kitorések ismétlődési gyakorisága, valamint a szunnyadási időszakok hossza. A vulkáni működés idejét különböző geokronológiai módszerekkel lehet meghatározni. Legpontosabban a vulkáni működések produktumain, a vulkán képződményeken történő, közvetlen vizsgálatok adnak adatot a kitorések korára. Erre leginkább olyan ásványfázisokat használnak, amelyek tartalmaznak radioaktív bomlással stabilizálódó izotópot és amelyek, a származék izotóppal együtt analitikailag nagy pontossággal mérhetők. Fontos azonban hangsúlyozni azt, hogy a radiogén izotóp geokronológia azt az időt határozza meg, amikor az ásványban lévő izotópok nem távoznak el, azaz amikor a rendszer zárttá válik. Ez a hőmérséklettől függ, azaz a kormeghatározás során az úgynevezett záródási hőmérséklet alá való hűlés idejét tudjuk meg. A cirkon kristályok esetében az U, Th és Pb izotópok záródási hőmérséklete 900 °C felett van. Az ásvány kristályosodása e hőmérséklet alatt történik, azaz a kormeghatározás a kristályosodás idejét adja meg. A radioaktív bomlás során He izotóp is keletkezik, aminek jóval alacsonyabb hőmérsékleten, 150–200 °C között van cirkonban a záródási hőmérséklete. A He izotópok mérésén alapuló geokronológia ezt a hűlési kort adja meg, ami egy vulkánkitöréssel valósulhat meg. A cirkon He-kor tehát a vulkánkitörés idejét adja meg, feltéve, hogy később nem érte felfűtés a vulkáni képződményt. E módszer mellett, ha óvatossággal is, de használható a K-Ar és Ar-Ar módszer is,

amelyek esetében azonban figyelembe kell venni az illékony Ar távozását, illetve hozzáadását is. Ezek mellett a szénizotópos módszer használható, ha a vulkáni képződményben van szerves anyag és ha a vulkáni működés kevesebb, mint 50 ezer éve történt.

A Csomád legutolsó vulkánkitörését először szénizotópos módszerrel vizsgálták. Sokáig úgy tűnt, hogy a Tusnádfürdő közeli feltárás kőzete képviseli a legutolsó kitorés képződményét. Bár volt nagyon fiatal kort (11 000 év) adó mérési eredmény is, ezt a későbbi vizsgálatok megcáfolták. Moriya et al. (1995; 1996) mérési adatai alapján 36–43 ezer év közöttire tette a képződmény keletkezési idejét, rámutatva a vulkáni működés fiatal voltára. Harangi et al. (2010) AMS módszerrel pontosította ezt a kort és 43 ezer évet határozott meg. Vinkler később egy új feltárást talált, ahol nagy számban fordultak elő szenesedett növénymaradványok. A részletes feltárás során több, köztük egy közel méteres szenesedett fatörzs darabot találtunk. A nagyszámú, különböző eljárásokkal és laborokban történt mérések egységes eredményt adtak: a szenesedés ideje, azaz a vulkáni működés kora: 31 230 és 32 700 cal BP év közötti, ez tehát a legutolsó kitorés anyaga. Ennél fiatalabb, közvetlen geokronológiai mérésen alapuló adat a Csomád vulkáni működésére nincs. Karátson et al. (2016) egy mohosi fúrás esetében egy vulkáni törmelékes réteg feletti üledéken mért szénizotópos kort, amire $29,597 \pm 610$ cal BP évet kapott. Fontos megjegyezni azonban, hogy ez nem jelenti a vulkáni működés korát, annak csupán egy időbeli felső határát adja meg, azaz a kitorés ennél biztosan korábban történt. Lényeges annak tisztázása is, hogy a vulkáni törmelékes réteg vajon elsődleges-e, azaz vulkáni működés során rakódott le vagy áthalmazással került a kráter mélyedésébe. Mindezekről függetlenül, jelen tudásunk és a rendelkezésre álló adatok alapján a Csomád utolsó vulkánkitörése 30-33 ezer éve lehetett.

A részletesebb kitorési kronológiát cirkon He-korok alapján rekonstruáltuk (2. ábra; Harangi et al., 2015b; Molnár et al., 2017; bírálat alatt). Mindeztől ezek a közvetlen kormérések adják a legmegbízhatóbb eredményt a vulkánkitörések idejére, amit néhány lelőhelyen független geokronológiai adatokkal is alátámasztottunk (Harangi et al., 2015b). Az új cirkon koradatok azt mutatják, hogy a korábbi K-Ar eredmények (Szakács et al., 2015) által mutatottnál jóval fiatalabb a Csomád vulkán. A vulkáni működés 150–180 ezer éve indult, alapvetően lávadóm formáló kitorésekkel. Ez a kitorési fázis kb. 100 ezer évig tartott, majd kb. 30 ezer éves szunnyadási időszak következett. A következő aktív szakasz 57 és 32 ezer év között zajlott, ami jellegében annyiban tért el a korábbtól, hogy sokkal gyako-



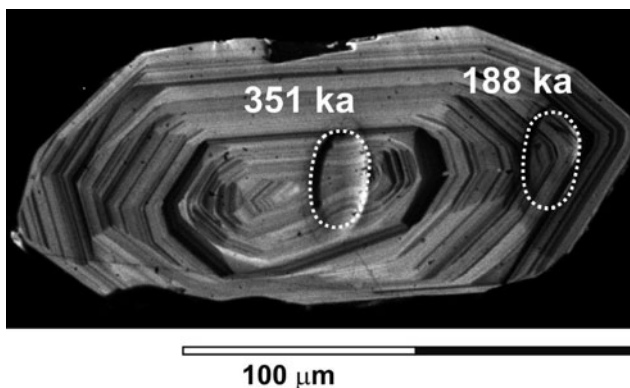
2. ábra – A Csomád vulkán és a környezetében lévő lávadóмок (együttesen: Csomád lávadóm vulkáni terület) kitorési kronológiája cirkon He-kormeghatározás eredményei alapján (Harangi et al., 2015b; Molnár et al., 2017; bírálat alatt)

ribbak voltak a robbanásos vulkánkitörések.

A cirkon He geokronológia módszerével meghatároztuk a korábbi vulkáni működés idejét is (Molnár et al., 2017; bírálat alatt): a Csomád körüli minden kitörési központból vettünk mintát, ami alapján pontosítható a kitörések közötti szunnyadási időszakok hossza is. A Csomád Lávadóm Mező egyedi lávadómjai 900 ezer – 1 millió évvel ezelőtt jelentek meg (Bába Laposa, Málnás és Bükszád körüli kriptodómok), majd következett a Nagy-Hegyes andezites dagadókúpja, a Búdös és Bálványos lávakitüremkedései, végül az Apor Bástya közeli lávaközetek kialakulása. A Csomádtól elkülönült Kis-Haram lávakupaca, amit korábban 1 millió évvel ezelőtti keletkezésűnek tartottak, 167 ezer éves, azaz a Csomád vulkánosságával egy időben jött létre. Az egyes lávadómok kialakulása között olykor 100–200 ezer éves szünetek is voltak. Mindezt fontos figyelembe venni annak értékelésében, hogy mit is jelenthet az utolsó kitörés óta eltelt 32 ezer év! A hosszúnak tűnő idő nem jelenti azt, hogy a tűzhányó biztosan kialudt már, a korábbi kitörések ismétlődési gyakorisága alapján még ezután is bőven felújulhat a vulkáni működés!

6. Magmakamra folyamatok

A cirkon geokronológiai kutatásaink eredményei nem csak a vulkánkitörések idejének pontos meghatározását tették lehetővé, hanem bepillantást engedtek a tűzhányó alatti magmatározó fennállási idejére is (Harangi et al., 2015b). Az U-Pb és U-Th koradatok a cirkon kristályosodási idejét adják meg (3. ábra). Ebből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a

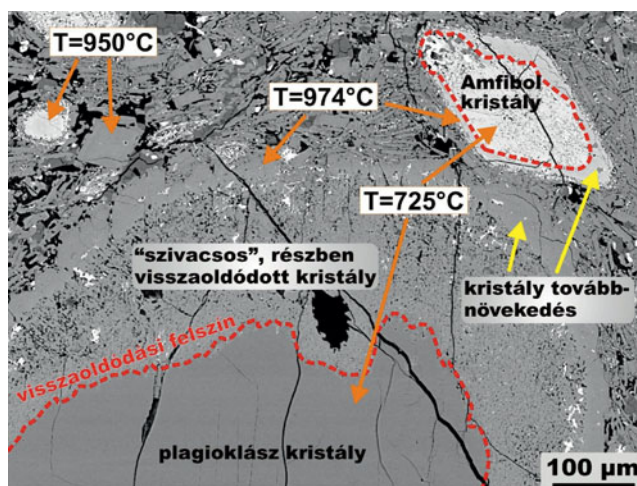


3. ábra – A Csomád dácit közeleiben lévő cirkonok in-situ U-Th és U-Pb izotópösszetétel eredményei alapján arra következtettünk, hogy a magmatározó legalább 300 ezer éve fennáll és vélhetően folyamatosan tartalmazott olvadéktartalmú magmát, amiből 800 °C hőmérséklet alatt cirkon kristályosodhatott. Egyes cirkon kristályok esetében több mint 150 ezer éves kristályosodási történetet rekonstruáltunk (Harangi et al., 2015b)

magmatározó már több mint 150 ezer évvel az első csomádi kitörések előtt kialakult és folyamatosan fennállhatott úgy, hogy abban mindig volt olvadék. Meghatároztuk a cirkon kristályok legkülső 4 mikronos peremének korát is, azaz a kitöréseket megelőző legutolsó kristályosodási kort is. Ezek az eredmények azt mutatják, hogy sok esetben 10 ezer évet meghaladóan nem történt kristályosodás, ami azt jelentheti, hogy a hőmérséklet magasabb lehetett (>800 °C), mint a cirkon telítettségi hőmérséklet, azaz a cirkon megjelenésének felső hőmérsékleti határa.

Mindezt alátámasztják a kőzetekben található amfibol és plagioklász kristályok összetétele alapján számolt hőmérséklet adatok is.

A vulkán alatt tehát akkor is lehet olvadéktartalmú magmatározó, akkor is történhet kristályosodás, amikor a tűzhányó nyugalmi időszakban van. A vulkán viselkedését tehát csak a felszíni megfigyelésekből nem ismerjük, ehhez be kell néznünk a vulkán alá, ismernünk kell a magmatározó állapotát. Erre a vulkáni képződmények közettani, az ásványfázisok integrált szöveti és geokémiai vizsgálata alapján tehetünk következtetést. A forró (>800 °C) kitörés előtti magmatározó állapot elsősorban a robbanásos kitörések előtt állhatott fenn, míg a lávadóm formáló kitöréseket megelőzően úgy tűnik egy viszonylag hideg, a szolidusz hőmérsékletéhez közeli állapotban lévő magmakása létezhetett (Kiss et al., 2014). Egy ilyen 680–750 °C hőmérsékletű magmakásában a kristályok mennyisége már olyan nagy (> 60 tf.%), hogy a viszkózus magma kitörésre nem képes. Az elmúlt egy évtized kutatási eredményei arra utalnak, hogy a hasonló tűzhányók alatt ilyen magmakása anyagból álló tározók vannak. A vulkánkitöréshez az szükséges, hogy a kristályok közötti maradékolvadék kipréselődjön, önálló olvadéklencse alakuljon ki vagy e magmakása részben felolvadjon, azaz belőle olvadékban gazdagabb (< 40 tf.% kristálytartalmú) magma alakuljon ki. Ez utóbbit okozhatja az, hogy a magmakása anyagba friss, magas hőmérsékletű kőzetolvadék nyomul (4. ábra). A jelentős hőmérsékletemelkedés és az olvadékfázisba jutó gázok gyors felolvasztást okoznak, ami akár néhány hónap, vagy néhány év alatt bekövetkezhet. E folyamatra Kiss et al. (2014) tanulmánya mutatott be fontos eredményt. A nagy felbontású ásványkémiai összetétel meghatározások és termometriai számolások szerint a Csomád idős lávadóm kőzeteinek keletkezése előtt a magmakása hőmérséklete több, mint 200 fokkal emelkedett. Ehhez friss bazaltos magma benyomulására volt szükség. A bazaltos magma kristályai (nagy Mg-tartalmú olivin, ortopiroxén, klinopiroxén) számos vulkáni képződ-



4. ábra – A Csomád lávadóm-formáló vulkáni működés előtti magmakamra folyamatok rekonstruálása ásvány szöveti és geokémiai adatok, valamint amfibol-plagioklász termometriai számítások alapján (Kiss et al., 2014). A vulkáni működést több mint 200 °C hőmérsékletnövekedés előzte meg a magmatározóban, ami friss bazaltos magmának az alacsony, szolidusz közeli hőmérsékletű felzikus kristálykásába való nyomulásával magyarázható

ményben megtalálható, ami fontos bizonyítékkal szolgál a bazaltos magma szerepére (Vinkler et al., 2007; Jankovics et al., bírálat alatt). A bazaltos magma esetenként csak a hőt szolgáltatta, más esetben azonban fizikai keveredés is történhetett.

A hosszú életű, önmagában kitörésre képtelen magmakása reaktiválásában tehát fontos szerep jut bazaltos magma felnyomulásának. Egy ilyen eseményt minden bizonnyal földrengés rajok kísérik, megnövekedhet a széndioxid kiáramlás is, ami alapot adhat a vulkáni kitörés előrejelzésre. Fontos azonban látnunk, hogy a kutatási eredmények azt jelzik, hogy a reaktiválás folyamata viszonylag gyors (hónapok-évek), azaz kulcskérdés ilyen esetben a kezdeti jelek gyors felismerése!

7. Gázmérések

Vulkáni területeken a felszínre jutó gázoknak nagy szerepe van, mivel mennyiségük, kémiai összetételük és hőmérsékletük jelzik a mélybeli magma állapotát, a magmatározó friss kőzetolvadékkal feltöltődését stb. A gázok vizsgálatának tehát minden vulkáni területen kiemelt fontossága van. A Csomád környezetében ismertek a szén-dioxid gázkiáramlások (mofetták,



5. ábra – A Csomád környezetében jelentős mennyiségű, Kis et al. (2017) fluxus mérési eredményei alapján évi közel 9000 tonna széndioxid gáz áramlik a felszínre, ami összhangban van más, hosszan szunnyadó vulkánok esetében tapasztaltakkal

borvizek; **5. ábra**). A területen 2015-ben kezdtük meg a koncentrált gázkutatást. Korábban Althaus et al. (2000) és Vaselli et al. (2002) munkái már felhívták a figyelmet, hogy a gázok részben magmás eredetűek lehetnek, azonban a Csomád környezetében csak néhány mintát elemeztek. Kutatásaink fő célja a kiáramló gázok mennyiségének számszerűsítése, a gázok összetételéből a magmás részarány meghatározása, valamint a gázmennyiség és összetétel időbeli változásának követése. Kis et al. (2017) tanulmánya a felszínre jutó széndioxid gáz mennyiségét adja meg. A minimálisan 8700 tonna/év gáz fluxus összevethető a hosszan szunnyadó vulkáni területeken tapasztalt értékekkel. A széndioxid gáz izotóp összetételéből arra következtethetünk, hogy legalább fele részben magmás eredetű lehet, ami összhangban van más kutatási eredményeinkkel. Úgy véljük, hogy egy alsókéregbeli magmás test kigázosodása okozhatja a viszonylag jelentős széndioxid kiáramlást. A gázok nem tudnak áthatolni a Csomád alatti magmakásán, ezért annak peremén (főleg a Bűdös és

Bálványos térségében) jutnak a felszínre. A magmás gázok felszínre törésük során a karbonátos flis üledékből felszabaduló széndioxiddal keverednek.

8. Jelenlegi helyzet

A Csomád vulkán jelenlegi állapotának megértéséhez, a vulkáni működés esetleges felújulásának lehetőségéhez fontos tudnunk azt, hogy tudományos eszközökkel, mérésekkel alátámasztható-e a földkéregbeli olvadéktartalmú magmás anyag jelenléte, amit már Lázárescu is felvetett. Miért fontos mindez? Amennyiben az egykori magmatározóban lévő kőzetolvadék teljesen megszűlő, akkor egy újabb vulkánkitöréshez ismét ki kell alakítani egy magmakamrát, azaz ismételt kőzetolvadék felnyomulásokkal létre kell hozni egy olyan mennyiségű magma anyagot, ami a felszínre is tud törni. Ez hosszú időt (több tíz- vagy százezer évet) vesz igénybe. Ha azonban a földkéregben van még olvadéktartalmú magmás anyag (magmakása), még akkor is, ha nagy kristálytartalma miatt megnövekedett viszkozitása miatt kitörésre nem képes, lehetőséget ad arra, hogy viszonylag gyorsan reaktiválódjon. Ehhez jelentős hőmérsékletnövekedés szükséges, amit friss magma felnyomulás okozhat. Az olvadékfázisba jutó gázok szintén elősegítik a kristályos anyag felolvadását, azaz az akár kis mennyiségben jelenlévő olvadék katalizátorként járul hozzá kitörésre alkalmas anyag kialakulásához. Ez a folyamat pedig a legfrissebb kutatások szerint hónapok, évek alatt is végbe mehet, azaz emberi léptékű időskálát jelent!

Popa et al. (2012) az elszórt földrengés állomások adatait használta fel, hogy szeizmikus tomográfia modell alapján következtessen olvadéktartalmú magmás test jelenlétére. A vulkán alatti viszonylag kis sebességű szeizmikus anomáliát a földköpenyig lenyúló magmatározó rendszerként értelmezték. Kutatócsoportunk 2010-ben végzett közvetlen geofizikai méréseket a mélyben lévő fluidumokra, így olvadéokra is különösen érzékeny magnetotellurikus módszer alkalmazásával. A mérési adatok értékelése, a kőzetek elektromos vezetőképességi adatainak egy-, két- és háromdimenziós modellbe foglalása alapján, Harangi et al. (2015a) arra következtetett, hogy 8–20 km mélységben 10–15% olvadékot is tartalmazó magmás anyag (magmakása) lehet. A 2016-ban végzett újabb, nagyobb felbontású mérések előzetes eredményei alátámasztják ezt a következtetést, sőt úgy tűnik, hogy a magmatározó rendszer egészen a földkéreg alsó részéig nyomon követhető. Fontos eredmény az is, hogy a terület alatt a litoszféra–asztenoszféra határa 80–100 km körül lehet, azaz sekélyebb, mint korábban gondolták és összhangban van Harangi et al. (2013) persányi bazalt területre kidolgozott modelljével.

Az olvadékfázis mennyiségére francia együttműködéssel végeztünk kísérleti vizsgálatokat. A Csomád legfiatalabb vulkáni képződményén meghatározott vezetőképességi adatok azt jelzik, hogy e dácitos magmának az elektromos ellenállása jóval kisebb, mint más hasonló dácitoknak (pl. Uturuncu, Mt St. Helens, Unzen). Ez azt jelenti, hogy a magnetotellurikus adatokból számolt anomália nagyobb olvadéktartalommal magyarázható, mint azt korábban gondoltuk!

9. Záró gondolatok

Amiről nem tudunk, nem feltétlenül biztos, hogy nem létezik, amit nem kutatunk, vagy nem merünk kutatni, nem feltétlenül

biztos, hogy nem rejt fontos információt. Lăzărescu 1980-as évek elején tett, sajnos publikálatlan felvételei, majd Szakács Sándor 2002-es meghökkenítőnek tűnő előadása egy olyan kutatást indított el, amelyek tudományos alaposságú válaszokat tudtak adni olyan kérdésekre, amelyek új megvilágításba helyezhetik a tűzhányók működését. Kutatócsoportunk vizsgálatai arra kívánják felhívni a figyelmet, hogy a Csomád kórlapja példa lehet arra, hogy a hosszan szunnyadó tűzhányók természetét is jobban meg kell ismernünk! A hosszú szunnyadás ugyanis nem jelent inaktivitást, még több tízezer év nyugalom után is kitörhetnek vulkánok és nem tudhatjuk, hogy mikor következik be egy olyan hirtelen változás, amire például az indonéziai Sinabung adott példát 2010-ben. A vulkánt korábban inaktívnak tartották, egy bizonytalan, 400 évvel ezelőtti kitörésen kívül semmi információ nem volt arról, hogy a tűzhányó működött volna az utóbbi 10 ezer évben. Aztán 2010-ben minden megváltozott és jelenleg a Föld egyik legaktívabb és legveszélyesebb vulkánja lett. Nincs kétség afelől, hogy a jövőben is lesznek ilyen váratlan vulkáni ébredések, ami miatt fontos, hogy jobban megismerjük a reaktiválódás okait, mechanizmusát, időléptékét, esetleges előzetes jeleit. A Csomád sokoldalú kutatása ezt a célt is szolgálja. Az eredmények azt jelzik, hogy a lehetőség fennáll, hogy akár a székelyföldi vulkán is felébredjen, ezért fontos a további vizsgálata, hiszen új eszközökkel, új szemlélettel egyre többet tudhatunk meg állapotáról. A kutatási eredmények azonban fontos hozzájárulást jelentenek általában is a Csomádhoz hasonló, hosszan szunnyadó, azaz PAMS vulkánok működésének jobb megértéséhez!

Köszönetnyilvánítás

A kutatócsoport csomádi kutatásait korábban az OTKA K68587, majd jelenleg az NKFIH/OTKA K116528 sz. projekt, hazai és nemzetközi szakmai együttműködések támogatják.

Irodalomjegyzék

Althaus T., Niedermann, S., Erzinger, J. (2000): *Chemie der Erde*, 60, 189–207.
 Harangi Sz. (2007): *Földrajzi Közlemények*, 131, 270–288.
 Harangi Sz., Molnár, M., Vinkler, A.P., Kiss, B., Jull, A.J.T., Leonard, A.G. (2010): *Radiocarbon*, 52, 1498–1507.
 Harangi Sz., Sági, T., Seghedi, I., Ntaflós, T. (2013): *Lithos*, 180–181, 43–57.
 Harangi Sz., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Wetztergom, V., Metwaly, M., Gribovszki, K. (2015a): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 290, 82–96.

Harangi Sz., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, A., Molnár, M. (2015b): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 301, 66–80.
 Jankovics M.É., Kiss, B., Harangi Sz., Vinkler A.P., Seghedi, I., Ntaflós, T., Hauzenberger, C.A., Mason, P.R.D. (bírálattal): *Lithos*
 Karátson D., Telbisz, T., Harangi Sz., Magyari E., Dunkl, I., Kiss, B., Jánosi Cs., Veres, D., Braun, M., Fodor, E., Bíró, T., Kósik, S. Von Eynatten, H., Lin, D. (2013): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 255, 43–56.
 Karátson D., Wulf, S., Veres, D., Magyari, E., Gertisser, R., Timár, Gábor A., Novothny, A., Telbisz, T., Szalai, Z., Anechitei-Deacu, V., Appelt, O., Bormann, M., Jánosi Cs., Hubay, K., Schabitz, F. (2016): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 319, 29–51.
 Kis, B., Ionescu, A., Cardellini, C., Harangi, Sz., Baciu, C., Caracausi, A., Viveiros, F. (2017): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, in press
 Kiss, B., Harangi, Sz., Ntaflós, T., Mason, P., Pál-Molnár, E. (2014): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 1–27.
 Magyari E.K., Buczkó, K., Jakab, G., Braun, M., Pál, Z., Karátson, D. (2009): *Hydrobiologia* 631, 29–63.
 Magyari E.K., Veres, D., Wennrich, V., Wagner, B., Braun, M., Jakab, G., Karátson, D., Pál, Z., Ferenczy, Gy., St-Onge, G., Rethermeyer, J., Francois J.P., Reumont von F., Schabitz, F. (2014): *Quat. Sci. Rev.*, 106, 278–298.
 Mason P.R.D., Downes, H., Thirlwall, M.F., Seghedi, I., Szakács, A., Lowry, D., Matthey, D. (1996): *J. Petrol.*, 37, 927–959.
 Molnár, K., Dunkl, I., Harangi Sz., Lukács, R. (2017): *Földtani Közlemény*, 147, in press
 Molnár, K., Lukács, R., Harangi Sz., Dunkl, I., Schmitt, A.K., Kiss, B., Garamhegyi, T., Seghedi, I. (bírálattal): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*
 Moriya, I., Okuno, M., Nakamura, T., Ono, K., Szakács, A., Seghedi, I. (1995): *Sum. Res. AMS Nagoya Univ.*, 6, 82–91.
 Moriya, I., Okuno, M., Nakamura, T., Szakács, A., Seghedi, I. (1996): *Sum. Res. AMS Nagoya Univ.*, 7, 255–257.
 Popa, M., Radulian, M., Szakács, A., Seghedi, I., Zaharia, B. (2012): *Pure Applied Geophys.*, 169, 1557–1573.
 Seghedi, I., Szakács, A., Udrescu, C., Stoian, M., Grabari, G. (1987): *Dari S. Sed. Inst. Geol. Geofiz.* 72–73, 381–397.
 Szakács, A., Seghedi, I. (1989): *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/1, 175–180.
 Szakács, A., Seghedi, I. (2013): *Environ. Engin. Manag. J.* 12, 125–135.
 Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z. (1993): *Rev. Roum. Géol.* 37: 21–36
 Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z. (2002): *Geol. Carp. Special Issue*, 53, 193–194.
 Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z., Mirea, V. (2015): *Bull. Volcanol.*, 77, 1–19.
 Vaselli, O., Minissale, A., Tassi, F., Magro, G., Seghedi, I., Ioane, D., Szakács, A. (2002): *Chem. Geol.*, 182, 637–654.
 Vinkler, A.P., Harangi Sz., Ntaflós, T., Szakács, A. (2007): *Földtani Közlemény*, 137, 103–128.
 Wulf, S., Fedorowicz, S., Veres, D., Lanczont, M., Karátson, D., Gertisser, R., Bormann, M., Magyari, E., Appelt, O., Hambach, U., Gozhyk, P.F. (2016): *J. Quater. Sci.*, 31, 565–576.

MAGMAKEVEREDÉS ÉS ELEGYEDÉS NYOMAI A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUMBAN

Heincz Adrián¹, Pál-Molnár Elemér^{1,2}, Kiss Balázs^{1,2}, Batki Anikó^{1,2}, Almási Enikő Eszter¹

¹ SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: heinczadrian@gmail.com

1. Bevezetés és kutatástörténet

A magmás differenciáció megértéséhez nélkülözhetetlen a magmatározókban lejátszódó folyamatok ismerete (asszimiláció, kristályosodás, magma keveredés stb.), amelyek eredményeképpen különböző kőzetek és szerkezetek jöhetnek létre. Az olvadási és szegregációs folyamatokat követően létrejövő magmacsomagok áramlásuk során a litoszférában található sűrűségi határok mentén általában elakadnak és magmatározó rendszereket hoznak létre. A plutonok in situ betekintést engednek ezen rendszerekbe, ugyanis a felszínre került fosszilis magmatározókként értelmezhetjük őket. A Ditrói alkáli masszívum is egy ilyen fosszilis magmatározó rendszert képviselhet, amelynek révén további ismereteket szerezhetünk a magmatározó folyamatokról.

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 (Săndulescu, 1984; Kräutner, Bindea, 1995; Pál-Molnár, 2010a). Szerkezetileg a Bukovinai takaróhoz tartozik és a takaró metamorf kőzeteivel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben (Pál-Molnár, 1994a, b, c). Keletkezése a K-Ar, Ar-Ar, valamint U-Pb radiometrikus koradatok alapján ladini-nóri ($237,4 \pm 9,1$ – $217,6 \pm 8,3$ millió év) (Pál-Molnár, 2000; Dallmeyer et al., 1997; Pană et al., 2000).

A DAM vizsgálata során számos szerző utalt már munkájában a területen fellelhető szerkezetekről és azok lehetséges kialakulásáról, melyek közül két kutató eredményei kiemelendők. Morogan et al. (2000) az Orotva völgy Ny-i részén változó méretű, egyenetlen, megnyúlt határokkal rendelkező, kerek és lencseszerű, olykor „pillow” formában megjelenő szerkezeteket írtak le, melyek alkáligabbro – kvarcszienit és az alkáldiorit – kvarcszienit közötti keveredés és elegyedés eredményei.

Pál-Molnár (1998, 2000) munkáiban megállapította geokémiai adatok alapján, hogy a dioritok rokonságot mutatnak a kumulátum kőzetekkel, valamint kevert eredetet is jeleznek. A dioritok kialakulását a kumulátumkőzetek (hornblenditek) és a szienitek keveredési szélső tagjaiból vezeti le. A keveredés három esetét említi: 1. „injekciós határzóna” –, ahol az olvadék (szienit) erek formájában, parciális beolvasztás nélkül, átjárja a mellékkőzetet (kumulátumok) és éles határfelületű keveredési

szerkezeteket hoz létre; 2. „injekciós határzóna részleges beolvasztással” –, ahol az olvadék több-kevesebb részt beolvaszt a mellékkőzetből, ezáltal lekerekített, határvonalukban kevésbé éles keveredési zárványok jönnek létre; 3. „permeációs határzóna” –, amely esetben a részleges „beolvasztás” (elegyedés) történik, a határzónák elmosódnak és eutaxitos, valamint ataxitos szerkezetek alakulnak ki. A Tarnița Komplexumban található meladioritokat, dioritokat és leukodioritokat a különböző fokozatú keveredési és elegyedési folyamatok végtermékeiként értelmezi.

A korábbi adatok (Batki et al., 2004; 2014; Pál-Molnár et al., 2015a, b) és a szakirodalmak, valamint a kutatást képező terület feltárásaiban látható makroszkópos bélyegek alapján feltételezhető a különböző fizikai és kémiai tulajdonságokkal rendelkező magmák közötti kölcsönhatás, melyet a szakirodalom *magma mingling* (magmakeveredés) és *magma mixing* (magma-elegyedés) néven említi (Dingwell 2009; Frost, Mahood, 1987). A magmakeveredési és magmaelegyedési folyamatok általában együtt jelennek meg. Ennek a tanulmánynak a célja a magmatározóban lejátszódó folyamatoknak a feltárása és értelmezése a Ditrói alkáli masszívumban, makroszkópos és mikroszkópos vizsgálatokkal, illetve nemzetközi szakirodalmi analógiákkal.

2. Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek, a feltárás leírása

A mintagyűjtés az Orotva-patak és a Felső Pietrăriei-patak összefolyásánál, egy mesterségesen kialakított, 3×3 m széles és 7 m magas kivágott tömb után visszamaradt, ~60 m² felületű sík falból történt. A mintavételezéshez nagy teljesítményű akkumulátoros fűrőt használtunk, melyre egy egyedi igényekhez gyártott, 2,5 cm külső átmérőjű, gyémántberakásos koronafűrőt helyeztünk fel. A koronafűrő maximálisan 5 cm mélységig képes behatolni a kőzetbe. Az így gyűjtött minták átlagosan 3,5 cm hosszú, 2 cm átmérőjű hengerek.

A Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén a 14 darab reprezentatív mintából vékonycsiszolatokat készítettünk és ezek mikroszkópos vizsgálatát és értelmezését Brunel SP-300-P polarizációs mikroszkóppal végeztük el. A csiszolatok modális ásványos összetételét a Quantum GIS 2.14.0 térinformatikai program segítségével határoztuk meg.



1. ábra – A Tarnița Komplexum mesterséges feltárása az Orotva-patak és a Felső Pietrăriei-patak összefolyásánál

A falban megjelenő világosszürke irányított szövetű befogadó kőzetben finomabb szemcsés, sötétszürke cm-dm-es lencse alakú mafikus zárványok figyelhetők meg. A feltárt fal alsó és felső szakaszán akár 2 méter vastagságban a lencsék tömegesen feldúsulnak. A fal középső részén eloszlásuk ritkás, a lencsesorok olykor önállóan „úsznak” a szürke, irányított szövetű kőzetben (1. ábra).

3. Petrográfia

A feltárásban két nagyobb egység különíthető el: a fő tömeget képviselő szürke színű, irányított szövetű kőzet 2 szöveti típussal és az ebben megjelenő változó méretű és formájú sötét és világos lencsék és zárványok (5 különböző típus). A befogadó

kőzet (*host rock*) és az abban található zárványok szövete minden esetben fanerokristályos, holokristályos, hipidiomorf. A felzikus kőzetzárványtól eltekintve mindegyik szövete irányított. A fő kőzetalkotó ásványok: amfibol, piroxén, biotit, plagioklász földpát, ritkán káliföldpát és kalcit. Járulékos elegyrészként nagy mennyiségben titanit és opak ásványok, illetve kis mennyiségben apatit megjelenése jellemző.

Másodlagos ásványfázisok: az amfibol és plagioklász földpát rovására kialakuló epidot, az amfibol és biotit rovására kialakuló klorit, illetve az amfibol rovására kialakuló másodlagos biotit és titanit.

A kőzetszöveti és ásványos összetételi tulajdonságok alapján a következő kőzetek különíthetők el:

Befogadó kőzet (*host rock*):

- szürke színű, közép szemcsés, irányított szövetű kőzet – mezo-krata diorit,
- szürke színű, durva szemcsés, irányított szövetű kőzet – mezo-krata diorit.

Zárványok (*enclaves, inclusions*):

- felzikus kőzetzárvány – hololeukokrata diorit,
- mafikus lencse alakú zárvány – mezo-krata diorit,
- földpát aggregátumos lencse alakú zárvány – mezo-krata diorit,
- sötétszürke, földpát aggregátumokat tartalmazó, mafikus lencse alakú zárvány – melanokrata diorit,
- fekete színű, ultramafikus lencse alakú zárvány – piroxénhornblendit.

4. Magmakeveredési és magmaelegyedési makro- és mikroszövetek

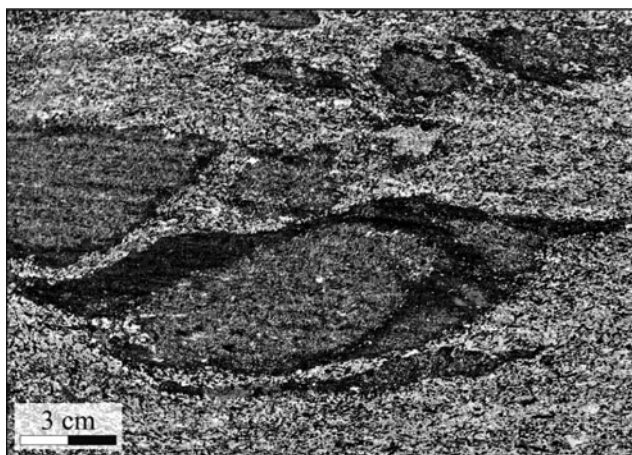
Magmakeveredésről (*mingling*) akkor beszélünk, ha két eltérő kémiai összetételű magma a keveredés során nem alakít ki homogén köztes magmát (Frost, Mahood, 1987). Keveredés esetén a magmák „együtt mozognak, miközben megtartják egyedi tulajdonságaikat” (Michel et al., 2016), vagyis heterogén keverék jön létre, amelyben „különálló” csomagok formájában jelennek meg a keveredő szélső tagok.

A magmakeveredés gyakran eredményez finomszemcsés lencskéket, amelyeket az angol nyelvű szakirodalom „*mafic magmatic enclave*” vagy „*mafic microgranular enclave*” (MME) (mafikus magmás enklávé vagy mafikus finomszemcsés enklávé) néven említi (Campos et al., 2002; Michel et al., 2016). Ezek a lencsék általában sötétebb színűek (mafikusabbak), mint a befogadó kőzet (2. ábra).

A feltárásban látható szerkezetek egymással és a befogadó kőzet irányítottságával közel párhuzamosak. Ezt a szerkezeti és szöveti irányítottságot az intenzíven áramló magma alakítja ki (Campos et al., 2002; Ma et al., 2017).

Majdnem minden keveredési zárvány körül látható egy még mafikusabb perem, amely változó szélességben veszi körül ezeket a lencse formájú keveredési zárványokat (2. ábra). A szerkezet nem más, mint két magma közötti nagy hőmérsékletkülönbségből adódó (Frost, Mahood 1987; McCulloch, 2007), dermedési folyamathoz (*quenching*) köthető „megfagyott” perem (*chill margin*) (Campos et al. 2002, Wiebe et al. 2001, Weidendorfer et al. 2014).

A feltárásban számos helyen láthatók sötét színű, elnyúlt sávok – úgynevezett „slírek” –, amelyek vagy a lencse alakú keveredési zárványok közelében, vagy azokhoz kapcsolódva figyelhetők



2. ábra – Reprezentatív fénykép a feltárásban megjelenő lencséről

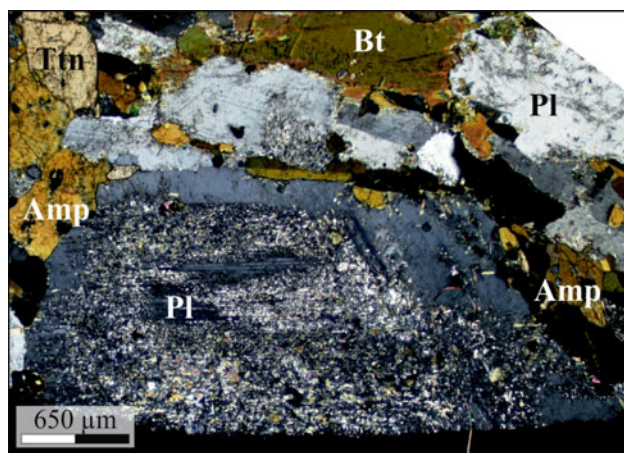
meg (Ma et al., 2017). A slírek megjelenését az azt alkotó ásványok gyengébb reológiájára vezették vissza (Farner et al., 2014).

Frost és Mahood (1987) az elegyedést két eltérő kémiai összetételű magma keveredéseként értelmezik, amely során új, homogén hibrid magma jön létre. Az elegyedés eredményét tehát két magma „kombinációjaként” lehet értelmezni (Michel et al., 2016), ahol a létrejövő hibrid magma (vagy magmák) homogének és köztes geokémiai összetételt, valamint a keveredő szélső tagok között lineáris trendet mutatnak (Campos et al., 2002).

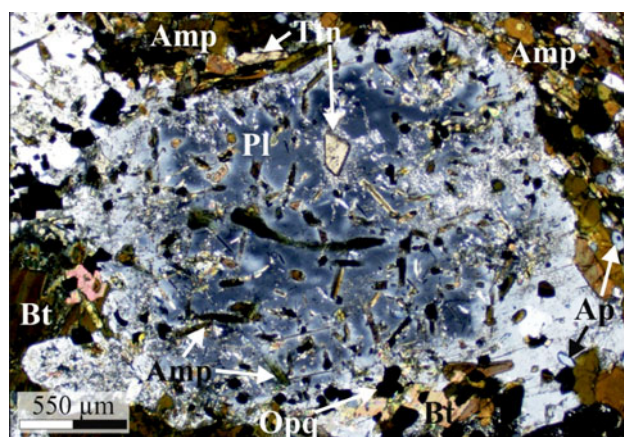
A magmakeveredési folyamatok során számos olyan mikroszöveti bélyeg is kialakul, amely információval szolgál az elegyedésről és keveredésről, illetve a magma vagy magmák fejlődéséről. A mikroszövetek kialakulása szorosabban kapcsolódik a magmaelegyedés folyamatához és a kristályosodás folyamatáról nyújt információt. A megfigyelhető bélyegek elsősorban plagioklász földpát, piroxén és apatit ásványokon jelennek meg és nem-egyensúlyi reakciók eredményezik.

Az elegyedési és keveredési folyamatok legáltalánosabb szöveti bélyege, a különböző szerkezetekben megfigyelhető zónás (lépcsős, oszcilláló, foltos) plagioklász földpát valamelyik típusa (Janoušek et al., 2004; Ma et al., 2017; Michel et al., 2016). A DAM esetében a legtöbb plagioklász majdnem teljesen mállott (ritkább esetben sávosan), de a szemcsék körül látható továbbnövekedés legtöbbször üde (3. ábra). Ezek a változatos zónás megjelenések a kölcsönhatásba lépő magmákhoz köthetők, melyek kialakulásához a fizikai keveredés és az új kémiai környezet is hozzájárul (Ma et al., 2017).

A plagioklászok oikokristályok formájában is megjelennek, melyek két típusba sorolhatók. Az egyik típus esetén az oikokristályokban lévő chadakristály zárványok (amfibol, titanit, opak) méretében nem fedezhető fel jelentős változás a magtól kifelé haladva (4. ábra). Ez arra utal, hogy a zárvány ásványok kristályosodása megelőzte a plagioklász földpátok kialakulását, majd a plagioklászok körbenőtték azokat (Shelley, 1992). A kialakulásuknak másik oka a többszörös helyi újrafűtés is lehet, amelyet a mindig újonnan benyomuló magma idéz elő a magmátározóban. A „dermedési folyamat” (*quenching*) alatt ugyanis finomszemcsés ásványok jelennek meg a lencse alakú keveredési zárványokban, amelyeket később lassan növekedő plagioklász nő körbe (Ma et al., 2017). Ezeknek a plagioklászoknak a magi (belső) részei teljesen vagy foltosan mállottak, peremükön pedig



3. ábra – Foltos zónás plagioklász a szürke színű, durvaszemcsés, irányított szövetű kőzetben (+N); Amp – amfibol, Bt – biotit, Pl – plagioklász, Ttn – titanit



4. ábra – Azonos méretű chadakristályok plagioklász oikokristályban a sötétszürke, földpáttaggregátumokat tartalmazó, mafikus lencse alakú zárványban (+N); Amp – amfibol, Ap – apatit, Bt – biotit, Opq – opak, Pl – plagioklász, Ttn – titanit

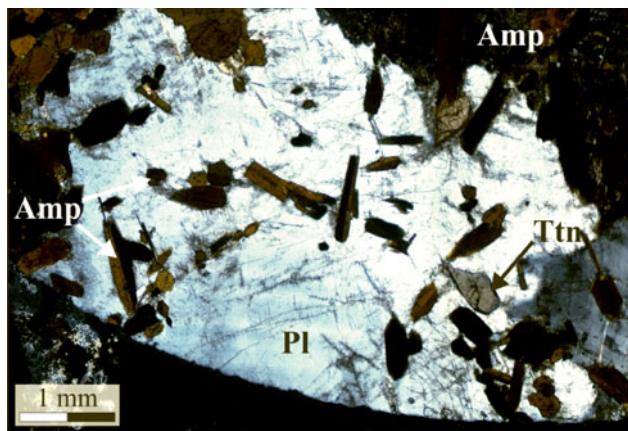
üde továbbnövekedés figyelhető meg. Ezek az oikokristályok gyakran képeznek aggregátumokat.

A plagioklász oikokristályok másik típusára a chadakristályok (amfibol, titanit, opak, illetve biotit) szemcseméretének – a magtól a perem felé – történő fokozatos növekedése jellemző.

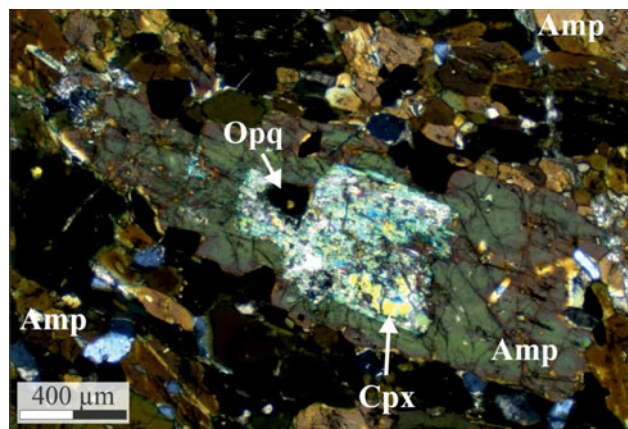
A plagioklászok magja zárványmentes és kerekded. A chadakristályok a kerek maggal párhuzamosan jelennek meg, majd a magtól távolodva orientálatlanok (5. ábra). Valószínű, hogy a korábban kikristályosodott plagioklászok új geokémiai környezetbe kerültek és visszaoldódtak. Amikor a magma ismét elérte a plagioklász stabilitási tartományát, folytatódott a kristályosodás és a továbbnövekedés a körülötte lévő kőzetalkotókkal egy időben ment végbe (Michel et al., 2016).

A nagyobb méretű plagioklászokon visszaoldódási (leke-rekített és/vagy öblös szélű) nyomok figyelhetők meg. A visszaoldódás a kristályosodási körülmények megváltozására utal (Janoušek et al., 2004; McCulloch, 2007; Valesco-Tapia et al., 2013; Weidendorfer et al., 2014).

A mafikus lencse körül kialakuló peremben sporadikusan idiomorf piroxének jelennek meg, amelyeket amfibol-köpeny vesz körül (6. ábra). Ez az eltérő kémiai összetételnek és a kényszerített gyors hűlésnek köszönhető (Gordon, 2002; Ma et al., 2017).

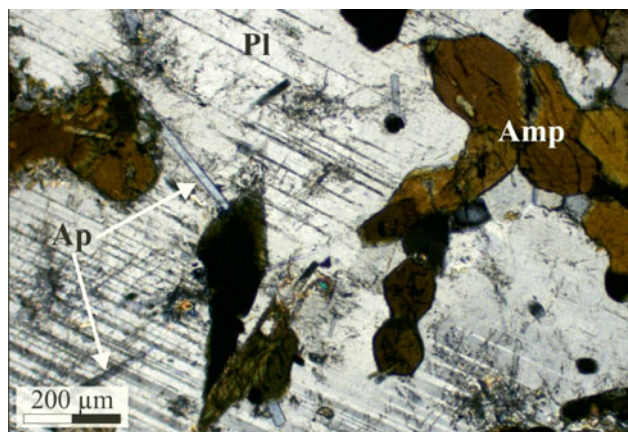


5. ábra – Zárvány-gazdag plagioklász zárvány-mentes maggal földpát-aggregátumos lencse alakú zárványban (+N); Amp - amfibol, Pl - plagioklász; Ttn - titanit



6. ábra – Piroxén, amfibol köpennyel a mafikus peremben (+N); Amp – amfibol, Cpx – klinopiroxén, Opq – opak

A dermedési (*quenching*) folyamat során a hirtelen bekövetkező hőmérsékletváltozás kikényszeríti az ásványok kiválását, kevés időt hagyva a kristályosodásra. A dermedési folyamat tipikus bélyege a földpátokban megjelenő tűs habitusú apatit (**7. ábra**) (Baxter, Feely, 2002; Frost, Mahood, 1987; Hibbard, 1991; Janoušek et al., 2000; Ma et al., 2017; Michel et al., 2016; Perugini et al., 2003; Willie et al., 1962).



7. ábra – Tűs apatit zárványok plagioklászban a földpát-aggregátumos lencse alakú zárványban (+N); Amp – amfibol, Ap – apatit, Pl – plagioklász

6. Konklúzió

A vizsgált feltárásban megjelenő szerkezeti és szöveti bélyegek alátámasztják a magmakeveredés (mingling) folyamat meglétét a Ditrői alkáli masszívumban. A kőzetalkotó ásványokon megfigyelhető mikroszvöeti jegyek utalnak a magmaelegyedés (mixing) jelenlétére, azonban további geokémiai vizsgálatok szükségesek a biztos igazoláshoz.

Ez a tanulmány hasznos lehet hasonló szerkezetek és a DAM magmatározójában lejátszódó folyamatok megértéséhez.

Irodalomjegyzék

- Bagdasarian, G.P., (1972): Studii și Cercetări Geologie, Geofizică, Geografie, 17/1, 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.
- Baxter, S., Feely, M. 2002: Mineralogy and Petrology, 76, 63–74.
- Campos, T.F.C., Neiva, A.M.R., Nardi, L.V.S. (2002): Lithos, 64, 131–153.
- Dallmeyer, R.D., Kräutner, H., Neubauer, F. (1997): Geologica Carpathica, 48/6, 347–352.
- Dingwell, D.B. (2009): Elsevier, 420.
- Farner, M.J., Lee, C.A., Putirka, K.D. (2014): Earth and Planetary Science Letters, 393, 49–59.
- Frost, T.P., Mahood, G.A. (1987): Geological Society of America Bulletin, 99, 272–291.
- Gordon, A. (2002): 15th Keck Symposium, 15, 1–4.
- Hibbard, M.J. (1991): Elsevier, 431–444.
- Janoušek, V., Bowes, D.R., Braithwaite, C.J.R., Rogers, G. (2000): Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 91, 15–26.
- Janoušek, V., Braithwaite, C.J.R., Bowes, D.R., Gerdes, A. (2004): Lithos, 78, 67–99.
- Kräutner, H.G., Bindea, G. (1995): Romanian Journal of Mineralogy, 77/3, 1–44.
- Ma, X., Meert, J.G., Xu, Z., Zhao, Z. (2017): Lithos, 278–281, 126–139.
- McCulloch, L. (2007): Texas Tech University, 1–83.
- Michel, L., Wenzel, T., Markl, G. (2016): International Journal of Earth Science, DOI: 10.1007/s00531-016-1363-7
- Morgan, V., Upton, B.G.J., Fitton, J.G. (2000): Mineralogy and Petrology, 69, 227–265.
- Pană, D., Balintoni, I., Heaman L. (2000): Studia Universitatis Babeș-Bolyai, 45/1, 79–89.
- Pál-Molnár, E. (1994a): A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai, 85.
- Pál-Molnár, E. (1994b): Szegedi Akadémiai Bizottság, Föld- és Környezettudományi Szakbizottság, 52.
- Pál-Molnár, E. (1994c): Acta Mineralogica– Petrographica, 35, 95–109.
- Pál-Molnár, E. (1998): JATE, 219 p.
- Pál-Molnár, E. (2000): University of Szeged, 172 p.
- Pál-Molnár, E. (2010a): Csík County Nature and Conservation Society, 33–43.
- Pál-Molnár, E. (2010b): Csík County Nature and Conservation Society, 63–88.
- Pál-Molnár, E., Árva-Sós, E. (1995): Acta Mineralogica– Petrographica, 36, 101–116.
- Pál-Molnár, E., Batki, A., Ödri, Á., Kiss, B., Almási, E. (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): Lithos, 239, 1–18.

- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G. (2003): Mineralogy and Petrology, 78, 173–200.
- Săndulescu, M. (1984): Editura Technică, 336 p.
- Shelley, D. (1992): Springer, 445 p.
- Valesco-Tapia, F., Rodríguez-Saavedra, P., Márquez, A., Navarro de León, I., De Ignacio, C., Marroquín Guerra, G., Quintanilla-Garza, J., Rangel-Álvarez (2013): Journal of Iberian Geology, 39, 147–166.
- Weidendorfer, D., Mattsson, H.B., Ulmer, P. (2014): Journal of Petrology, 55/9, 1865–1903.
- Wiebe, R.A., Frey, H., Hawkins, D.P. (2001): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 107, 171–184.
- Wyllie, P.K., Cox, K.G., Biggar, M.G. (1962): Journal of Petrology, 3/2, 238–243.

AZ ETNA MŰKÖDÉSE 2017 ÁPRILISÁBAN

Heincz Adrián¹, Molnár Kata², Szemerédi Máté¹

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

² ELTE, Kőzet-Geokémiai Tanszék, Budapest
e-mail: szemeredi.mate@gmail.com

1. Bevezetés

A Szicília szigetén található Etna Európa legaktívabb tűzhányója. A vulkán működése geotektonikailag a lón-mikrolemez (Núbia/Afrika) szubdukciójához és a Tirrén-mikrolemez extenziójához kötődik (Behncke, 2001). Az Etna aktivitásának első fázisa kb. 500.000 éve kezdődött, míg a legutolsó fázis 60.000 év óta folyamatosan tart (Tanguy et al, 1997). A felépült 3330 m magas sztratóvulkán csúcsrégiójában jelenleg 5 aktív kráter található: az Északkeleti-kráter, a Voragine, a Bocca Nuova, a Délkeleti-kráter és az Új Délkeleti-kráter. Emellett a vulkán lejtőjén körülbelül 350 db parazitakráter helyezkedik el. Az Etna kitöréséhez kapcsolódó kőzettípusok bázisos/mafikus összetételűek, elsősorban trachibazalt/tefrit, bazanit, trachandezit/bazaltos trachandezit, valamint bazalt/pikrobazalt található a területen. A történelmi időkben változatos működés jellemezte a tűzhányót, a csendes lávafolyásoktól kezdve a Vulcanói-típusú kitöréseken keresztül a Pliniusi-típusú működések is előfordultak (GVP/Global Volcanism Program).

2. Az Etna működése napjainkban

Napjainkban az Etna csúcsrégiójában közel folyamatos az aktivitás lávafolyások és enyhe Stromboli-típusú robbanások formájában. A 2017. évi aktivitást tekintve kiemelkedő az áprilisi

hónap, lávafolyásokkal és Stromboli-típusú kitörésekkel kísérve a működést. Ebben az aktív időszakban vettünk részt tanulmányutunkon a szegedi „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport szervezésében. Terepi megfigyeléseink egyrészt az április közepén keletkezett, hűlőben lévő lávafolyás szerkezetére, valamint az ottjártunkkor (2017. 04. 27.) éppen zajló kitörésekre (lávafolyások és Stromboli-típusú kitörések) fókuszáltak (1. és 2. ábra).



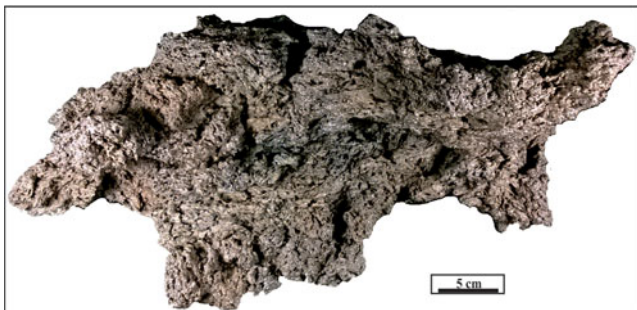
1. ábra – Az Etna 2017. április 27-i kitörése a hűlőben lévő lávafolyás tetejéről (Fotó: Molnár Kata)



2. ábra – Stromboli-típusú robbanás és lávafolyás az Etnán 2017. április 27-én (Fotó: Pál-Molnár Elemér)

3. Terepi megfigyeléseink

Az április 17-i, az Új Délkeleti-kráterből indult aa-típusú lávafolyás a tűzhányó DK-i lejtőjén kb. 2100 m tengerszint feletti magasságig ért le. A lávafolyás centrális zónájában a vertikális hőtranszport még érzékelhető volt, amelyet a környezetünkben frissen megolvadt, égett gumi szaga és nyoma egyaránt



3. ábra – Az Etna 2017. április 17-i lávafolyásának terméke (Fotó: Heincz Adrián)

bizonyított. A durva felszínű, sötét színű (bázisos), egymáshoz ütődve üvegesen csengő kőzetdarabok 4–5 m magas falat képeztek. Hólyagüreges és tömöttebb szerkezetű salakdarabok egyaránt megfigyelhetők voltak a folyási egységben (**3. ábra**). Április 27-én a közel egész napos működés magába foglalt egy

néhány órás, heves Stromboli-típusú kitöréssorozatot, illetve a vulkán ÉK-i lejtőjén egy kiemelten nagy kiterjedésű, míg a DK-i lejtőjén egy kisebb intenzitású lávafolyamot. A Stromboli-típusú kitörések megközelítőleg 20 percenként követték egymást kb. 5 perces aktivitással. A működés paroxizmusa a kitörés utolsó fázisában volt tapasztalható.

4. Összegzés, jövőbeli tervek

Az aktív vulkánok megfigyelése kiemelt jelentőségű valamennyi vulkanológiával foglalkozó szakember számára. Erre a vulkanológia hazánkhoz legközelebb elhelyezkedő természetes laboratóriuma az Etna, amely több kitöréstípust is bemutat. Tanulmányutunk egyrészt a vulkáni működésről nyújtott számunkra megfigyelési lehetőségeket, másrészt a terepről származó friss kitörési termékeket petrográfiai és geokémiai vizsgálatoknak vetettük alá. A vizsgálatok összegzése és eredményeink közzététele folyamatban van.

Irodalomjegyzék

- Behncke, B. (2001): In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds): Kluwer Academic Publishers, Dordrecht-Boston-London, 105–120 (Etna: 111–113).
Tanguy, J-C., Condomines, M., Kieffer, G. (1997): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 75/3–4, 221–250.
GVP/Global Volcanism Program: <http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=211060>

MEDDIG MARADHAT KONSZOLIDÁLATLAN ÁLLAPOTBAN MÉLYTENGERI MÉSZISZAP? PEPERIT KÉPZŐDÉS A MECSEKI KORA-KRÉTÁBAN

Jáger Viktor¹, Benkó Zsolt²

¹ PTE TTK Földtani és Meteorológiai Tanszék; Szentágotthai János Kutatóközpont Analitikai Kémia és Geoanalitika Kutatócsoport, Pécs

²MTA Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen
email: jagerviktor78@gmail.com

1. Bevezetés

Még ma is igen megosztó Nagy (1986) cikke a mecseki felső-jura–alsó-kréta üledékes képződményekből leírt reverz reszementációs modelljét tekintve, mely pár szakember számára nehezen érthető vagy fogadható el. Ennek az az oka, hogy Nagy (1986) modellje szerint a mecseki oxfordi-hauterivi periódusban a tenger alatti anyagáthalmazódás (újraüledékesedés) végig jellemző volt, ráadásul az áthalmazások bonyolultan kombinálódtak, néha egyetlen mintában 5 különböző keletkezési idejű képződményt talált, sőt több esetben leírta fiatalabb képződmény idősebbe való ágyazódását (reverz-reszementáció). A Kelet-Mecsek egészét érintő több mint húsz éves vizsgálatai alapján arra a következtetésre jutott, hogy a mészszip tartósan megmaradhatott konszolidálatlan állapotban, akár 30 millió évig is. Noha a reverz reszementációs modell még ma is valóban újszerűnek hat, a szakirodalomban találunk példákat arra nézve, hogy laza, konszolidálatlan mészszip-állapot fennmaradhat tartósan akár több tíz-húsz millió évig is (McNeely, 1973; Murdmaa et al., 1980; Leckie et al., 1993; Dutton et al., 2005; Bohaty et al., 2009; Ando et al., 2011; Slotnick et al., 2015).

2. Az Iharos-kúti szelvény (K-Mecsek, Magyaregregy)

A Várvölgyi Iharos-kúttal szemközt domboldalon, a Somosi-patak és a Várvölgyi patak találkozásánál lévő Földtani ismertető-táblánál vörös, tűzköves oxfordi mészkő (*Fonyászi Mészkő Formáció*) és zöldesszürke kimmeridgei mészkő (*Kisújbányai Mészkő Formáció*) tárul fel (Nagy, 1986). A zöldesszínű mészkőben 100 cm-től több cm-es nagyságig találhatóak bazalt fragmentumok, melyek túlnyomó többsége erősen hólyagüreges, üveges megjelenésű. A hólyagüregeket kalcit és klorit tölti ki. A kalcittal kitöltött hólyagüregek sok helyen egymásba is nyílnak. A kisebb bazaltos klasztok tagolt, éles-tarajú hólyagüreges szemcsék, hólyagüreg-fal töredékek, palagonitosodott üvegszilánkok és kalcithólyagüreges üvegszilánkok. A magmás kőzetdaraboknak a zöld-színű mészkővel való érintkezése mentén a mészkő vékony sávban kifehéredett. Némely részén a mészkőnek a laza mészszipba nyomuló bazalt áramló mozgására utaló szövet látható (1. ábra), mely fluidális peperitnek minősíthető. A zöld színű mészkőben a karbonátos anyag szintén kaotikus áramlási jellege figyelhető



1. ábra – Peperit és hidraulikus breccsa. Piros nyíl: alsó-kréta alkálibazalt; kék nyíl: kimmeridge-i mészkő; sárga nyíl: oxfordi mészkő. K-Mecsek, Vár-völgy, Iharos-kút. Méretarány: 6 mm

meg. Érdekes módon a vörös színű mészkőben nem található a bazalttal való keveredésre utaló semmilyen nyom, ehelyett hidraulikus breccsásodás jellemző rá (1. ábra), vagyis a benyomuláskor ez a kőzet már litifikálódott. Az összeilleszthető textúrájú hidraulikus breccsa kötőanyaga a vörös mészkőbe nyomuló zöldes színű mészkő, mely helyenként át is kristályosodott. A zöld színű (kimmeridgei) mészkő a bazalt benyomulásakor való plasztikusságából, konszolidálatlan és magas porusvíztartalmú jellegéből fakadóan fluidizálódott, amit a kőzetben megfigyelhető áramlási textúrák is bizonyítanak. Az erősödő zöld szín a bazaltos benyomulás környezetére jellemző, távolabb ez a mészkő inkább szürke árnyalatú.

A zöld mészkő egyes részeit tulajdonképpen fluidális breccsa hálózta be. A fluidizáció hatására a klasztok irányítottá válnak és hossztengegyükkel a folyásirányban állnak be. Több esetben találhatóak ezekben a fluidizált csatornában akár pár cm-es, sokszor fekete tűzkő klasztok is, melyek feltehetően a ridegebb kimmeridgei mészkőből származnak. A mészkő tehát blokkokra esik szét, ahol a blokkok között peperit és fluidális breccsa található, 10-20 cm széles sávokból felépülő háló formájában. A zöld mészkő belsejében viszont nem találhatóak sem üledékes, sem magmás eredetű klasztok, ami arra utal, hogy csak bizonyos részei fluidizálódtak a bazaltos érintkezés során. Az oxfordi-kimmeridgei mészkő hidraulikus breccsásodása az Iharos-kúttal szemközt hegytetőn is megfigyelhető,

valamint a Kisújványi Miske-tető kisebb feltárásaiban előforduló felső-jura és alsó-kréta kőzetekben is. A feltárás korábbi publikációban is szerepelt (Harangi, 1988), ahol a szerző az alkáli bazaltnak tenger alatti lepusztulásával és törmelékfolyásba jutásával magyarázta a bazalt és jura mészkövek keveredését, bár néhány minta vizsgálata során a mészszipapnak még félig olvadáskénti bazalttal való keveredését is valószínűsítette. Harangi (1988) a feltárás rajzán és ábramagyarázójában a vulkanoklasztos mészkő mellett és alatt lávabreccsát és hialoklasztitot jelölt, ami az azóta eltelt 29 év alatt sajnos már fedett állapotban van így nem tanulmányozható, viszont ez a leírás a jelen dolgozatban tárgyalt szöveti megfigyelésekkel alátámasztott peperitesedési modellt valamint szingenetikus létrejött hidraulikus breccsaképződést és fluidális breccsa képződését megerősíti.

3. A kalcithólyagüreges bazalt K-Ar radiometrikus kormeghatározása izotóphigításos és Cassinol-Gillot módszerrel

K-Ar radiometrikus kormeghatározást 2 üde minta teljes kőzet mintáján végeztünk „hagyományos” izotóphigításos, valamint Cassinol-Gillot módszerrel (Cassinol és Gillot, 1982). Ez utóbbi módszer bevezetését az Atommagkutató Intézetbe telepített MAP-215 típusú nemesgáz tömegspektrométer tette lehetővé (Benkó et al., 2017). A Cassinol-Gillot módszer és az új berendezés használata segítségével az Ar bedúsulását (a radiogén bomlás során képződő argon és az atmoszférikus eredetű argon aránya) és ezáltal a kormeghatározás hibáját lehetett jelentősen csökkenteni. A Cassinol-Gillot módszer további előnyei és hátrányai idős kőzetek esetében Odin, 1982; Gillot és Cornette, 1986 és Benkó et al., 2017 publikációiban találhatók részletesen.

A mért radiometrikus korok (1. táblázat) jó egyezést mutatnak Harangi és Árváné (1993), a Mecsek hegység különböző kréta bazalt előfordulásain izotóphigításos K-Ar módszerrel mért korábbi 114–134 millió év közötti koradataival.

Köszönhetően a Cassinol-Gillot módszernek a 8775-ös számú mintán a radiogén (a mintában K-ból bomló) Ar bedúsulása 30%-al magasabbnak adódott. A ^{38}Ar -a történő izotóphigítás

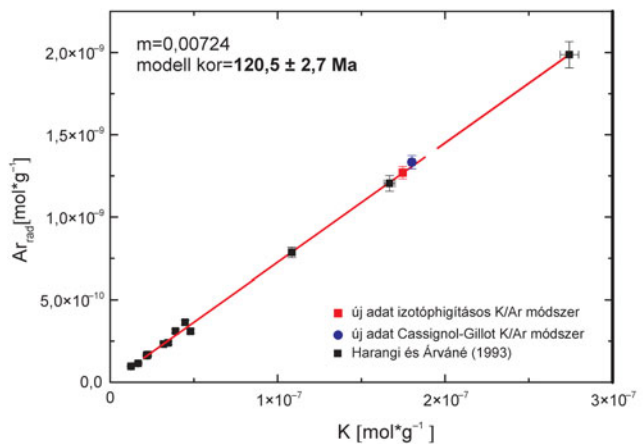
1. táblázat – A kalcithólyagüreges bazaltban különböző módszerekkel mért K-Ar radiometrikus korok

| Kormeghatározási módszer | Mintakód | Ásvány/kőzet | K [%] | A_{rad} [ncm ³ /g] | r [$A_{\text{rad}}/A_{\text{tot}}$] | K/Ar kor [millió év] |
|--------------------------|----------|--------------|-------|---|--|-------------------------|
| Izotóphigításos | 8774 | teljes kőzet | 5,853 | 2,85E-05 | 0,72 | 120,93 ± 3,91 |
| Cassinol-Gillot | 8775 | teljes kőzet | 6,036 | 2,99E-05 | 0,94 | 123,18 ± 1,86 |

hibája szintén nem jelenik meg a hibaszámítás során, így a korábban konzervatívan számolt 3–5 millió éves hibákat sikerült 2 millió év alá csökkenteni, ami a mért kor 1,5%-a (1 σ).

A különböző K tartalmú, de közel azonos korú és genetikailag összetartozó bazalt előfordulások korát lehetséges isochron diagramon ábrázolni és az egyenes meredekségéből isochron kort számolni (2. ábra). Harangi és Árváné (1993) koradatai felhasználásával a mecseki kréta bazaltos vulkanizmus isochron kora 120±2,7 millió évesnek adódott.

Az új koradatok tökéletesen illeszkednek a korábbi ada-



2. ábra – A mecseki kréta bazalt előfordulások K-Ar isochron diagramja. m: a pirossal jelölt egyenes meredeksége

tokból szerkesztett isochronra, így a vizsgált bazalt a mecseki kréta vulkanizmus termékének tekinthető. Valószínűsíthető, hogy a korábbi, jelentősen szóró (100–135 millió év), és nagy analitikai hibával megadott koradatok nem a magmás tevékenység 35 millió éves intervallumban történő elhúzódnását jelentik, hanem azok a minták helytől függő átalakultságának vagy mállottságának eredményei. A magmás tevékenység egyes fázisainak legvalószínűbb földtani kora az új adatok felhasználásával számolt K-Ar isochron kor alapján 120±2,7 millió éves időintervallumra szűkíthető.

4. Diskusszió

A peperit és hidraulikus breccsa egyazon képződményben fordul elő. Az 1. ábrán jól látszik, hogy a bazaltbenyomulás során az egyes üledékes rétegek állékonysága eltérő volt. A kisebb porozitású, ridegebb mészkő felbreccsásodott, míg a plasztikusabb és nagyobb pórusvíztartalmú rétegek fluidizálódtak. A feltárásban azonban feltűnt hogy a nagyobb mészkőblokkok belső zónája érintetlen, magmás klasztokat nem tartalmaz, csak a blokkokat 10-20 cm vastagságban körbefolyó fluidizált mészkőben találhatóak magmás eredetű kőzetdarabok. Egyes fluidizált sávok tulajdonképpen fluidális peperitnek tekinthetőek a mészszipap és az éppen kristályosodó és karbonátos hólyagüregekkel gazdagodó magma keveredésének szöveti képe alapján. Azonban a sarkos-szögletes, tarajos, hólyagüreges klasztok, hólyagüreg falmaradványok arra utalnak, hogy a nedves üledék/magma kölcsönhatás egy mélyebbi zónát érintő részen enyhe robbanást produkálhatott ($0,1 < R_s < 1,0$; R_s =nedves üledék/magma arány) (Wohletz, 1983; Wohletz et al, 1995). A kőzetfragmentumok így a kondenzálódott gőzt tartalmazó fluidizált üledékbe kerültek. A fluidizált üledékes mátrixban talált több cm-es sarkos-szögletes, fekete színű tűzkőfragmentum, mely hossz tengelyével a folyásiránynak megfelelően ágyazódott be, szintén a mélyebb zónában bekövetkező erőteljes termális kontaktust és gőzfejlődésből bekövetkező kisebb explóziót valószínűsíti. Az explózió termékei pedig a hirtelen megnövekedett pórusvíznyomású és kondenzált gőzöket is tartalmazó fluidizált üledékes mátrixba kerültek bele. Jamtveit et al. (2004) ugyancsak megfigyelte az intrúzióktól távolabbi, fiatalabb, kevésbé vagy egyáltalán nem konszolidálódott üledékek fluidizációját, és fluidális breccsa létrejöttét.

A kalcitból álló, üdőbb bazaltokból vett minták teljes körűen mért kora egyrészt megerősíti a benyomulás alsó-kréta korát, másrészt a Nagy (1986) által kidolgozott reszsedimentációs modellben leírt tengeri mészsízap tartósságát tekintve szolgáltat újabb bizonyítékot. A kimmeridzei mészsízap-állapot tehát helyenként fennállhatott a kora-kréta magmás benyomulások alatt is (~30 millió évig). A DSDP és IODP-fúrások egyébként ennél az időintervallumnál hosszabb ideig fennálló mészsízap-állapotról is szolgáltatottak információt (McNeely, 1973; Murdmaa és Avdeiko, 1980; Leckie et al., 1993; Dutton et al., 2005; Bohaty et al., 2009; Slotnick et al., 2015). Sőt, McNeely (1973) alapján a Mexikói-öbölben végzett DSDP fúrások cenomán, Ando et al., (2011) alapján pedig a Csendes-óceán északnyugati részén végzett IODP fúrások apti konszolidálatlan állapotú pelágikus mészsízapot is feltártak.

Köszönetnyilvánítás

A radiometrikus kormeghatározás a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj valamint az Európai Unió és Magyarország támogatja az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2.-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban.

Irodalomjegyzék

Ando, A., Littler, K., Woodard, S.C., Herrmann, S., Evans, H.F., Khim, B., Robinson, S.A., Huber, B.T. (2011): AGU Fall Meeting Abstracts. Vol. 1. 2539 p.

Benkő, Zs., Nagy, D., Hegyesi, Gy., Szepesi, J., Jáger, V., Ott, U., Pécskay, Z. (2017): jelen kötet

Bohaty, S. M., Zachos, J. C., Florindo, F., Delaney, M. L. (2009): *Paleoceanography*, 24, 1–16.

Cassignol, C., Gillot, P.Y. (1982): Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. – In: Odin, G.S. (ed): *Numerical dating in stratigraphy*, 159–180.

Dutton, A., K. C Lohmann, R. M. Leckie (2005): *Paleoceanography*, 20, 1–16.

Gillot, P., Cornette, Y. (1986): *Chemical Geology*, 59, 205–222.

Harangi, Sz., (1988): *Acta Mineralogica-Petrographica*, 29, 81–93.

Harangi, Sz., Árváné Sós, E. (1993): *Földtani Közöny*, 123/2, 129–165.

Jamtveit, B., H. Svensen, Y. Y. Podladchikov, and Planke, S. (2004): Breitkreuz, C., Petford, N. (szerk.): *Geol. Soc. Publishing, Bath*. 233–241.

Leckie, R. M., Farnham, C., and Schmidt, M. G. (1993): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 130, 113–136.

Murdmaa, I. Avdeiko, G.P. (1980): *Initial Reports DSDP 55*, 503–505.

Nagy, I. (1986): *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1984 évről*, 591–609.

McNeely, W.B. (1973): *DSDP 26*, 679–695.

Slotnick, B. S., Lauretano, V., Backman, J., Dickens, G. R., Sluijs, A. and Lourens, L. (2015): *Climate of the Past*, 11, 473–493.

Wohletz, K. H., (1983): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 31–63.

Wohletz, K.H., McQueen, R.G., Morrissey, M., (1995): *Intense Multiphase Interactions* (Theofanous, T.G., Akiyama, M. (szerk.), *Proceedings of US (NSF) Japan (JSPS) Joint Seminar*, Santa Barbara, CA, Június 8–13., 287–317.

MONOGENETIKUS BAZALT VULKÁNOKAT TÁPLÁLÓ ÖSSZETETT MAGMÁS RENDSZEREK: A FEKETE-HEGY VULKÁNI KOMPLEXUM PÉLDÁJA

Jankovics M. Éva¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Kiss Balázs¹, Németh Károly³, Ntaflor, Theodoros⁴

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² ELTE Közéttan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Volcanic Risk Solutions, Massey University, Palmerston North, Új-Zéland

⁴ Department für Lithosphärenforschung, Universität Wien, Bécs, Ausztria

e-mail: m.eva.jankovics@gmail.com

A közetalkotó ásványfázisok szövetének, zónásságának és kémiai összetételének elemzése kulcsfontosságú a tűzhányókat tápláló mélybeli magmás rendszerek fejlődésének megismeréséhez. Mivel a magmás környezet, illetve annak változása az ásványok szövetében és kémiai összetételében egyaránt tükröződik, kristálynövekedési sztratiográfiájukban nélkülözhetetlen információt őriznek a petrogenetikai folyamatokról és az azokban résztvevő magmák összetételéről (pl. Streck, 2008). A részletes ásványszintű vizsgálatok segítségével különféle kristálypopulációkat azonosíthatunk, és feltárhatjuk az egyes kristályok, valamint azok különböző részeinek eredetét. Ennek ellenére, az egyedi monogenetikus bazalt vulkáni központokkal foglalkozó részletes tanulmányok általában csak teljes közet geokémiai vizsgálatokon alapulnak, amelyek jelentős összetételbeli változásokat mutattak ki a rétegsorokon keresztül. E kémiai változékonyságot a földképenbeli forrásrégió belüli összetett olvadási és keveredési folyamatokkal, az olvadási körülményekben történt változásokkal vagy a különböző magmacsomagok feláramlás közbeni keveredésével magyarázták (pl. Brenna et al., 2010; McGee et al., 2012).

Jelen munkában egy olyan kutatási szemlélet eredményeit mutatjuk be, amely egyedülálló, közvetlen és részletesebb betekintést nyújt ezen „egyszerű” magmás rendszerek működésébe. Az alkalmazott szemlélet egyrészt figyelembe veszi mindazt, amit a monogenetikus vulkáni működés jellemzőiről ismerünk, másrészt elsősorban a bazaltok részletes ásványszintű elemzésén alapul. A sztratiográfiailag kontrollált mintavételezéssel, majd az egyes kitörési egységeket képviselő kőzetek petrogenetikai vizsgálatával célunk az volt, hogy megismerjük az egymást követően felszínre tört magmacsomagok jellemzőit és fejlődéstörténetét, az egykori kitöréseket tápláló mélybeli magmás rendszer működését és az abban lejátszódott folyamatokat.

A Fekete-hegy vulkáni komplexum a Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület egyik legnagyobb kiterjedésű (>10 km²) és legösszetettebb vulkáni felépítménye. Legalább négy maar vulkán, lávákőzetek és két salakkúp építi fel (pl. Auer et al., 2007). E különböző kitörési egységek jelenléte alapján a komplexum több kitörési esemény során jött létre. A két fő kitörési fázist a maar vulkánokat formáló freatomagmás kitörések és a későbbi magmás robbanásos – effuzív kitörések képviselik.

A freatomagmás kitörési termékekben található juvenilis piroklasztok (szideromelán és tachylit kőzetüvegszilánkok, lapilli és bomba méretű bazaltfragmentumok) rendkívül változatos ásványegységet (olivin + klinopiroxén + ortopiroxén + spinell + amfibol +

plagioklász + kvarc ± csillám) és különféle xenolitokat (peridotit, homokkő, aleurolit, agyagkő) tartalmaznak. A nagy mennyiségű litoszféraköpeny-eredetű xenokristályt a nem-egyensúlyi szövetű olivin, klinopiroxén, ortopiroxén, spinell és amfibol kristályok képviselik. Továbbá, amfibol, klinopiroxén és csillám megakristályok is gyakoriak. Ezzel szemben, a magmás robbanásos – effuzív kitörési egységet képviselő salakok és lávákőzetek jóval egyszerűbbek, mindössze olivin + klinoproxén ± plagioklász porfíros elegyrészeket tartalmaznak.

A freatomagmás kitörési termékekben található magmás eredetű olivin kristályok változatos szöveti és zónássági bélyegeket mutatnak (normál, reverz, összetett, lépcsős, progresszív zónásság), amelyekhez jelentős kristályon belüli kémiai összetételbeli változások társulnak. Emellett, az olivinekben előforduló spinell zárványok szintén nagy kémiai változékonysággal jellemezhetők, amely korrelálható azzal, hogy az egyes spinellek melyik típusú olivinben és azon belül is annak melyik részében találhatók. Az olivinek és spinell zárványaik együttes, nagy felbontású vizsgálata alapján több különböző magmás környezetet detektáltunk, illetve a maar vulkáni kitöréseket tápláló mélybeli magmás rendszer rendkívül összetett fejlődéstörténetére következtetünk, amelyben meghatározó szerepet játszottak a nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatok. Magmafelhalmozódás, raktározódás, frakcionáció, újratöltődések, illetve eltérő fejlettségű és összetételű magmák keveredése zajlott egy magmatározóban, valamint a feláramló magmák sokféle idegen kőzetfragmentumot és kristályt (xenolitokat és xenokristályokat) szakitottak fel a falkőzetekből, amelyek mind a kitörési termékek kevert jellegéhez vezettek. Ezzel ellentétben, a későbbi magmás robbanásos és lávaöntő kitöréseket tápláló magmás rendszer fejlődése jóval egyszerűbb volt, amelynek során csak zárt rendszerű frakcionációs kristályosodás zajlott egy magmafelhalmozódási zónában.

Irodalomjegyzék

- Auer, A., Martin, U., Németh, K. (2007): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159/1–3, 225–245.
Brenna, M., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K., Németh, K. (2010): Contributions to Mineralogy and Petrology, 160/6, 931–950.
McGee, L.E., Millet, M.-A., Smith, I.E.M., Németh, K., Lindsay, J.M. (2012): Lithos, 155, 360–374.
Streck, M.J. (2008): Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 69, 595–622.

FOLYÓ VAGY SZÉL? – SZÁLLÍTÁSI KÖZEG MEGHATÁROZÁSA FÖLDI ANALÓGIÁK VIZSGÁLATÁVAL A MARSON

Kapui Zsuzsanna¹, Kereszturi Ákos², Újvári Gábor¹, Szalai Zoltán³

¹ MTA CsFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

² MTA CsFK, Csillagászati Intézet, Budapest

³ MTA CsFK, Földrajztudományi Intézet, Budapest

e-mail: kapui.zsuzsanna@csfk.mta.hu

1. Bevezetés

Az Európai Űrügynökség (ESA) ExoMars programja keretében 2020-ban fog startolni az ExoMars rover misszió, melynek fő célja az esetleges élet számára nyújtott körülmények elemzése a Marson, valamint a felszín és felszín alatti kőzetek kutatásával a bolygófejlődés megértése. A magyar COOP-NN-116927 program célja ún. analógiás vizsgálatokat végezni földi mintákon, amelyekhez hasonlókat a rover fog végezni a Marson, és az így nyert ismeretekkel optimalizálni a szonda munkáját, ennek keretében azonosítani a különböző üledékes szemcsék eredetét. Ha sikerül a földi üledékek esetében (Újvári et al., 2008, Bradák et al., 2009) jó nyomjelzőket azonosítani a szállítási mód meghatározásához, azzal hatékonyabbá tehetnénk majd a rover munkáját (Foucher et al., 2012).

2. Vizsgálati módszerek

A munka folyamán számos mintát vizsgáltunk: marokkói dűne homokot, marosi folyóvízi homokot, marokkói vádiból származó homokot illetve két izlandi, Mars analóg üledéket: fluviális bazalthomokot a Heklárról és eolikus bazalthomokot Elborgir közeléből. Mindegyik mintát optikai mikroszkóppal (ásványok azonosítása, morfológia vizsgálata), Raman és infravörös spektroszkópiával (ásványok azonosítása) illetve Morphology 3G ID műszerrel (szemcsék alakja, morfológiája) elemeztük. Ez a berendezés képes az egyes szemcséket külön-külön, többféle tulajdonságuk szerint is megmérni (kerekítettség, megnyúlás stb.), melyből statisztikák készíthetők.

3. A morfológiai vizsgálatok eredménye

A minták morfológiai vizsgálata optikai mikroszkóppal és a Morphology 3G ID műszerrel zajlott a Magyar Tudományos Akadémia Földtani és Geokémiai, valamint a Földrajztudományi Intézetének laboratóriumaiban. Optikai mikroszkópos elemzéssel jellemeztük elsőként a különböző mintákat, azaz meghatároztuk a fő ásványokat, leírtuk a szemcsék méretét, kerekítettségét, koptatottságát, illetve az üledékek osztályozottságát. Hasonló vizsgálatokat végez a CLUPI műszer majd az ExoMars roveren. Az így kapott eredményeket a Morphology 3G ID műszerrel pontosítottuk, amelyhez egy Raman-érzékelő is kapcsolódik. Ezekkel a vizsgálatokkal egzakt határozó bélyeget még nem sikerült azonosítanunk. De a szemcsék osztályozott-

sága, illetve a Morpholgi műszerrel által számított CE átmérő/kerület (CE diameter/ perimeter) arány bízatonak tűnik. Minél nagyobb ez az arány, annál kerekítettebb szemcsék jellemzőek az adott mintára. Azaz az eolikus homokoknál nagyobb értéket várunk, mert a kerület kisebb lesz egy kerekítettebb, eolikus szemcse esetében, mint egy ugyanakkora fluviális szemcse esetében. A mérések eredményei láthatóak a marokkói és a maros mintákat kiemelve a **1. táblázatban**.

1. táblázat – A marosi és a marokkói szemcsék CE átmérő/ kerület (CE diameter/perimeter) arányaiból számolt értékek bemutatása

| Jellemző | Marosi homok | Marokkói homok |
|---------------|--------------|----------------|
| átlag | 0,278 | 0,297 |
| szórás | 0,135 | 0,014 |
| maximum érték | 0,308 | 0,316 |
| minimum érték | 0,048 | 0,101 |

A táblázat alapján ezen üledékek hozzák a várt eredményt, azaz magasabb arányértéket kaptunk az eolikus mintából (0,297), mint a fluviális üledékből (0,278). A szórás jelzi az üledékek osztályozottságát és látható az is, hogy a jól osztályozott eolikus üledék esetében kicsi, míg a fluviális üledék esetében nagyobb érték jellemző.

4. Az infravörös és Raman spektroszkópi vizsgálatok eredményei

Az üledékekben található ásványfázisok meghatározásához Fourier transzformációs infravörös spektroszkópiát és Morphology műszerhez kapcsolódó Raman spektroszkópiát alkalmaztuk. Eddig négy minta ásványfázisainak meghatározása zajlott le, mely során a saharai mintában kvarcot, a marosi mintában kvarcot, Si-O szilárd szilikát fázist és ortoklást, míg az eolikus bazalt mintában anortitot, olivint, piroxént és hematitot, míg a fluviális bazalt homokban anortitot, jarositot, spinellt, piroxént, goethitet és kvarcot sikerült meghatározni.

5. Összegzés

A marsi kutatás révén tehát egy alapvető földi kérdéskör is boncolható. Bár még csak a munka elején járunk, de az eddigi vizsgálatok alapján megállapítható, hogy az üledékek osztályozottsága, ásványos összetételük, a szemcsék koptatottsága

segíthet a szállítási mód meghatározásában. Míg az eolikus üledékek osztályozottak, kevesebb ásvány típus található meg bennük, mint a rosszul osztályozott, sokfajta ásványfajt tartalmazó fluviális üledékekben. A szemcsék koptatottsága, felszíni morfológiák esetében nem olyan egyértelmű a helyzet, de a megfelelő vizsgálatokkal ez is elősegítheti a szállítási közeg meghatározását. Mindemellett reméljük, hogy sikerül hasznos kiegészítő földi tapasztalatokat adni az ExoMars rover fúrásainak értelmezéséhez – többek között olyan szempontból is, hogy a nehéz eseteket miként kell kezelni. Az ilyen tapasztalatok segíthetik a különböző folyamatokkal kialakult üledékek eredetére vonatkozó határozó bélyegek megtalálását, a földi eredményeknek a Marsra történő extrapolációjával. Mindez segíthet az eredmények kiértékelésében is. A Marson még ma is fontos az esetleges eolikus és fluviális üledékek elkülönítése, ez adhatja ugyanis azt a kontextust, ami esetleg egy azonosított szerves molekula, avagy potenciális ősi életnyom értelmezésé-

hez szükséges. A projekttel a Marson is fellépő folyamatok földi megfelelőinek jobb megismeréséhez járulhatunk hozzá és egy fontos nemzetközi programhoz (ExoMars rover küldetés) kapcsolódó analógia-kutatás újabb területen használhatja fel a hazai földtudományi ismereteket és laboratóriumi kapacitásokat.

Köszönetnyilvánítás

A kutatómunkát a COOP-NN-116927 pályázat támogatja.

Irodalomjegyzék

- Újvári, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Zs. (2008): Quaternary Research, 69, 421–437.
- Bradák, B., Márton, E., Horváth, E., Csillag, G. (2009): Central European Geology, 52/1, 31–42.
- Foucher, F., Westall, F., Bost, N., Rull, F., Lopez-Reyes, G., Rüämann, Ph. (2012): 39th COSPAR Scientific Assembly, Mysore, India.

A CSOMÁD VULKÁN FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE ÚJ, NAGY PONTOSSÁGÚ CASSIGNOL-GILLOT K-AR KORMEGHATÁROZÁS ALAPJÁN

Karátson Dávid¹, Lahitte, Pierre², Dibacto-Kamwa, Stéphane², Veres, Daniel³, Gertisser, Ralf⁴

¹ ELTE Természettudományi Tanszék, Budapest

² GEOPS, Université Paris-Sud, Orsay

³ Institutul Speleologie și Universitatea Babeș-Bolyai, Kolozsvár

⁴ Keele University, School of Geography, Geology and the Environment, Keele
e-mail: dkarat@ludens.elte.hu

1. Bevezetés

Az elmúlt néhány évben a dél-hargitai Csomád a nemzetközi vulkanológia homlokterébe került. A jelenleg is nagy lendülettel folyó, különböző szakterületeket átfogó kutatások a vulkanosság lefolyására, kronológiájára, a kialakult vulkáni formaegyüttes – ún. lávadóm-csoport – térbeli-időbeli fejlődésére, és a vulkán jelen állapotára, esetleges felújulásának tényezőire egyaránt kiterjednek (az újabb vulkanológiai tanulmányok közül lásd pl. Karátson et al., 2013; 2016; Harangi et al., 2015; Szakács et al., 2015; Wulf et al., 2016). Jelen kivonat az OTKA K115472. sz. pályázata által támogatott kutatás azon részének összegzése, amely a Csomád vulkáni működésének kormeghatározására irányul, s amelyet a kutatás résztvevői két – benyújtott, illetve benyújtás előtt álló – tanulmányban (Lahitte et al., Karátson et al.) jelentetnek meg. (Az előzetes eredményekről az MTA X. Osztálya 2017. április 20-i előadójánál is beszámoltunk.) Kormeghatározási módszer gyanánt a vulkán dácitos lávadóm-kőzeteinek Cassignol-Gillot K-Ar-datálását választottuk, amely fiatal kitörésekre is nagy pontossággal használható (Gillot et al., 2006), és alkalmazására hazai, illetve kárpát-medencei vulkanitok esetében még nem került sor.

2. Földtani, vulkanológiai keret

A Csomád a belső-kárpáti mészkálai vulkanosság befejeződéseként, a Keleti-Kárpátok vulkáni vonulatának elvégződésénél jött létre. (A vulkanosság lemeztektonikai háttere, a terület földtani felépítése egyebek mellett a fent megadott publikációkban részletesen megtalálható.)

A tűzhányó-tevékenység korai szakaszát elsősorban lávaöntő aktivitás jellemezte, aminek eredményeként meredek lávadómok nyomultak fel. A működés kezdetét Pécskay et al. (1995, 2006), illetve újabban Szakács et al. (2015) 1 millió évvel, míg pl. Karátson et al. (2013) és Harangi et al. (2015) csak mintegy 250 ezer évvel ezelőttre tették. A vulkanosság végét – a lávadóm-aktivitással átfedésben – az egész térségben szokatlan, heves robbanások jellemezték, magmás robbanások ún. pliniusi, valamint freatomagmás kitörésekkel (Karátson et al., 2016; Wulf et al., 2016). Ezek hozták létre a Csomád mai morfológiájának meghatározó elemeit, a központi részbe mélyedő ikerkrátert is (az idősebbik Mohost, melyet ma látó tölt ki, és a fiatalabbik Szent Anna-tavat). Megjegyzendő, hogy utóbbi

formák, a lávadómok egy részével együtt, a kárpáti vulkáni vonulat más tagjaitól eltérően olyannyira „fiatalosak”, épek, hogy az már a geológia, geomorfológia hőskorában, kormeghatározás vagy összehasonlító morfológia nélkül is feltűnt a térség első mai értelemben vett földtudós kutatóinak, pl. Johann von Fichtelnek, Bánya Jánosnak, Cholnoky Jenőnek (lásd in: Karátson et al., 2013).

3. Cassignol-Gillot K-Ar kormeghatározás

A hazai vulkáni kőzeteket eddig döntően a hagyományos K-Ar kormeghatározással datálták (pl., Pécskay et al., 1995; 2006; kivételként az Ar-Ar módszer is alkalmazásra került a Börzsöny [Korpás, Lang, 1993], valamint a Balaton-felvidék egy-egy mintaterületén [Wijbrans et al., 2007]).

A K-Ar kormeghatározás a ^{40}K ^{40}Ar -ra (radiogén argonná) való bomlásán alapul: arányukból megállapítható a kőzet kora, feltételezve, hogy a kőzetben az Ar elillan a magma megszilárdulása – a „radiometrikus óra” indulása – előtt, ily módon „ideális” esetben a kőzetben található összes ^{40}Ar a ^{40}K -ból keletkezett. Azonban a légköri Ar – mely 99,6%-ban ^{40}Ar – már a magma (kitörés előtti) kristályosodásakor, vagy utólag, mállás során is beépülhet, esetleg el is távozik. Mi több, fiatal – néhány 100 vagy 10 ezer éves – kőzeteknél, főként ha K-szegények (pl. tholeiites bazaltok stb.), kevés lesz a keletkező ^{40}Ar , ezért nemcsak a K-Ar, de az Ar-Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) módszer is nehézkes lehet (egyéb módszertani problémák mellett).

A hagyományos K-Ar módszer esetén a ^{40}Ar -t nem közvetlenül, hanem izotóparányból határozzák meg: a mérendő mintához ún. „nyomjelzőt” (spike) ^{38}Ar -t adnak (mely a légkörben igen kis arányban van jelen), és megméri, mennyiben tér el a minta Ar-izotóparánya a légköritől. Eme Ar-meghatározás pontossága legfeljebb 1%.

A kifejlesztőiről Cassignol-Gillot K-Ar-módszernek nevezett kormeghatározás az általános K-Ar módszer elvén alapul, de igen kis mennyiségű (0,1%) ^{40}Ar detektálására is alkalmas, így akár néhány ezer vagy néhány száz (!) éves kőzetre is használható (vö. Gillot, 2006). A pontosság oka az az eljárás, mely szerint – igen stabil tömegspektrométerrel – közvetlenül határozzák meg a radiogén ^{40}Ar -tartalmat, a minta $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ izotóposztételét az atmoszférikuséhoz hasonlítva, „nyomjelző”, azaz ^{38}Ar hozzáadása nélkül („unspiked” módszer).

Fontos – fentitől független – kérdés, hogy a vulkáni kőzet

melyik alkotóelemén, frakcióján mérünk. A gyakorlatban elterjedt, a kőzetalkotó ásványokat, frakciókat nem, vagy csak részben elkülönítő ún. „teljes kőzet” (whole rock)-kormeghatározás idősebb minta esetében (pl. miocén vulkanitok) jó közelítést ad (pl. 15 Ma kornál a különböző hibák összege adott esetben nem több néhány 100 e évnél). Fiatal kornál azonban ez a hiba – mint a Csomád esetében egyértelmű – nem elfogadható, így döntő fontosságúvá válik, mely frakción mérünk. (Nem említve, hogy természetesen a lehető legüdőbb kőzetre, lehetőleg „magkőzetre” van szükség, egyebek mellett a mállás okozta, már említett járulékos argont elkerülendő.) A franciaországi GEOPS (Université Paris-Sud) laborjában nagy pontosságú analitikai eljárást dolgoztak ki a neutrális vulkáni kőzetekben (andezit, dácit) gyakori ásványos elegyrészek (pl. biotit, amfibol, plagioklász), valamint a vulkánkitöréskor legutoljára megdermedő alapanyag (ground-mass) elkülönítésére (mely lehet többé-kevésbé üveges vagy mikrokristályokat tartalmazó: lásd Quidelleur et al., 2001; Lahitte et al. benyújtva). Csúpan ennek, tehát az alapanyagnak a kora tekinthető biztosan a kitörés korának, mivel a korábban létrejövő, vagy akár átöröklött kristályok – melyek adott magmás rendszerben egyaránt jelen lehetnek – a kapott radiometrikus kort öregíthetik. Ennek tudható be, hogy mind a hagyományos K-Ar módszer (Pécskay et al., 1995; Szakács et al., 2015), mind egy Ar-Ar módszerű kísérlet biotiton (Karátson, 2007) az alapanyagon nyert korhoz képest akár többször, sőt tízszer idősebb kort adott.

3. Eredmények

A jelenleg publikálás alatt álló Cassignol-Gillot kormeghatározás eredményei ezer évben (ka; ahol nincs külön jelezve, dácit lávakőzetek alapanyagán, lásd **1. ábra**):

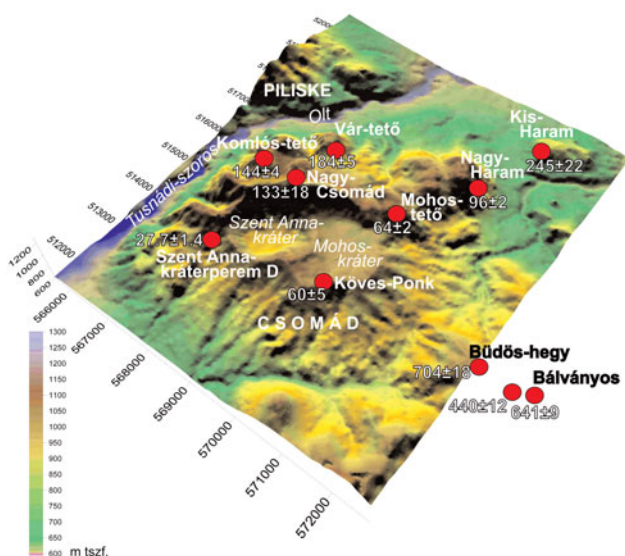
Büdös-hegy (M. Puturosu), szálaban álló kőzet: 704±18

Balványos Ny-i töve, törmelékből: 641±9

Balványos Ny-i lejtője, törmelékből: 440±12

Kis-Haram (Haramul Mic), Ny-i oldal, szálaban álló kőzet, plagioklász mikroliten: 245±22

Vár-tető (Dealul Cetății), szálaban álló kőzet: 184±12



1. ábra – A Csomád új Cassignol-Gillot K-Ar koradatai (ka, ±1σ hiba: Lahitte et al. benyújtva, Karátson et al. előkészületben), a területről készült 10 m felbontású digitális domborzatmodell (DEM) árnyékolt, magasságszínezett, háromdimenziós képén

Komlós-tető (Vf. Comloș), szálaban álló kőzet: 144±4

Nagy-Csomád (Ciomadul Mare), szálaban álló kőzet: 133±18

Nagy-Haram (Haramul Mare), szálaban álló kőzet: 96±2

Mohos-tető (Vf. Mohoș), Ny-i oldal, törmelékből: 64±2

Köves Ponk (Piscul Pietros), szálaban álló kőzet (kőfejtő): 60±5

Szent Anna kráterperem D-i oldala, törmelékből: 27,7±1,4

3. Értelmezés

A Csomád dácit lávakőzetein mért új K-Ar koradatok azt mutatják, hogy a vulkáni hegycsoport időbeli fejlődése kettéosztandó. A természetföldrajzi tájbeosztásban meghonosodott „Csomád–Büdös hegycsoport” elnevezés kronológiai értelmet is nyer, hiszen a terület K-i részén a kréta flist áttörő, elszórtan megjelenő dácit lávatestek (lavadómok maradványai, részben kűrtökitöltések) jóval – két-háromszor – idősebbek, mint a tulajdonképpeni Csomád, amely a vulkáni terület négytöredékét alkotja, és egybefüggő dácit lávatestekből, valamint ezeket befedő fiatal piroklasztit-takaróból, illetve áthalmazott képződményekből (vulkanoklasztit) áll.

A legidősebb vulkáni képződmény a Büdös-hegy, amely – sajátos módon – az utóvulkáni működéssel jelenleg leginkább érintett terület. (Mint nevéből is következik, ezt erőteljes kénes gázszivárgások – Büdös-barlang, Madártemető stb. – jelzik, iszapfortyogókkal együtt.) Ennek a hegynek, és mellette a hagyományos K-Ar módszerrel még nála is idősebbnek datált Bálványos-dómmaradványnak az új Cassignol-Gillot koradatai (600–700 e év) azt az időszakot képviselik, amikor a szunnyadó – a Dél-Hargitában néhány millió éves kitöréseket produkáló – magmás rendszer ismét feléledt. Érdekes és jellemző módon a Büdös-hegyen általunk mért 704 e éves kor – kivételesen – igen jó egyezést mutat a teljeskőzet-korral (0,71 Ma, Szakács et al., 2015), ami más minták esetében a különböző ásványfrakciókon mért (szisztematikusan idősebb) koradatok alapján azt mutatja, hogy a Büdös területén felszínre került magma ásványai a fiatalabb kitörések anyagába átöröklődhettek (Lahitte et al. benyújtva). (Megjegyzendő, hogy a Bálványos közelében, törmelékből mért 440 e éves kőzetblokk a környék valamely, felszínén már nem nyomozható lavadómjából származhat.)

A tulajdonképpeni Csomád vulkanizmusa a Cassignol-Gillot koradatok alapján megerősíti, amit már az itteni lavadómok morfológiai összevetése is sugallt (Karátson et al., 2013). Nevezetesen, jóval fiatalabb, mint korábban feltételezték. A közülük legidősebb Kis-Haram (a terület É-i részén) 245±22 e éves, ráadásul ez plagioklász mikroliten mért kor, azaz a kitörés kora itt akár fiatalabb is lehet, míg Szakács et al. (2015) – korábbi, nem publikált adat alapján (Casta 1980, hiba megadása nélkül) – a Kis-Haramra 0,85 Ma évet közöltek. Ugyanez a helyzet a központi lavadóm-csoport korviszonyaival is. Az itt legidősebb Vár-tető 184 e éves (Szakács et al. 2015 tanulmányában 0,4 Ma), a Komlós-tető 144, a Nagy-Csomád hibahatáron belül ezzel egyidős, 133 e éves. Ez utóbbi három koradatunk, még ha kiegészítésre szorul is, egyértelműen jelzi a csomádi lavadóm-aktivitás fő időszakát. Értelmezésünk szerint e fő periódust zárta (akár a fentieknél jóval későbbi időpontban) a Nagy-Csomád egy, még nem azonosított robbanáshoz kapcsolódó „félkalderásodása”, egy nagy aszimmetrikus kráter létrejötte (vö. Karátson et al., 2013): ti. az É-i perem (1301 m) enyhe félkörívben a fiatal kettős kráter fölé magasodik.

Már 100 e éven belül jött létre néhány „parazita” dóm: a Nagy-Haram 96 e éve (Szakács et al., 2015 munkájában 0,59 Ma), majd a a Mohos-kráter peremén elhelyezkedő Mohos-tető (64 e) és Köves-Ponk (60 e éve). Ez utóbbi két, igen fiatal, hibahatáron belül átfedő koradat, főleg a Mohos irányába lemezsett formát mutató Köves-Ponké (mely egy D felé tartó lávafolyás), egyszersmind a mai Mohos-kráter létrejöttének korát – azaz a bevezetésben említett végső robbanásos szakasz kezdetét – is behatárolhatja (Karátson et al., 2016; Karátson et al., előkészületben).

Az utolsó robbanásos kitöréssorozat tavaly megjelent munkáinkban (Karátson et al., 2016; Wulf et al., 2016) részletesen ismertettük. A fentiek alapján mintegy 60 ezer évvel ezelőtt kialakult a mai Mohos-kráter (és azóta vastag tavi-lápi üledékes szukcesszió töltögeti). Ezt követte – szintén több kitöréssel – a Szent Anna-kráter létrejötte, mely morfológiailag elmszi a Mohos-kráter peremét (és jóval mélyebb is). A Szent Anna termékei (esetleg egyéb, még nem azonosított peremi dómok robbanásai) a Mohos üledéksorozatába ékelődnek, remek „marker” szinteket alkotva (Karátson et al., 2016; Wulf et al., 2016). A Szent Anna egyik utolsó, legnagyobb pliniusi kitörését (a már Bányai J. által leírt kézdivásárhelyi [Târgu Secuiesc] szórt horzsakövről) „TGS”-kitörésnek neveztük el (Karátson et al., 2016). Ennek a komplex kitörésnek a kora mind a radiokarbon- (pl., Vinkler et al., 2007; Karátson et al., 2016), mind a cirkon-kormérés (Harangi et al., 2015) alapján 31,5 e év (Karátson et al., 2016 újra értelmezett kor). A kitörés nemcsak a pliniusi horzsakőszórásból állt, hanem feltehetően egy, a Szent Anna-„öskráterben” felnyomult dóm összeomlása is kísérte, aminek üledéke (horzsaköves blokk- és hamuárak) a K-i, D-i, DNY-i lejtőket fedi.

A „kézdivásárhelyi” kitörés azonban nem az utolsó volt. A recens talaj- és törmelékborítás alatt a kráterlejtők ugyancsak D-i és K-i részén vékony hamucsíkok azonosíthatók, melyek geokémiai (főelem-összetétel tekintetében) a TGS-kitöréstől egyértelműen eltérnek, és korukat (egy vagy akár több kitörést) a Mohos üledéksorozatában felülről mintegy 29, a Szent Anna-krátertől üledékének alján mintegy 27 e éves radiokarbon koradat (=a tő kialakulásának kezdete) jelzi. Mostani munkánkban a Szent Anna-kráter D-i peremén a lejtőt befedő törmelékből sikerült a fiatal kort közvetlenül is meghatározni, ez $27,7 \pm 1,4$ ka (Karátson et al. előkészületben). Ennek az adatnak nemcsak az 1σ , hanem a 2σ hibája sem fed át a TGS-kitörés 31,5 e évének hibájával, azaz kétséget kizáróan a legfiatalabb működésről van szó. Ezt a végső kitörést – Karátson et al. (2016) értelmezését kiegészítve – egy újabb, a Szent Anna-kráterben felnyomult lávadóm szétrobbanásaként értelmezzük, amely a kráter mai, ép, kerekded formáját meghatározta. Azóta a vulkán szunnyad.

Tefrosztratiográfiai szempontból hangsúlyozni kívánjuk, hogy a Csomád fentebb jelzett/azonosított kitörései, lávadóm-eseményei nyilvánvalóan csak töredék részét, néhány százalékát képezik a kitörések tényleges számának. Főként a 60 ezer évnél idősebb esetleges tefrarétegek azonosítása azonban a betemetődés, illetve más helyeken a jelentős erózió miatt szinte lehetetlen, inkább a távoli (pl. Fekete-tenger melléki) vastag löszös üledékrétegekből esélyes. Ez a tény annyiból is figyelmet érdemlő, hogy miután a Csomád kb. 28 ezer éve nem tört ki, a folyamatos gázömlések ellenére is kijelenthető, hogy esetleges feléledése nem fog „pillanatszerűen” bekövetkezni.

Irodalomjegyzék

- Gillot, P.-Y., Hildenbrand, A., Lefevre, J.C., Albore-Livadie, C. (2006): *Acta Vulcanologica*, 18, 55–66.
- Harangi, S., 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.
- Karátson, D., Telbisz, T., Harangi, S., Magyari, E., Dunkl, I., Kiss, B., Jánosi, C., Veres, D., Braun, M., Fodor, E., Biró, T., Kósik, S., von Eynatten, H., Lin, D. (2013): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 255, 43–56.
- Karátson, D. (2007): Typotex Kiadó, Budapest, 463 p.
- Karátson, D., Wulf, S., Veres, D., Magyari, E.K., Gertisser, R., Timar-Gabor, A., Novothny, Á., Telbisz, T., Szalai, Z., Anechitei-Deacu, V., Appelt, O., Bormann, M., Jánosi, C., Hubay, K., Schäbitz, F. (2016): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 319, 29–51.
- Korpás L., Lang B. (1993): *Ore Geology Reviews*, 8, 477–501.
- Lahitte, P., Dibacto-Kamwa, S., Karátson, D., Gertisser, R., Veres, D.: Timing of lava dome activity at Ciomadul (Csomád), an inherited mineral-rich Late Quaternary volcanic complex, using K-Ar Cassinot-Gillot technique. EPSL, benyújtva
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konecny, V., Kovács, M., Márton, E., Kaliciak, M., Székely-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E., Žec, B. (1995): *Acta Vulcanologica*, 7/2, 15–28.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konecny, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V. (2006): *Geologica Carpathica*, 57, 511–530.
- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Soler, V., Lefevre, J.C. (2001) : *Geophysical Research Letters*, 28, 3067–3070.
- Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z., Mirea, V. (2015): *Bulletin of Volcanology*, 77, 12, DOI 10.1007/s00445-014-0894-7
- Vinkler, A.P., Harangi, Sz., Ntaflor, T., Szakács, A. (2007): *Földtani Közlöny*, 137, 103-128.
- Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., Balogh, K. (2007): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164, 193–204.
- Wulf, S., Fedorowicz, S., Veres, D., Karátson, D., Gertisser, R., Bormann, M., Magyari, E., Appelt, O., Hambach, U., Łanczont, M., Gozhyk, P. F. (2016): *Journal of Quaternary Science*, 31, 565–576.

PLEISZTOCÉN ÉDESvíZI MÉSZKÖVEK PALEOHŐ-MÉRSÉKLETI REKONSTRUKCIÓJA KAPCSOLT (CLUMPED) IZOTÓPOK SEGÍTSÉGÉVEL

Kele Sándor

MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest
e-mail: keles@geochem.hu

Az egykor intenzív paleo-hévízforrás tevékenységnek köszönhetően a Budai-hegység és a Gerecse területén nagy számban fordulnak elő édesvízi mészkövek. Többségük a pliocén-pleisztocén, ezen belül is főként a középső-pleisztocén során képződött. Az egykori hévízforrások karbonátos kiválásai többek között az általuk borított terület kiemelkedési (és a Duna bevágódási) sebességének a becslésére is alkalmasak, de segítségükkel rekonstruálhatóak az egykori forráskilépési pontok, illetve a forráskilépési pontok időbeni átrendeződése is. Ilyen irányú kutatásokhoz a mészkövek radiometrikus korvizsgálata megfelelő alapokat nyújt, azonban paleoklimatológiai következtetésekhez geokémiai, izotópgeokémiai adatok is szükségesek. A hagyományos, kalcit-víz oxigénizotóp frakcionáció hőmérsékletfüggésén alapuló paleotermometriai módszerrel a karbonátok kiválási hőmérséklete nem becsülhető pontosan, mivel a számításokhoz a víz $\delta^{18}\text{O}$ értékének az ismerete is szükséges. A „clumped” („kapcsolt”) izotóp termométer (Ghosh et al., 2006, Eiler, 2007) segítségével viszont a karbonát kiválási hőmérséklete közvetlenül a karbonátból meghatározható, ami egy egyedülálló lehetőséget kínál a paleoklimatológiai, valamint minden egyéb, hőmérséklet-rekonstrukción alapuló kutatás során (Kele, Bajnai, 2017). A kapcsolt izotópokból számolt hőmérsékleti értékekből a paleoforrások $\delta^{18}\text{O}$ értéke is meghatározható, amiből fontos

következtetések vonhatóak le egy adott terület paleohidrotermás és paleoklimatológiai viszonyaival kapcsolatban.

Jelen munka a Kele (2009) által radiometrikus (U/Th) módszerrel datált Budai-hegységi édesvízi mészkövek kapcsolt izotópos vizsgálatán alapszik. Az ismert korú minták izotópos elemzése a University of Washington (UW, Department of Earth & Space Sciences, Seattle, USA) stabilizotópos laboratóriumában (Isolab) készültek. A Δ_{47} adatok alapján rekonstruált karbonátkiválási hőmérsékletek jó alapot nyújtanak a Budai-hegység paleohidrogeológiai rekonstrukciójához és segítségükkel nyomon követhető a budapesti termálforrások hőmérsékletének időbeni változása.

Irodalomjegyzék

- Eiler, J.M. (2007): *Earth and Planetary Science Letters*, 262, 309–327.
Ghosh, P., Adkins, J., Affek, H., Balta, B., Guo, W., Schauble, E.A., Schrag, D. and Eiler, J.M. (2006): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1439–1456.
Kele (2009): doktori dolgozat, ELTE, Budapest, 172 p.
Kele, S., Breitenbach, S.F.M., Capezzuoli, E., Meckler, A.N., Ziegler, M., Millan, I.M., Kluge, T., Deák, J., Hanselmann, K., John, C.M., Yan, H., Liu, Z., Bernasconi, S.M., (2015): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 168, 172–192.
Kele, S., Bajnai, D. (2017): *Földtani Közlöny*, 147/2, in press.

A HERMAN OTTÓ MÚZEUM NEOLIT METABÁZIT NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZEINEK ELŐZETES ARCHEOMETRIAI VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

Kereskenyi Erika^{1,5}, Szakmány György², Fehér Béla¹, Kasztovszky Zsolt³, Kristály Ferenc⁴, Rózsa Péter⁵

¹ Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

² ELTE TTK, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest,

³ MTA Energiatudományi Kutatóközpont Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratórium, Budapest,

⁴ Miskolci Egyetem, Ásvány és Közettani Tanszék, Miskolc,

⁵ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

e-mail: kereskenyerika@yahoo.com

1. Bevezetés

A Herman Ottó Múzeum közel 500 neolitikus csiszolt kőeszközt tartalmazó gyűjteményéből 108, zömében zöld vagy zöldes-fekete, fekete árnyalatú kőeszközt „metabázit” néven foglaltunk össze, amelyek között kontakt metabázit, amfibolit, és zöldpala nyersanyagú kőeszközökön kívül, egyelőre közelebből meg nem határozott „egyéb” metabázit kategóriákat különítettünk el. Jelen cikkünkben az ezekről eddig szerzett makroszkópos, mágneses szuszceptibilitás, röntgen-diffrakciós, ásványkémiai és kőzetkémiai eredményeinket kívánjuk bemutatni.

Távolabbi célunk a múzeum metabázit nyersanyagú kőeszközeinek ásvány- és közettani vizsgálata és az eredmények szakirodalomban publikált adatokkal történő összevetése, és ez által a nyersanyag lelőhelyének lehatárolása, illetve meghatározása.

2. Régészeti háttér

A metabázit kőeszközök nagy része Borsod-Abaúj-Zemplén és Heves megye különböző régészeti lelőhelyeiről származik. Néhányuk szórványleletként, ám legtöbbjük alaposan feltárt, jól ismert régészeti lelőhelyekről került elő. A három legnagyobb leletegyüttessel jellemezhető régészeti lelőhelyek közül kettő – Borsod-Derékegyháza (Edelény) és Felsővadász-Várdomb – a bükk kultúrához (Kalicz, Makkay, 1977), míg a szerencs-taktaföldvári leletegyüttes a késő neolitikus kultúrához sorolható (Hellebrandt, 1979).

A kőeszközök többsége ép, vagy csak az élein sérült, a használatból kifolyólag. Régészeti tipológiájukat tekintve rendkívül változatosak: laposvésők, kaptafa, trapéz, nyelv alakúak, átfúrt nyéllyukas kőbalták egyaránt fellelhetők a gyűjteményben. Az eszközök méretei is tág intervallumban mozognak; hosszúságuk 2–18,5 cm, legnagyobb szélességük 1–7 cm, míg a legnagyobb vastagságuk 0,4–4 cm között változik.

3. Módszerek

A metabázit kőeszközökön makroszkópos közettani csoportosítást végeztünk, összevetve a régészeti tipológiai meghatározással, továbbá megmértük a mágneses szuszceptibilitásukat (Kereskenyi et al, 2015a, b). A sérült, tört eszközökből felületi csiszolatot készítettünk, amelyekből EDS elemzéseket JEOL JXA

8600 Superprobe elektron-mikroszondával végeztünk. A méréshez 15 kV gyorsítófeszültséget és 30 nA mintaáramot használtunk. Az ép kőeszközök egy részéből a Bendő et al. (2013) által leírt „eredeti felszín” vizsgálati módszerrel roncsolásmentes EDS/SEM vizsgálatot végeztünk. Az elemzések fejezetben, külön jelöljük azokat, amelyeket ezzel az eljárással mértük meg.

A csiszolt kőeszközökön röntgen-diffrakciós méréseket végeztünk. A vizsgálat Bruker D8 Advance röntgen-diffraktométerrel történt. Mérési paraméterek: CuK α sugárzás (40 kV gyorsítófeszültség, 40 mA csőáram) párhuzamos nyaláb geometria (Göbel tükör), Vantec 1 helyzetérzékelő detektor (5° nyílás), 0,1 mm nyalábszűkítő rés. A felvételeket Diffrac EVA 2.1 szoftverrel, az ICDD PDF2 2005 adatbázis felhasználásával értékeltük ki. Az amfibolok esetében az absztraktban Hawthorne et al. (2012) nevezéktanát követjük.

12 kőbaltán roncsolásmentes kőzetkémiai elemzést végeztünk prompt-gamma aktivációs analízissel (PGAA). A Budapesti Neutron Centrum PGAA berendezését részletesen Szentmiklósi et al. (2010) ismertetik, az elemösszetétel kvantitatív meghatározása az ún. k_0 -módszer szerint történt (Révay 2009). A PGAA módszert korábban sikerrel alkalmaztuk csiszolt kőeszközök nyersanyag eredetének meghatározására (Szakmány, Kasztovszky 2004, Szakmány et al., 2011).

4. Eredmények

4.1. Makroszkópos megfigyelések

4.1.1. Kontakt metabázitok

Az általunk vizsgált kontakt metabázit kőeszközök színe fekete, zöldesfekete, sötétszürke, szürkészöld, barna. A kontakt metabázit nyersanyagú kőbalták jellemzően finomszemcsések, tömött szövetűek, mikroszkóp alatt megfigyelve egy részükön paláság ismerhető fel, melyek gyakran hajladoznak; ugyanakkor számos kőeszköz masszív, nem-foliált. A mágneses szuszceptibilitás értékek átlagosan $0,75 \times 10^{-3}$ SI értékűek, de néhány esetben ettől jóval magasabb értékeket is mértünk.

4.1.2. Amfibolitok

Az amfibolitok sötétbarna, szürkésfekete színűek és szintén finomszemcsések, tömött szövetűek. Makroszkóposan világos és zöld, barna foltok, sávok észlelhetők a felszínén. Mágneses szuszceptibilitásuk átlagosan $1,6 \times 10^{-3}$ SI értékű.

4.1.3. Zöldpalák

A zöldpala kőeszközök zöld színűek, palásak, albit-sávok és -lencsék makroszkóposan is megfigyelhetők. Mágneses szuszceptibilitásuk átlagosan $0,75 \times 10^{-3}$ SI értékű.

4.2. EDS/SEM vizsgálat – Ásványkémia

A vizsgált kőeszközök ásványi összetételét felsorolásszerűen mutatjuk be. A *-gal jelölt mintaszámok EDS/SEM vizsgálata a Bendő et. al. (2013) által ismertetett „eredeti felszín” módszerrel történt.

Ásványnév rövidítések

mg-hb: magneziohornblende; *fe2-hb*: ferrohornblende; *mg-fe3-hb*: magnezioferrihornblende; *gru*: grunerit; *cum*: cummingtonit; *akt*: aktinolit; *fe2-akt*: ferroaktinolit; *prg*: pargasit; *fe2-prg*: ferropargasit; *sdg*: sadanagait; *fe2-sdg*: ferrosadanagait; *ab*: albit; *olg*: oligoklász; *and*: andezin; *lab*: labradorit; *byt*: bytownit; *an*: anortit; *kfp*: káliföldpát; *ep*: epidot; *czo*: klinozoisit; *ilm*: ilmenit; *ttn*: titanit; *chl*: klorit; *qtz*: kvarc; *ph*: fengit; *ms*: muszkovit; *bt*: biotit; *fap*: fluorapatit; *hap*: hidroxilapatit; *py*: pirit; *cal*: kalcit; *sme*: szmektit; *ill*: illit.

Kontakt metabázit

53.55.1 Aggtelek, Baradla-barlang*: *mg-hb*, *cum*, *byt*, *ep*, *ilm*, *fap*.

53.65.16 Szilvásvárad, Istállóskői-barlang*: *mg-hb*, *lab*, *ilm*, *ph*, *ms*, *cal*.

53.160. Borsod/Derékegyháza (Edelény)*: *mg-hb*, *fe2-hb*, *gru*, *cum*, *and*, *lab*, *ilm*, *qtz*.

67.3.77 Miskolc, Repülőtér, homokbánya*: *mg-hb*, *fe2-hb*, *cum*, *ab*, *and*, *lab*, *ilm*, *ttn*, *ph*, *ms*.

B09: 53.62.5 Szilvásvárad, Istállóskői-barlang: *mg-hb*, *cum*, *and*, *lab*, *byt*, *ilm*, *qtz*.

B10: Mezőnagy Mihály, Salamontanya S27, 2008.08.22.: *cum*, *akt*, *lab*, *ilm*, *ttn*, *qtz*, *hap*.

B17: 53.160.147 Borsod/Derékegyháza (Edelény): *mg-hb*, *cum*, *olg*, *and*, *lab*, *ttn*, *qtz*, *ph*, *fap*.

B20: Felsővadász/Várdomb, 1984. 07. 25. 8. szv. 6. ány.: *mg-hb*, *ab*, *and*, *ilm*, *ttn*, *qtz*, *py*.

C05: 53.160.151 Borsod/Derékegyháza (Edelény): *mg-hb*, *akt*, *ab*, *olg*, *and*, *lab*, *byt*, *ep*, *ilm*, *chl*, *bt*.

M3 autópálya 10lh. 1993.10.18.*: *mg-hb*, *cum*, *ill*.

Amfibolit

53.160.11 Borsod/Derékegyháza (Edelény)*: *mg-hb*, *mg-fe3-hb*, *fe2-prg*, *ab*, *olg*, *ilm*, *ttn*.

53.160.31b Borsod/Derékegyháza (Edelény)*: *mg-hb*, *akt*, *and*, *ttn*.

B12: 74.44.15 Szerencs/Taktaföldvár: *mg-hb*, *akt*, *prg*, *fe2-prg*, *sdg*, *fe2-sdg*, *ab*, *and*, *ep*, *czo*, *ilm*, *ttn*.

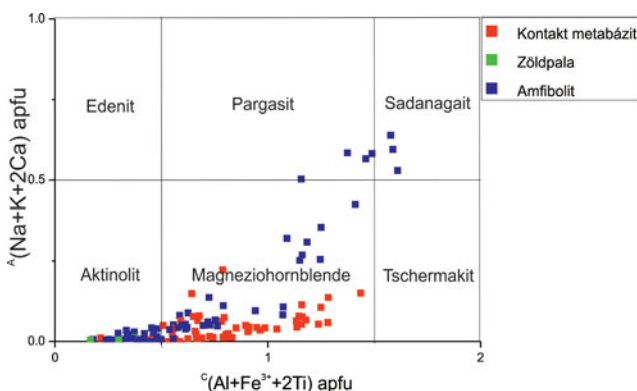
B04: 70.1.23 Szerencs/Taktaföldvár: *mg-hb*, *akt*, *ab*, *olg*, *and*, *kfp*, *ttn*, *chl*.

B05: 70.1.24 Szerencs/Taktaföldvár: *mg-hb*, *akt*, *fe2-akt*, *ab*, *and*, *lab*, *kfp*, *ttn*, *chl*, *fap*.

Zöldpala

53.160.21 Borsod/Derékegyháza (Edelény)*: *akt*, *ab*, *ep*, *czo*, *qtz*, *ph*, *ap*, *sme*.

Az előzetesen három kőzettípus elkülönítésében fontos szerepet játszott az amfibolok és a földpátok kémiai összetétele és szöveti helyzete. A minden mintában megtalálható kalciumos amfibol elemzéseket a **1. ábra** mutatja be kőzettípusonként csoportosítva a $C_{(Al+Fe+2Ti)} - A_{(Na+K+2Ca)}$ diagramban.

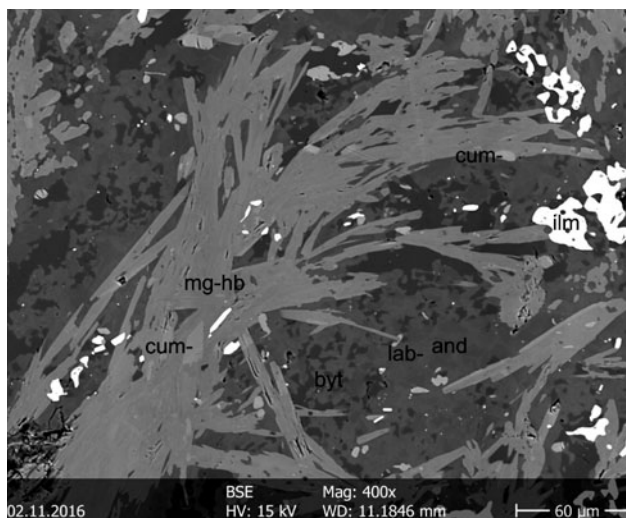


1. ábra – Kalciumos amfibolok összetételének ábrázolása a $C_{(Al+Fe+2Ti)} - A_{(Na+K+2Ca)}$ diagramban

4.2.1. Kontakt metabázitok

Amfibolok

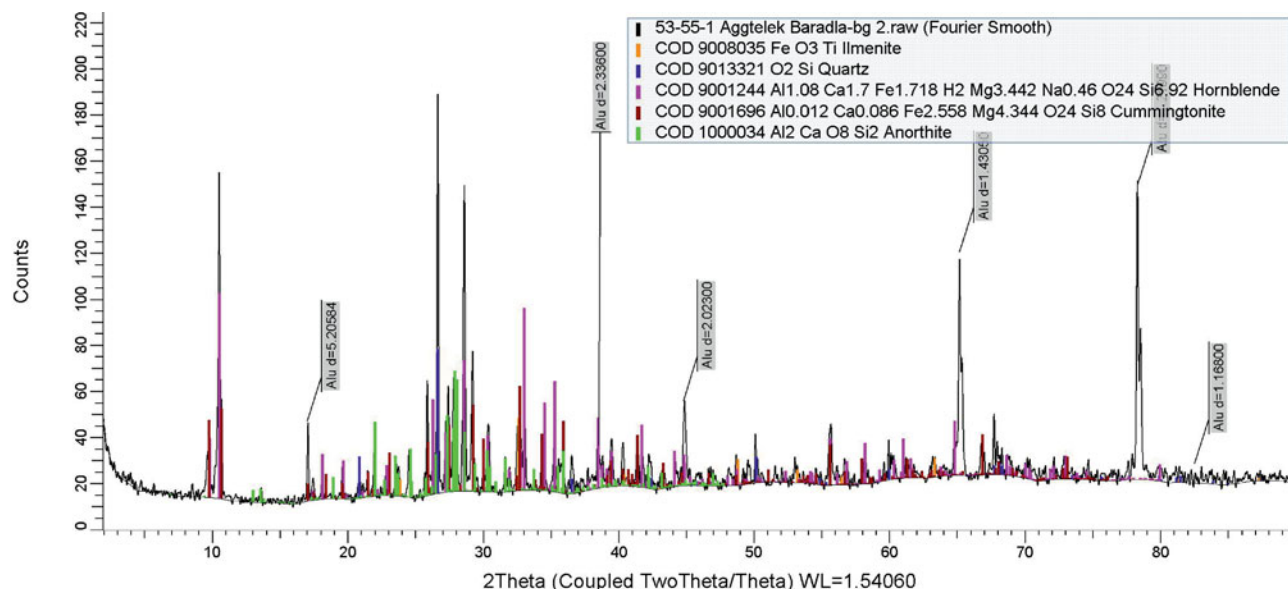
Magneziohornblende a B10 jelű kőeszköz kivételével minden kőbaltából kimutatásra került. Jellemzően nyúlt, oszlopos megjelenésűek. Az 53.160 és 67.3.77 jelű mintáknál már a ferrohornblende is megjelenik. Gyakori ásványos alkotó a cummingtonit, mely szétseprűződve, orientálatlanul jelenik meg, tipikusan a magneziohornblende szegélyén (**2. ábra**). Cum-



2. ábra – A B09 jelű kontakt metabázit kőeszköz BSE képe

mingtonit jelenlétét az XRD elemzés is megerősítette az 53.55.1 és B10 jelű kőbaltákban (**3. ábra**).

Grunerit egy esetben mutattunk ki, mégpedig az 53.160 jelű kontakt metabázit kőbaltából, mely magneziohornblende szegélyén képződött, szövetileg azonos helyzetben, mint a cummingtonit. Aktinolit a B10 és C05 jelű mintákban fordul elő, a szöveti kép alapján a legkorábban képződött amfibol.



3. ábra – 53.55.1 kontakt metabázit kőszelvény XRD felvétele

A C05-ben cumingtonit nem mutatható ki; az aktinolit képződését követte a magneziohornblende. Feltételezhetően a kontakt aureolától távolabb képződhetett és egy késői magnetitesedés is végbement a kőzetben, melyet nagy magnetit-tartalma és magas MS értéke ($20,77 \cdot 10^{-3}$ SI) is alátámaszt.

Plagioklászok

Második leggyakoribb kőzetalkotó a plagioklász, melynek kémiai összetétele az albittól a bytownitig terjed a kontakt metabázit közötti típusú kőszelvényekben. Az albit relikti jellegű, kémiai összetételük a kontakt metabázitokban $An_{0,0-4,1}$. Bázikusabb plagioklászok kémiai összetétele $An_{21,8-85,7}$.

Ilmenit: Leggyakoribb járulékos elegyrész a kontakt metabázitokban, mely idioblasztos és hipidioblasztos szemcséket alkot.

4.2.2. Amfibolitok

Amfibolok

A nyúlt oszlopos magneziohornblendét mind az öt minta tartalmazza. Az 53.160.11 leltári számú kőszelvényből magnezioferrihornblende is kimutatásra került a magneziohornblende mellett. Ebben a kőszelvényben pargasit is megjelenik a magneziohornblende szegélyén.

Aktinolit jellemzően a magneziohornblende szegélyén jelenik meg, melyből retrográd metamorfózisra következtethetünk. A B05 jelű amfibolit kőbaltában az aktinolit vasban dúsabb, ferroaktinolit is megfigyelhető az aktinollal együttesen. Ugyanebben a mintában a magneziohornblende kloritosodása is látható. Továbbá a B12 jelű kőbaltában a pargasit és ferropargasit kimutatásra került sadanagait és aktinolit szegélyéről.

Sadanagait és ferrosadanagait csak a B12 jelű kőszelvényben fordult elő aktinolit szegélyén. E két, korábban ritkának számító amfibol a Leake et al. (1997) féle nevezéktan szerint még pargasit és tschermakit néven volt ismert.

Plagioklászok

A plagioklász az albittól a labradoritig változó összetételt mutat. Az amfibolok és a plagioklászok szöveti helyzete arra utal, hogy

az amfibolitot retrográd metamorfózis érte, melynek során aktinolit és albit képződött.

Káliföldpát: a B04 és B05 mintákban volt jelen.

4.2.3. Zöldpala

A vizsgált minták közül 53.160.21 leltáriszámú kőbaltához tartozik ide. Az amfibolok közül csak aktinolit, a plagioklászok között kizárólag albit, $An_{0,4-1,1}$ fordul elő benne.

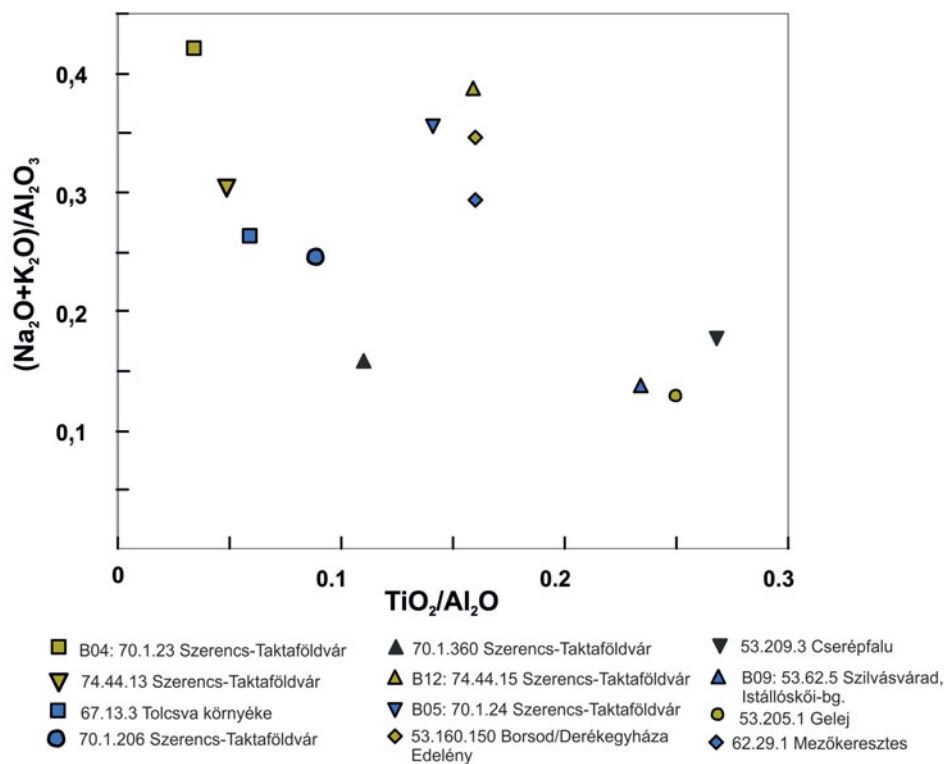
Ezeket kívül epidot, klinozoisit, kvarc, klorit, fluorapatit és szmektit ásványokat tartalmaz a kőszelvény.

4.3. Kőzetkémia

PGAA elemzéssel kapott adatainkat $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$ diszkriminancia diagramon ábrázoltuk (4. ábra) és összevetettük Szakmány et al. (2011) által közölt metabázit adatokkal. A szilvásváradi, cserépfalui, geleji kőbalták kiváló egyezést mutatnak és a Mezőkeresztesről származó szörványlelet is hasonlít a Cseh-masszívum északi részéről származó terepi minták összetételi tartományával. A Szerencs/Taktaföldvár és Borsod/Derékegyháza (Edelény) alaposan feltárt régészeti lelőhelyekről származó leletek, továbbá a Tolcsva környéki szörványleletként előkerült kőszelvény elkülönülnek az előbb felsorolt mintáktól.

5. Konklúzió

A metabázit nyersanyagú (kontakt metabázit, amfibolit, zöldpala) kőszelvények közül a kontakt metabázit nyersanyagú kőszelvények fő ásványai (magneziohornblende ± aktinolit ± cumingtonit, albit, bázikus plagioklászok, továbbá az ilmenit) valamint ezek szöveti helyzete és orientálatlan megjelenése tipikusan a Cseh-masszívum északi területéről származó kőzetekkel mutatnak kiváló egyezést (Sida, Kachlik, 2009). Az amfibolit nyersanyagú kőszelvények származási helyét egyelőre nem sikerült meghatározni, mivel a Kárpát-medence környezetében számtalan területen előfordulnak (pl. Kis-Kárpátokban,



4. ábra – Metabázit kőeszközök kémiai összetétele a $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diszkriminancia diagramon

Erdélyi-középhegység, Szlovákiában elszórtan) (Přichystal, 2013) és ezek részletes közettani feldolgozása még nem történt meg. Így ezekkel összehasonlítani egyelőre nem sikerült eredményeinket. A zöldpala nyersanyagú kőeszköz makroszkóposan, ásványkémiai összetételét és szöveti megjelenését tekintve tipikusan a Felsőcsatár környékén megjelenő zöldpalákéhoz hasonló (Szakmány, 2009).

Az eddig vizsgált kőeszközök kőzetkémiai elemzéseit tekintve feltűnő, hogy a kontakt metabázit nyersanyagú kőeszközök, csak a Sajótól nyugatra elhelyezkedő régészeti lelőhelyeken fordulnak elő. A Sajótól keletre eső lelőhelyek leletanyagának a forrásterülete egyelőre a jelenlegi adatokból nem határozható meg.

Összefoglalóan elmondhatjuk, hogy a „zöldkövek” proveniencia meghatározása még további és sokrétűbb vizsgálatokat igényel.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA K 100385 számú (témavezető Kasztovszky Zsolt) projektje támogatta.

Irodalomjegyzék

- Bendő, Zs., Oláh I., Péterdi, B., Szakmány, Gy., Horváth, E. (2013): Archeometriai Műhely, 1, 51–66.
- Hawthorne, F. C. Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. Welch, M. D. (2012): American Mineralogist, 97, 2031–2048.
- Hellebrandt, M. (1979): Herman Ottó Múzeum Évkönyve XVII-XVIII, 7–24.
- Kalicz, N., Makkay, J. (1977): Akadémiai kiadó, Budapest, p. 386.
- Kereskényi, E., Kristály, F., T. Biró, K., Péterdi, B., Bendő, Zs., Rózsa, P. (2015a): Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series 9, 30 p.
- Kereskényi, E., Kristály, F., Fehér, B., Rózsa, P. (2015b): 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, 71–74.
- Leake, B. E., Wooley, A. R. és 20 további szerző (1997): The Canadian Mineralogist, 35, 219–246.
- Přichystal A. (2013): Masaryk University, Brno, 198–200.
- Révay Zs. (2009): Analytical Chemistry, 81, 6851–6859.
- Šída, P., Kachlik, V. (2009): Journal of Geosciences, 54, 269–287.
- Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs. (2004): European Journal of Mineralogy, 16, 285–295.
- Szakmány, Gy. (2009): Archeometriai Műhely, 1, 11–30.
- Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs., Szilágyi, V., Starnini, E., Friedel, O., T. Biró, K. (2011): European Journal of Mineralogy, 23, 883–893.
- Szentmiklósi, L., Belgya, T., Révay, Zs., Kis, Z. (2010): Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 286, 501–505.

A SZÉN-DIOXID HATÁSA A MIHÁLYI-RÉPCELAK TERMÉSZETES CO₂-ELŐFORDULÁS FEDŐKÖZETEIBEN

Király Csilla^{1*}, Szamosfalvi Ágnes², Szabó Csaba¹, Falus György²

¹ ELTE TTK FFI, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Budapest

² MFGI, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

*Jelenlegi cím: MTA-CsFK, Földrajztudományi Intézet

e-mail: csilla.kiraly.hu@gmail.com

1. Bevezetés

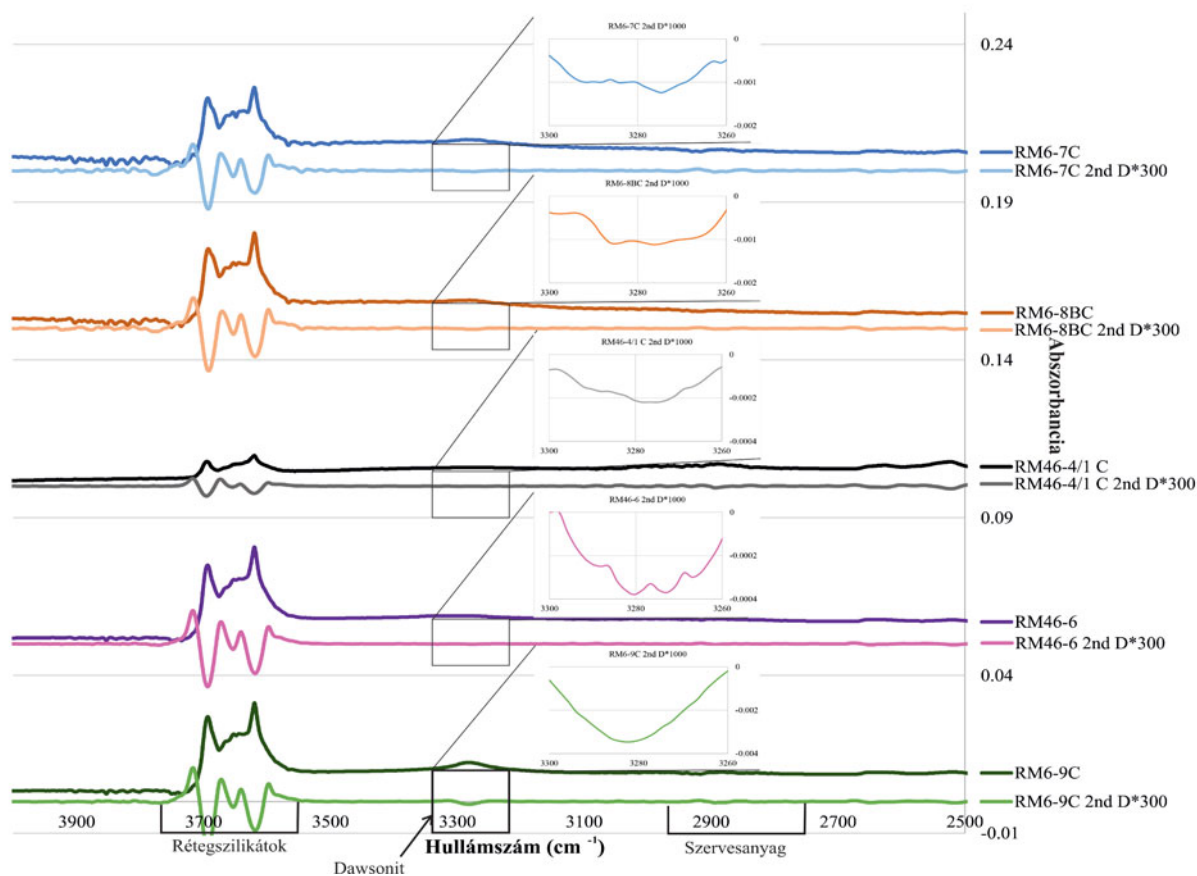
Az ipari eredetű CO₂ geológiai tárolás egyik kulcskérdése, hogy mely tulajdonságok szabják meg egy tárolórendszer biztonságát. A CO₂ felszín felé történő áramlását a fedőkőzet akadályozza megfizikai gátként. A fedőkőzet kis porozitású és kis permeabilitású kőzet, amelynek repedezettsége növeli a CO₂ kiszabadulásának kockázatát.

A természetes CO₂-előfordulások fedőkőzeteinek vizsgálata segít megérteni, hogy geológiai időskálán a fedőkőzet mely fizikai-kémiai tulajdonságai befolyásolják a rendszer CO₂ megtartó képességét. A Pannon-medence egyik legjobban is-

mert természetes CO₂-előfordulása a Mihályi-Répcelak terület, ahonnan a fúrások során vett magmintákból jelen munkában azokat vizsgáltuk, amelyek egy-egy CO₂-telep fedőkőzetei.

2. Földtani háttér

A Mihályi-Répcelak terület a Pannon-medence nyugati részén helyezkedik el. A medence feltöltődése kb. 10 millió éve kezdődött meg ÉNy-i irányból érkező progradáló deltarendszer által lerakott üledékekkel (Juhász, 1992). A területen a homokkő rétegekben kb. 25 millió tonna CO₂ csapdázódott (Mészáros et al., 1979). A CO₂ feltehetően köpeny eredetű és mintegy 8-4 millió évvel ezelőtt halmozódott fel (Palcsu et al., 2014).



1. ábra – Mihályi-Répcelak területéről származó dawsonitot tartalmazó fedőkőzetek ATR-FTIR spektrumának OH- tartománya (Király et al., 2016a)

3. Vizsgálati módszerek

A Mihályi-Répcelak területéről származó fedőkőzetekből készített vékonycsiszolatok pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata során az ásványok szöveti helyzetét azonosítottuk. A kőzetek ásványos összetételét XRD-vel és ATR-FTIR-el (1. ábra) azonosítottuk. A kőzetek fizikai adatainak vizsgálata szemcseméret elemzéssel és a mélyfúrás-geofizikai szelvények értelmezésével történt (Király et al., 2016b).

4. Eredmények

A petrográfiai vizsgálatok alapján detritális ásványok a fedőkőzetekben a következők: kvarc, csillám, albit, K-földpát, dolomit. Diagenetikus ásványnak tekinthető a kalcit, az ankerit, a sziderit, a kaolinit és egyes esetekben a dawsonit. A megfigyelések alapján megállapítható, hogy a fedőkőzetekben az ásványok típusai meg egyeznek a homokkő rezervoárban leírtakkal, azonban modális arányaik jelentős különbözőséget mutatnak (Király et al., 2016a, b). A homokkő rezervoároknak leírt diagenetikus folyamatok egy része azonosítható volt a fedőkőzetekben, azonban a kisebb szemcseméret, porozitás és permeabilitás miatt az egyes változások kevésbé észlelhetők a fedőkőzetekben. Az SEM vizsgálatok alapján a dawsonit több esetben albit reliktum mellett jelenik meg. Az ATR-FTIR vizsgálat eredményei alapján (1. ábra) megállapítható, hogy 4 a fedőkőzetekben nyomnyi mennyiségben ($>0,1$ m/m%) megtalálható a dawsonit, míg további 4 fedőkőzetben a dawsonit tartalom $>0,5$ m/m%. (XRD-vel kimutatható). A dawsonit ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$) a nagy mennyiségű CO_2 hatására képződhetett (2. ábra). Feltételezhető, hogy a CO_2 geológiai időskálán jutott be a fedőkőzetbe (Palcsu et al., 2014 szerint 8-4 millió éve), annak ellenére, hogy petrofizikai tulajdonságaik alapján (permeabilitás $\sim 0,026$ mD) a fedőkőzetek csak közepes kockázati csoportba sorolhatók (Bruno et al., 2014). A hosszú távú biztonság növekedése szempontjából azonban meg kell jegyezni, hogy a

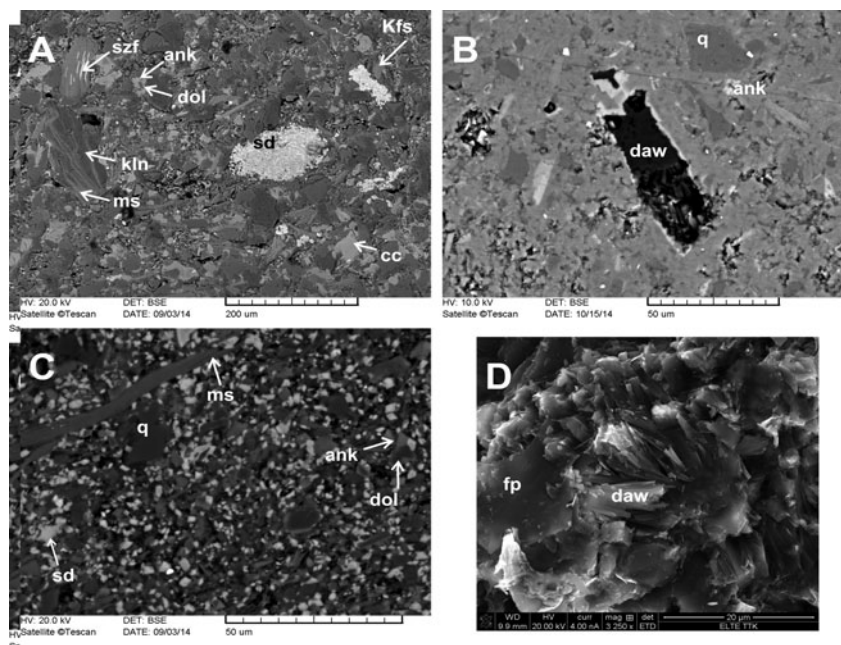
dawsonit képződése során a CO_2 ásványos fázisban megkötődött a fedőkőzetben. Ez a csapdázódási mechanizmus garantálja a legbiztonságosabb CO_2 -tárolást (Bachu et al., 2007).

Köszönetnyilvánítás

A munka nem jöhetett volna létre a K 115927 pályázat, az ELTE és MFGI közötti együttműködés (TTK 2461/1/2013 és MFGI 206-114/2013) és a KKM (KMOP projekt száma: 4.2.1/B-10-2010-002), a PD_105410 közreműködése nélkül. Az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-16-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Bachu, S., Bonijoly, D., Bradshaw, J., Burruss, R., Holloway, S., Christensen, N.P., Mathiasen, O. M. (2007): International Journal of Greenhouse Gas Control, 1, 430–443.
- Bruno M. S., Lao K., Diessl J., Childers B., Xiang J., White N., van der Veer E. (2014): Energy Procedia 63, 4708–4744.
- Juhász Gy., (1992): Földtani Közlöny, 122/2–4, 133–165.
- Magyar, I., Radivojević, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K., Pócsik, M. (2013): Global and Planetary Change 103, 168–173.
- Király, Cs., Szamosfalvi, Á., Zilahi-Sebess, L., Kónya, P., Kovács, I.J., Sendula, E., Szabó, Cs., Falus, Gy. (2016a): Environmental Earth Sciences, 75, 635v645.
- Király, Cs., Sendula, E., Szamosfalvi, Á., Káldos, R., Kónya, P., Kovács, I.J., Fűr, J., Bendő, Zs., Falus, Gy. (2016b): In: Armitage, P. J., Butcher, A. R., Churchill, J. M., Csoma, A. E., Hollis, C., Lander, R. H., Omma, J. E., Worden, R. H. (szerk.) Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. Geological Society, London, Special Publications, 435 p.
- Mészáros L., Dallos E., Vágó L., Czupi J., Paulik D., Darabos A., Marton T., Simán Gy., Ferenczy Z. (1979): Kézirat – Országos Kőolajipari Tröszt, 116 p.
- Palcsu, L., Vető, I., Futó, I., Vodiła, G., Papp, L., Major, Z. (2014): Marine and Petroleum Geology 54, 216–227.



2. ábra – Dawsonitot tartalmazó fedőkőzetekről készült pásztázó elektronmikroszkópi felvétel (A-C visszaszórt elektronkép, D: szekunder elektronkép). Az ábrán jelölt rövidítések a következők: ank: ankerit, daw: dawsonit, fp: földpát, ill: illit.

NYOMELEMZÉSEK A CSOMÁDI TEFRARÉTEGEK KÖZETÜVEGSZILÁNKJAIBÓL ÉS ÁSVÁNYAIBÓL LÉZERABLÁCIÓS ICP-MS-SSEL

Király Edit¹, Kovács István János¹, Karátson Dávid², Wulf, Sabine³

¹ MFGI, 1143 Budapest, Stefánia út 14

² ELTE TTK, Budapest, Pázmány Péter sétány 1

³ GFZ, Neuenheimer Feld 234, D-69120 Heidelberg

e-mail: kiraly.edit@mfgi.hu

1. Bevezetés

Jelen kivonat módszertani ismertetés arról, miként lehet megbízható nyomelemkoncentrációkat kinyerni „in situ” lézerablációs ICP-MS elemzésekből. Alig több mint egy tucat irodalom van kőzetüvegek pontonkénti nyomelemzéséről. A fő problémát a kőzetüveg „átlátszósága”, mérete és inhomogenitása okozza. Az átlátszó ásványokon vagy anyagokon (kőzetüveg, kvarc, földpát...) a lézer nagyobb arányban halad át kölcsönhatás nélkül, mint a színes ásványokon, ezért energiájának kisebb hányada fordítódik a minta ablálására. A tefrából nyert kőzetüvegdarabok mérete többnyire nem haladja meg a 125 µm-t és gyakoriak bennük a mikrokristályok. Az üveg felszínre kerülésével a devitrifikáció és az átalakulás is jelentős szerepet játszik a kőzetüveg eredeti összetételének megváltoztatásában. Mintegy 400 elemzést végeztünk Csomádról, 7 különböző korú és helyzetű tefra kőzetüvegszilánkjain, valamint néhány ásványból – amfibol, biotit és földpát – is mértünk nyomelemeket. A hét minta (1. ábra) a RO23, TGS1.1, BIX1.2, TUR1.1, TUR2.1, BIX1.1 és SNM1.1 jelű preparátumok voltak, amelyek megfelelnek a Karátson et al. (2016) azonos jelű mintáinak.

2. Geológiai környezet

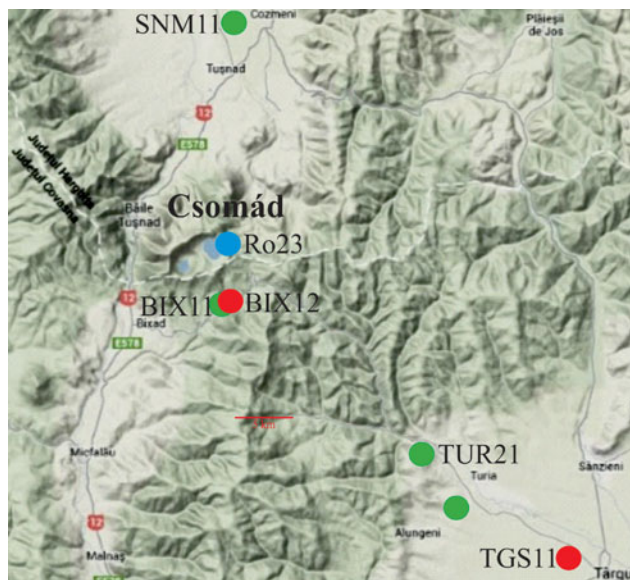
A vizsgált minták a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb, későpleisztocén vulkánjából, a Csomád tefrarétegeiből származnak. Az ikerkráterek utolsó kitöréseit nagy K-tartalmú, dácitos vulkanizmus jellemzi (Szakács, Segedi, 1986). Karátson et al. (2016) alapján e robbanásos szakasz legidősebb kitörése (EPPA, korai, főként freatomagmás aktivitás) 51 ezer évvel ezelőtt vagy annál korábban történt a Mohos kráterből. A következő, „középső pliniusi szakasz” (MPA) 31,5 ezer éve játszódott le, míg a legfiatalabb, „utolsó Szent-Anna freatomagmás szakasz” (LSPA).

Az üvegszilánkokon, plagioklászon, amfibolon és biotiton kívül a kőzet titanitot, apatitot, cirkont, allanitot, kvarcot, kálicföldpátot, esetleg olivint, klinopiroxént és ortopiroxént is tartalmazhat.

A felszínre került magma hosszú időn keresztül meglehetősen homogén (SiO₂ 62–68 wt%, K₂O 3,0–3,6 wt%, Na₂O 4,0–4,6 wt%) maradt (Szakács, Seghedi 1986; Mason et al., 1996; Vinkler et al., 2007) annak ellenére, hogy különböző hőmérsékletű és mélységű magmakamrák anyagának keveredésével jött létre (Kiss et al., 2014; Harangi et al., 2015). A mafikus és felzikus kristálymassza között mintegy 200 °C lehetett a különbség (Kiss et al., 2014).

A kőzetüvegek főelemmegoszlása alapján azonban Karátson et al. (2016) elkülönített 3, korban is eltérő csoportot. Az EPPA és MPA csoportok egyértelműen elkülönülnek egymástól, míg a legfiatalabb LSPA csoport összetételben a kettő között helyezkedik el.

Amfibol-fenokristályokból már korábban is készültek nyomelemzések (Kiss et al., 2014). A pargasit a mafikus olvadékból képződött amfibol, míg a hornblende a felzikusabb



1. ábra – Mintavételi helyek a Csomád környéki tefrarétegekből. Zölddel az EPPA-, pirossal az MPA-, kézzel az LSPA-kitörésekhez tartozó mintavételi helyek (Karátson et al., 2016 után, módosítva)

olvadékból vált ki. A fő nyomelembeli különbségek az Eu-anomáliában, Ba-, Sr- és Zr-ban, kevésbé az Pb-ban és enyhén a nehéz RFF-ekben észlelhetők. A felzikusabb olvadékból kristályosodó hornblendével együtt vagy annak kristályosodását megelőzően kristályosodhatott a cirkon, titanit, plagioklász és kálicföldpát, amelyekbe a fentebb említett nyomelemek már korábban vagy szimultán beépülhettek. A pargasitban sem negatív Eu-anomália, sem negatív Sr-anomália nem jelentkezik, amely plagioklászt megelőző amfibol-képződést valószínűsít. A nagyobb Ba-tartalom pedig a korábban vagy szimultán képződött kálicföldpát hiányára utal (Kiss et al., 2014).

3. Módszertan

Tefrából származó üde horzsakő és a tefra anyagának műgyantába ágyazott, felszínén polírozott, 20–125 µm szemcsefrakcióját használtuk nyomelem-meghatározásra. A petrográfiai megfigyelés és dokumentálás során elkülönítettük a mikrokristályokat és a devitrifikált anyagot, illetve a mállásterméket. Kiválogattuk a legüdebb és homogén üvegszilánkokat, valamint igyekeztünk különböző megjelenésű kőzetüvegeket is mérni. A LA-ICP-MS-beállításokat és az alkalmazott izotópokat az **1. táblázat** tartalmazza. 15, 25, 30, 55 és 100 µm-es kráterátmérőt használtunk. A kis kráterátmérő

1. táblázat – LA-ICP-MS beállítása és mérési paraméterei

| | |
|--|--|
| Lézerablációs feltét típusa | New WaveUp213 |
| lézerimpulzus | < 4 ns |
| lézerfrekvencia | 2, 4, 5 Hz |
| kráterátmérő | 100, 15, 25, 30 and 55 µm |
| He-gázáram | 0,9 L min ⁻¹ |
| mintavételezés | pontszerű |
| ICP-MS típusa | Perkin Elmer ELAN DRC II |
| RF teljesítménye | 1200 kW |
| plazma gázárama | 15 L min ⁻¹ |
| vivőgáz | 0,91 L min ⁻¹ |
| segédgáz | 1 L min ⁻¹ |
| lencsék | auto lencsék |
| kónusz | Ni |
| detektormód | dual |
| minta időtartama | ~45 s |
| vak időtartama | ~40 s |
| mérési idő az adott izotópon | 10 ms |
| a kiválasztott izotópok mérése beolvasásonként | 1 |
| ismétlés | 1 |
| izotópok | ⁶ Li, ⁹ Be, ¹⁰ B, ¹¹ B, ²³ Na, ²⁴ Mg, ²⁷ Al, ²⁸ Si, ³¹ P, ³⁹ K, ⁴⁰ Ca, ⁴⁵ Sc, ⁴⁷ Ti, ⁵¹ V, ⁵⁵ Mn, ⁵⁹ Co, ⁶⁰ Ni, ⁶³ Cu, ⁶⁶ Zn, ⁶⁹ Ga, ⁷² Ge, ⁷⁵ As, ⁸⁵ Rb, ⁸⁷ Sr, ⁸⁹ Y, ⁹⁰ Zr, ⁹¹ Nb, ¹³³ Cs, ¹³⁷ Ba, ¹³⁸ La, ¹⁴⁰ Ce, ¹⁴¹ Pr, ¹⁴⁶ Nd, ¹⁵⁰ Sm, ¹⁵² Eu, ¹⁵⁴ Gd, ¹⁵⁶ Dy, ¹⁶³ Ho, ¹⁶⁷ Er, ¹⁶⁹ Tm, ¹⁷³ Yb, ¹⁷⁵ Lu, ¹⁸¹ Ta, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U |
| külső kalibráló sztenderd | NIST610, GSE-1G, BCR-2G |
| belső sztenderd | összoxid (Liu et al. 2008) |

(≤25 µm) esetén viszonylag rövid időintervallumot értékeltünk ki, mivel mélyebb kráterből megváltozik az anyagkihozatal mértéke. Eközben az ablált anyagban lévő mikrokristályok belemérése az amúgy is rövid jelet használhatatlanná tették a kiértékelésre. A 30 és 55 µm-es lézersugár még elég kis területről gyűjtött információt ahhoz, hogy a petrográfiai megfigyelések alapján csak a homogén területeket ablálja, tehát kevesebb kontaminációval lehet számolni, míg a 100 µm-es kráterek esetében nagymértékben javul az érzékenység és csökkent a kimutatási határ, de a nagyobb térfogattal a kontamináció mértéke is jelentősen megnő.

Az ablálás gyakoriságát és a lézer intenzitását is megpróbáltuk úgy beállítani, hogy minél kevesebb legyen az anyagvesztés – kirobbanó fragmentumok formájában, – de még használható jelet kapjunk.

A majdnem 400 elemzésből végül 112 bizonyult használhatónak. A kiértékeléskor minden egyes elemre/izotópra ellenőriztük a jelet, hogy mennyire homogén. A Ti-fázisok (opak ásvány, titanit, rutil) a Ti-jel megugrásával, az ablált térfogathoz

viszonyított kis szemcsék esetében csak gyenge emelkedésével szűrhető ki. Az apatit a P-ral és a könnyű RFF-ekkel, cirkon a Zr-mal, az allanit a ritkaföldfémekkel, de a szintelen kőzetalkotó ásványok belemérése azonosítása már nehezebb. A plagioklász nagyobb Na- és/vagy Ca-tartalma, a káliciföldpát K-dúsabb mivolta jelzi a kontaminációt. A színes ásványok mikroszkópban elkülöníthetők, de a kőzetüveghez képest nagyobb Ti-tartalom, az amfibol esetében a megnövekedett Ca-tartalom árulkodik a jelenlétükről. A kvarc belemérése általános jelcsökkenésként figyelhető meg. Kisméretű (azonosíthatatlan?) mikrokristályok kontaminációja azonban számtalanszor nem egyértelmű a jelből.

A devitrifikációból származó nyomelemváltozások jellegét nem ismerjük, ezért csaknem lehetetlen kiszűrni; hacsak nem petrográfiailag eltérő üde és különböző mértékben bontott kőzetüveg, amelyhez köthető (a jelek és) a nyomelem-koncentrációkban történt változások. A petrográfiai megfigyelésen kívül csak a megnövekedett Al-tartalom tekinthető a bontottság jelének.

A jelek minden elemre történő átnézését követően, a külső sztenderdre és összoxidra számított koncentrációk főelem-összetételét használtuk fel a releváns adatok leválogatására.

A kiértékeléskor a NIST610-es és a GSE-1G USGS-sztenderdek használtak, kontrollként a BCR-2G sztenderdet mértük vissza. Egyes izotóp az egyik, némelyik a másik sztenderdre történő kiértékeléskor adott pontosabb eredményt a kontroll-anyagon. Végülis a komplex kiértékelést választottuk: a NIST 610-es és GSE-1G sztenderdek együttesen használtak külső sztenderdként, míg a főelemek összoxidtartalmát belső sztenderdként. Más kőzetüveg-elemzésekkel foglalkozó irodalmak a ⁴³Ca-at vagy ²⁹Si-et tekintik belső sztenderdeknek. Az előbbinek kis koncentrációja miatt nagy a bizonytalansága, de a Si-ra normálás is némileg eltérő eredményt ad, mint az összoxidra számolás.

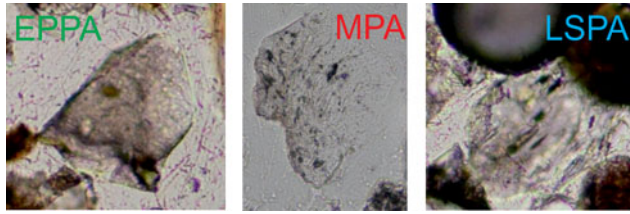
Az ásványok – amfibol, biotit, plagioklász – nyomelemzése megbízhatóbb: az ásványok zárványmentesek, a jelek platósak, homogének. RFF-ek azonban csak az amfibolban vannak kimutatási határ felett. A másik két ásvány nyomelemzéseit csak arra tudjuk felhasználni, hogy megállapítsuk a kőzetüveghez viszonyított nyomelem-megoszlásokat.

Akkor tekintjük elfogadhatónak az elemzést, ha egyfelől mikroszkópban kevésbé bontott, mikrokristályban szegény részt mértünk; másrészt a jelben nem találtunk egyértelműen mikrokristály-kontaminációra vagy átalakulásra utaló nyomot: izotóp inhomogenitás, illetve eltérést a főelemoxidokban.

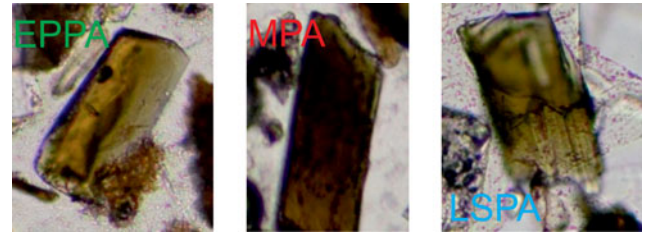
4. Összehasonlítás

A három különböző korú tefra kőzetüvegeit (**2. ábra**) petrográfiai alapon nem lehet egyértelműen elkülöníteni. Az üvegszilánkok apró volta és rossz beágyazódásuk miatt nagyon nehéz volt teljes egészében feltárt szemcséket mérni a legfiatalabb LSPA és az MPA kitörésekből származó Ro2.3 és a TGS1.1 mintákon. A BIX1.2 (MPA) és az EPPA kitörésekhez kapcsolódó üvegszilánkok nagyobbak, jobban feltártak, kevésbé porózusak, néhol enyhén elszíneződés tapasztalható bennük.

Egy-egy csoporton belül nagyon hasonló lefutású, de széles intervallumban mozgó RFF- és nyomelemlefutásokat tapasztalunk. A csoportok közötti eltérés kisebb, mint a



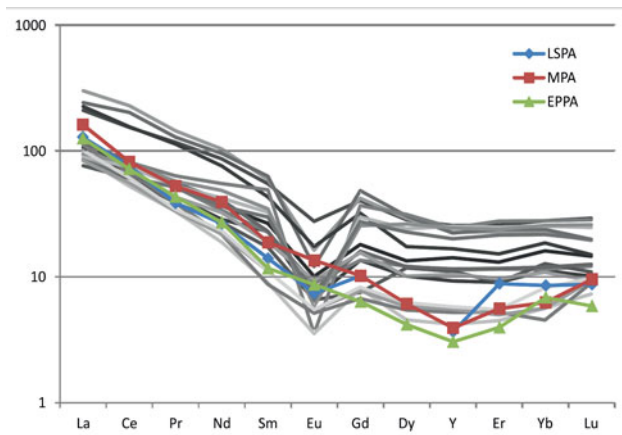
2. ábra – Különböző korú kiömlésekből származó kőzetüvegszilánkok. A szemcsék ~100 µm-esek



4. ábra – A különböző korú kitörésekhez köthető amfibolfragmentumok

csoporton belüli. Mindegyik csoportban változatos a Cs- és Rb-eloszlás, amelynek oka egyelőre nem ismert. Az Eu negatív anomália egyik csoportra sem jellemző (**3. ábra**). A nehéz ritkaföldfémeknél nagyobb fokú bizonytalanság észlelhető, amit a kisebb kráterátmérőkből mért elemzésekben a kimutatási határ alatti koncentrációk okoznak. A bizonytalanság növekedésének másik oka, hogy a Ho-Er-Tm hármast a korábbi elemzéseknél nem mértük, éppen a meghatározásuk bizonytalansága miatt, ezért kevesebb adat áll rendelkezésünkre.

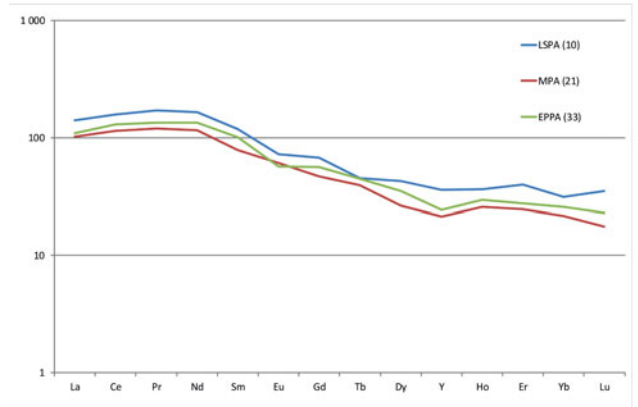
Biotiton mindössze 7 elemzés készült két csoportból, plagioklászából 12 mindhárom csoportból. A biotit erős negatív Ce-anomáliát mutat, ami a bontottságára utal, valamint a



3. ábra – Különböző korú tefrarétegek kőzetüvegének kondritra normált (McDonough, Sun, 1995), átlagos RFF-eloszlása a bükkaljai ignimbritekből származó kőzetüvegek RFF-eloszlásának (szürke – Harangi et al., 2014) fényében

negatív Eu-anomália a plagioklász-kristályosodást követő képződést sejtet. A Cs-Rb-Ba a K-mal együtt a kőzetüveghez viszonyítva a biotitban dúsul, valamint a FTS-elemek (Sc, V, Co, Ni, Cu) és a HFS-elemek (Nb-Ta-Ti) is. A ritkaföldfém-megoszlások bizonytalanok, de a közepes ritkaföldfémek (Pr, Nd, Sm, Gd) a biotitban dúsulnak. A plagioklászban kizárólag a Sr dúsul a kőzetüveghez képest. A ritkaföldfémek közül csak a La-Pr, néhol a Nd és Eu jelentkezik mérhető mennyiségben, ezáltal csak sejtethető a pozitív Eu-anomália.

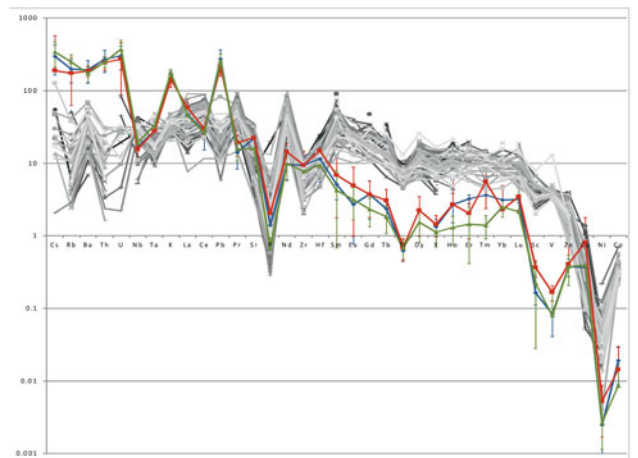
Amfibolelemzést 64 ponton végeztünk, mindhárom csoportból, a tefrarétegekben talált amfibolfragmentumokon (**4. ábra**). Az egyes csoportokból mért adatok szintén szórnak, de a csoportok között nincs jellegzetes különbség (**5. ábra**). Ellentétben a változatos főelemmegoszlással a gyenge negatív Eu-anomálián kívül a felzikusabb olvadékból képződött amfibol



5. ábra – Az amfibolfragmentumok RFF-eloszlásának kondritra normált (McDonough, Sun, 1995) átlaga a különböző korú tefrarétegekből

nehéz RFF-ben is egy kicsit dúsabb, mint a mafikus olvadékból képződött amfibol (Kiss et al., 2014).

A kőzetüveg és az amfibol nyomelemzéseit összehasonlítva a RFF-ek, valamint a FTS-elemek (Sc, V, Co, Ni) és gyengébben a HFS-elemek (Nb, Ta, Ti) is az amfibolban dúsulnak (**6. ábra**). A ritkaföldfémek közül enyhén a La, a többi nyomelemből pedig a LILE-ek dúsulnak csak a kőzetüvegben. A kőzetüveg és az amfibol RFF-lefutása is eltér. A nehéz-RFF-ekből relatív kevesebb épül be az amfibolba, mint a könnyű és a közepes RFF-ekből, ezáltal a maradékolvadék ritkaföldfém-eloszlását is befolyásolhatja az amfibol olvadékból történő kiválása.



6. ábra – Az amfibolfragmentumok primitív köpenyre normált (McDonough, Sun, 1995) nyomelemeloszlása (szürke árnyalata) a különböző korú kőzetüveg nyomelemeloszlásának átlagaihoz (EPPA – zöld, MPA – piros, LSPA – kék) viszonyítva

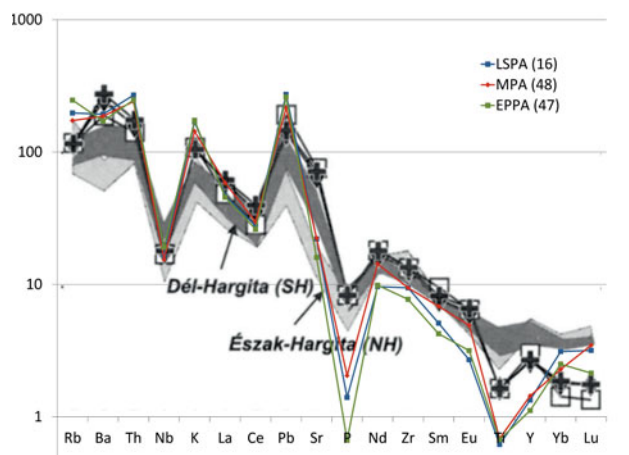
Az 1990-es évek végén, a 2000-es évek elején jelentek meg az első publikációk kőzetüvegszilánk-nyomelemzésekről. Eleinte több fragmentumból együttesen mért elemzések (Westgate et al., 1994) láttak napvilágot, amelyek inkább „bulk” elemzések, majd később egyetlen szilánkból is kozoltak adatokat. A gyarapodó publikációk és eredmények (Bryant et al., 1999; Pearce et al. 2002; Ukstins Peate et al., 2008; Harangi et al., 2005; Narasi et al., 2006; Aksu et al., 2008; Allan et al., 2008; Brendryen et al., 2010; Tomlinson et al., 2010; Abbott et al., 2012; Smith et al., 2011; Salisbury et al., 2012; Tamburino et al., 2012; Cooper et al., 2012; Barca et al., 2013) azt mutatják, hogy a geokémiai jelegek alapján az egyes tefrarétegek többnyire elkülöníthetők és vulkánhoz, illetve kitörési centrumhoz köthetők, de egy-egy tefrarétegen belül többféle eredetű és összetételű üveg is megjelenhet (Ukstins Peate et al., 2008).

Összehasonlítva az adatokat más savanyú-neutrális vulkanizmusból származó kőzetüveg-összetételekkel Santoriniről (Pearce et al., 2011), Bükkaljáról (Harangi et al., 2005 – **3. ábra**), Izlandról (Tomlinson et al., 2011), Aleutian szigetről (Westgate et al. 1993), a Taupo ignimbritekkel (Cooper et al., 2012), mexikói obsidiánnal és kőzetüveggel (Barca et al., 2013) megállapítható, hogy a csomádi kőzetüvegek nehéz RFF-ekben kimerültebbek, és nem jellemző rájuk a negatív Eu-anómália. Ez látszólag ellentétben áll jelenlegi tudásunkkal, miszerint a Csomád vulkánt az alatta található nyitott, több szintű, több kamrás magmarendszer táplálja, amibe újabb és újabb mafikus olvadékutánpótlás okoz gyakori magmakeveredést, hőmérséklet-változást (Kiss et al., 2014), feltételezhetően összetételbeli változást is. Ebben a három legutóbbi aktív fázisban azonban, habár a főelemeloszlás alapján felvázolhatók különböző geokémiai jelegek (Karátson et al., 2016), a nyomelem-eloszlásban ezek nem követhetők.

A területről korábban ismert kőzetüveg-elemzéseket a **7. ábrán** tüntettük fel. A korábban aktív hargitai vulkáni területhez képest Vinkler et al. (2007) adatai alapján a csomádi kőzetüveg LILE-ekben és könnyű RFF-ekben gazdagabb, nehéz RFF-ekben szegényebb. Ennek megfelelők az általunk mért kőzetüveg-elemzések is; a korábbi elemzésekhez képest azonban szembetűnő a Sr-, P- és Ti-kimerítettség, valamint a könnyű RFF-ekben való elszegényedés. Az eltérés mérés technikai okokra vezethető vissza. A korábbi adatok XRF, alárendelten oldatos ICP-MS elemzésekéből származnak (Vinkler et al., 2007), amelyek nem „in situ”, pontszerű, hanem a kőzetüveg nagyobb mennyiségének átlagos összetételét jelentik. Ezzel óhatatlanul együtt jár a mikrokristályok kőzetüvegbe való belemérése is: a földpátkristályok okozták a megnövekedett Sr-tartalmat, a magasabb P- és Ti-mennyiségek pedig az akcesszóriák (apatit, titanit, opak ásvány) beleméréséből származnak. Az enyhe eltérés közepes RFF-ekben az amfibol-mikrokristályok miatt adódhattak, amelyeket mi is dokumentáltunk a petrográfiai megfigyelés során. A nehéz RFF-ekben észlelhető eltérések valószínűleg mindkét módszer bizonytalanságát jelzik.

5. Eredmény

A modern, „in situ” pontelemzésekéből kapott LA-ICP-MS nyomelemzések azt mutatják, hogy általuk a korábbi technikáknál (elektron-mikroszkop, XRF, oldatos ICP-MS,



7. ábra – A jelenleg mért csomádi kőzetüvegszilánkok „in situ” pontelemzéseinek összehasonlítása a korábbi elemzésekkel (fekete kereszt, szürke négyszög), illetve a hargitai kőzetüveg-összetételekkel (szürke sávok – Vinkler et al., 2007) primitív köpenyre normált (McDonough, Sun, 1995) „spider-diagramon”

halmokban gyűjtött, szeparált kőzetüveg-elemzések LA-ICP-MS-sel) megbízhatóbb képet kapunk a nyomelemek eloszlásáról, szerepéről és részvételéről a magmás folyamatokban. Azonban mind a mérés, mind a kiértékelés során nagyon körültekintően kell eljárunk. Részletes és aprólékos jelvizsgálattal és mikroszkópos megfigyeléssel együttesen lehet csak kiszűrni a mikrokristályokat. Továbbra is kérdéses, hogy a kőzetüveg átalakulása (devitrifikáció, agyagásványosodás, zeolitosodás) milyen változást okozott a nyomelemekben. Módszertani szempontból, hasonlóan Tomlinson et al. (2011) elgondolásához, a nagyobb kráterátmérővel mért elemzések jóval megbízhatóbbak: térfogatarányaiban nem kerül bele olyan sok mikrokristály, mint kisebb kráterátmérőknél.

Egy nagyon erősen leválogatott adathalmaz alapján azt találtuk, hogy az azonos korúnak tartott tefrarétegekből származó kőzetüvegszilánkok összetétele mindig változatosabb, mint a különböző korú csoportok közötti eltérések, annak ellenére, hogy a főelem-eloszlásban elkülönülni látszik minimum két csoport a háromból (Karátson et al., 2016). Ez és az itt tapasztalt nyomelemeloszlások nehezen magyarázhatóak az újra és újra feltöltődő magmakamrákkal, a mafikus és felzikus olvadékok keveredésével (Kiss et al., 2014). Elképzelhető, hogy a minták által felölelt mintegy 20 000 év viszonylag kis időintervallumot jelent a vulkán utolsó aktív fázisában, és a mélyben lejátszódó (homogenizációs) folyamatok nagyobb részt már a kitörések előtt végbementek. Emiatt a különböző kitörési események viszonylag homogén olvadékot juttattak a felszínre, ahol a felfűtődés csak a kitörést indította el, de nem járt együtt jelentős geokémiai változással.

Irodalomjegyzék

- Abbott, P.M., Davies, S.M. (2012): Earth-Science Reviews, 115/3, 173–191.
- Aksu, A.E., Jenner, G., Hiscott, R.N., Yücler, E.B. (2008): Marine Geology, 252, 174–192.
- Allan, A.S.R., Baker, J.A., Carter, L., Wysoczanski, R.J. (2008): Quaternary Science Reviews, 27, 2341–2360.
- Barca, D., Miriello, D., Pecci, A., Barba, L., Ortiz, A., Manzanilla, L.R.,

- Blancas, J., Crisci, G.M. (2013): *Journal of Archaeological Science*, 40, 3999–4008.
- Brendryen, J., Hafliðason, H., Sejrup, H.P. (2010): *Quaternary Science Reviews*, 29, 847–864.
- Bryant, C.J., Arculus, R.J., Eggins, S.M. (1999): *Geology*, 27/12, 1119–1122.
- Cooper, G. F., Wilson, C.J.N., Millet, M-A., Baker, J.A., Smith, E.G.C. (2012): *Earth and Planetary Science Letters*, 313–314, 23–33.
- Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukacs, R. (2005): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143, 237–257.
- 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., Novák, A., Kiss B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Wesztergom, V., Metwaly, M., Gribovszki, K. (2015): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290, 82–96.
- Karátson, D., Wulf, S., Veres, D., Magyari, E., Gertisser, R., Timar-Gabor, A., Novothny, Á., Telbisz, T., Szalai, Z., Anechitei-Deacu, V., Appelt, O., Bormann, M., Jánosi, Cs., Hubay, K., Schäbitz, F. (2016): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 319, 29–51.
- Kiss, B., Harangi, Sz., Ntaflós T., Mason, P.R.D., Pal-Molnar, E. (2014): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167/3, 1–27.
- Mason P.R.D., Downes, H., Thirlwall, M.F., Seghedi, I., Szakacs, A., Lowry, D., Matthey, D. (1996): *Journal of Petrology* 37, 927–959
- McDonough, W.F., Sun, S.S. (1995): *Chemical Geology* 120, 223–253.
- Narcisi, B., Petit, J.R., Tiepolo, M. (2006): *Quaternary Science Reviews*, 25, 2682–2687.
- Pearce, N.J.G., Eastwood W.J., Westgate J.A., Perkins, W.T. (2002): *Journal of the Geological Society, London*, 159, 545–556.
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate J.A., Wade, S.C. (2011): *Quaternary International*, 246, 57–81.
- Salisbury, M.J., Patton, J.R., Kent, A.J.R., Goldfinger, C., Djadjadihardja, Y., Hanifa, U. (2012): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231–232, 61–71.
- Smith, V.C., Pearce N.J.G., Matthews, N.E., Westgate J.A., Petraglia, M.D. Haslam, M., Lane, C.S., Korisettar, R., Pal, J.N. (2011): *Quaternary International*, 246, 94–107.
- Szakacs, A., Seghedi, I. (1986): *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie*, 30, 41–48.
- Tamburino, S., Insinga, D.D., Sprovieri, M., Petrosino, M., Tiepolo, M. (2012): *Journal of Quaternary Science*, 27/2, 129–140.
- Tomlinson, E.L., Thordarson, T., Müller, W., Thirlwall, M., Menzies, M.A. (2010): *Chemical Geology*, 279, 73–89.
- Ukstins Peate, I., Kent, A.J.R., Baker, J.A., Menzies, M.A. (2008): *Lithos*, 102, 260–278.
- Vinkler, A.P., Harangi, Sz., Ntaflós, T., Szakács, A. (2007): *Földtani Közlöny*, 137/1, 103–128.
- Westgate J. A., Perkins, W.T., Fuge, R., Pearce, N.J.G., Wintle, A.G. (1994): *Applied Geochemistry*, 9, 323–335.

A MÓRÁGYI GRANITOIDOK GENETIKÁJA CIRKON-VIZSGÁLATOK TÜKRÉBEN

Kis Annamária¹, Weiszbürg Tamás¹, Dunkl István², Koller, Friedrich³, Váczi Tamás⁴, Buda György¹

¹ ELTE TTK Ásványtani Tanszék, Budapest, Magyarország

² University of Göttingen, Department of Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen, Németország

³ University of Vienna, Department of Lithospheric Research, Bécs, Ausztria

⁴ MTA Wigner FK SzFI, Alkalmazott és Nemlineáris Optikai Osztály, Budapest, Magyarország

e-mail: annamari.kis@gmail.com

1. Bevezetés

Jelen tanulmány célja a mórággyi granitoidok cirkonkristályok vizsgálatának tükrében végzett fejlődéstörténeti rekonstrukciója, amely magába foglalja a területet alakító elsődleges (mágnás) folyamatot, valamint az intrúziót ért másodlagos hatások időbeni lehatárolását és azonosítását is.

A mórággyi granitoidok variszkuszi korát az 1960-as évektől kezdődően számos publikáció is igazolja, amelyek akkoriban a radiometrikus korelemzések kis felbontásából adódóan nem tudtak kitérni a mórággyi intrúzió részletes genetikai magyarázatára.

A mórággyi granitoidok fejlődéstörténetét érintő tisztázatlan kérdések megválaszolásához két fő irány állt rendelkezésünkre. Az egyik az U-Pb kormeghatározás időbeni felbontásának javítása, a másik a cirkonok nyomelem-tartalmának vizsgálata és értelmezése.

2. Földtani háttér és petrográfia

A Mg-K gazdag granitoidokban („durbachit”) előforduló mafikus zárványok genetikájának vizsgálata egész Európában (Vogézek, Fekete-erdő, francia Központi-hegyvidék, Közép- és Dél-Bohémiai Masszívum, Ibériai-félsziget, Korzika) igen nagy múlt-ra tekint vissza.

Kutatási területünk, a dél-magyarországi Mórággyi Alegység a variszkuszi kollíziós zóna keleti részén található. Része a Tiszai nagyszerkezeti egységnek, illetve egyben a DK-Bohémiai masszívum Moldanubiumi zónájának legkeletibb, tektonikailag különálló eleme (Kovács et al., 2000).

A vizsgált területen háromféle kőzettípus bukkan felszínre: mikroklin-megakristályos granitoid, mafikus zárvány, illetve a kettő határán megjelenő hibrid (keverék-) kőzet (Buda et al., 1999; Buda, Dobosi, 2004; Király, Koroknai, 2004), melyek az I-típusú (metalumínios) granitoidok csoportjába tartoznak (Buda et al., 1999). A kőzetegyüttesek még a mágnás képződési szakaszban K-ban dúsultak (bizonyítékai: „mikroklin-kiszorításos” szövet, biotitosodás, közethatárokat átlépő káli-földpát megakristályok kialakulása) (Buda et al., 2000). A kristályosodást követően a granitoidok metamorfózist (zöldpala-amfibolit fácies) szenvedtek, amely tovább alakította a kőzetek szövetét (Király, Koroknai, 2004).

A variszkuszi kor meghatározását követően az eddigi korvizsgálatok kőzetcsoportok szerinti megoszlása (Koroknai et

al., 2010) és időbeli felbontása sem tette lehetővé a különböző (elsődleges + másodlagos) folyamatok finom léptékű felbontását. Ebből adódóan a nyitott kérdések közé sorolható például a fő kőzet (granitoid) és a benne elhelyezkedő mafikus zárványok genetikájának tisztázása (egyidejű keletkezéssel magmakeveredés vagy eltérő keletkezési idejű resztit eredet), illetve a területet ért utólagos hatások azonosítása. E kérdések megválaszolásával egyben lehetőség nyílik a mórággyi intrúzió fejlődéstörténetének beillesztésére az Európa-szerte előforduló hasonló keletkezésű granitoidok sorába.

3. Cirkonok U-Pb geokronológiai célú elővizsgálata

3.1. Cirkonmorfológia

Mindhárom, korábban ismert (Klötzli et al., 2004) prizmás cirkon morfológiai típus jelenlétét igazoltuk, illetve pontosítottuk (normál, lapos és nyúlt). Az egyes morfológiai típusok mindhárom kőzettípusban azonos gyakorisággal jelentkeznek, azonban egy adott kőzettípuson belül a normál prizmás cirkonok dominánsak, a lapos prizmás cirkonok még gyakoriak, míg a nyúlt prizmás cirkonok jelennek meg a legkisebb százalékban.

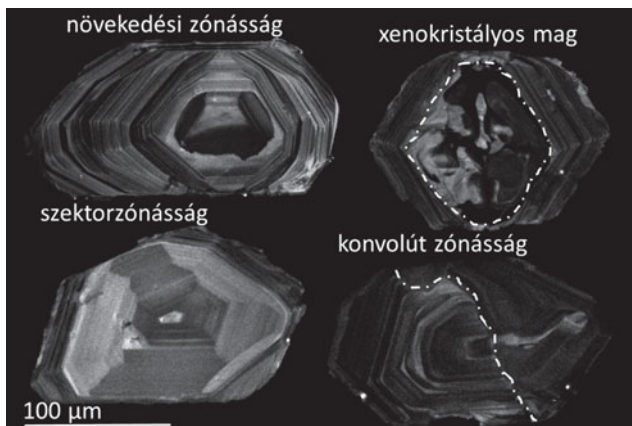
A normál prizmás cirkon zárványként biotitban és földpátban, egyenlő arányban, amfibolban ezeknél lényegesen ritkábban jelenik meg. A lapos prizmás cirkont döntő mértékben (90%) biotit zárja magába. Nyúlt prizmás cirkont viszont csak a felzikus kőzetalkotó ásványokban, földpátban és kvarcban észleltünk.

3.2. A cirkonkristályok szöveti és szerkezeti vizsgálatai

Napjaink U-Pb kormeghatározásra legmegbízhatóbb ásványa a cirkon ($\text{Zr}[\text{SiO}_4]$). Ugyanakkor a kellő időfelbontású U-Pb cirkon geokronológia jelentős akadályát pont a cirkonkristályok szöveti (zonáció), illetve szerkezeti (metamiktésedés) inhomogenitása adhatja. E korlát leküzdésére, még az U-Pb korelemzések előtt, 120 válogatott cirkonszemcse szöveti térképezését végeztük el.

Pásztázó elektronmikroszkóp (SEM) segítségével készített visszaszórt elektron képek (BSE) és katódlumineszcens képek (CL) elemzése során elsődleges és másodlagos cirkon szöveti

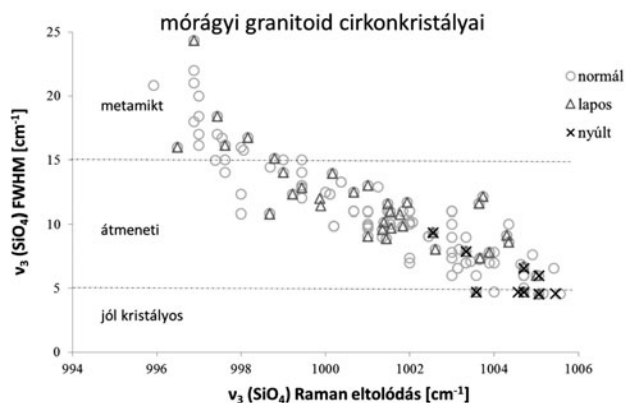
típusokat különítettünk el. Az elsődleges szöveti típusok között három (növekedési zónásság ± xenokristályos mag és szektorzónásság), míg a másodlagos szöveti típusok között egy (konvolút zónásság) változatot észleltünk (1. ábra).



1. ábra – Mórággyi cirkonok szöveti típusai (SEM-CL képek)

Előzetes megfigyeléseink alapján azt várjuk, hogy az elsődleges, növekedési szöveti típusok korhatározása a magmás kristályosodás korát fogja adni, míg a másodlagos szöveti típus korelemzésével a posztmágmás folyamatok korára kaphatunk választ. A cirkonokban Raman-spektroszkópiával zónáról zónára vizsgáltuk a cirkon szerkezetébe beépülő U és Th okozta sugárkárosodás mértékét (metamiktésedés). Az egyes zónák szerkezeti állapotát a ν_3 (SiO_4) rezgési sáv félértékszélessége (FWHM) alapján három kategóriába soroltuk (Nasdala et al., 1995): 1. jól kristályos ($<5 \text{ cm}^{-1}$ FWHM), 2. átmeneti ($5\text{--}15 \text{ cm}^{-1}$ FWHM), 3. metamikt ($>15 \text{ cm}^{-1}$ FWHM).

Normál és lapos prizmás cirkonok zónái esetén mindhárom szerkezeti állapottal találkozhatunk, viszont a nyúlt prizmás cirkonok szövetére nem jellemző a metamikt állapot (2. ábra).



2. ábra – Különböző morfológiájú cirkonok sugárkárosodásának mértéke

A szerkezeti heterogenitást úgy vettük figyelembe, hogy a korolásra kijelölendő területek közül kizártuk az erősen károsodott zónákat (kb. $>18 \text{ cm}^{-1}$). Ezek a zónák kevésbé ellenállóak a kőzeteket ért másodlagos geológiai folyamatok által vezérelt fluidumaktivitással szemben (Putnis, 2009), így Pb-

vesztettek lehetnek, ezáltal torzíthatják az U-Pb korhatározás adatait, rontva ezzel a geológiai szempontból stabilnak vélt adatok statisztikáját és értelmezési esélyét.

4. Cirkongeokémia és U-Pb geokronológia

Az LA-ICP-MS mérések tervezésekor két fő irányt jelöltünk ki, az egyik geokronológiai, a másik geokémiai.

A geokronológiai célú elemzések során a ^{202}Hg , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U és, ^{238}U , míg a geokémiai interpretációhoz használt mérések esetén az előbb felsoroltak mellett az ^{27}Al , ^{29}Si , ^{31}P , ^{43}Ca , ^{45}Sc , ^{47}Ti , ^{49}Ti , ^{57}Fe , ^{89}Y , ^{138}Ba , ^{140}Ce , ^{173}Yb és ^{177}Hf izotópok elemzését és arányainak értékelését végeztük el. Utóbbi esetben a cirkonkristályba mélyített elemzési pontokból mind kor-, mind pedig nyomelem-információt is kaptunk.

A csak geokronológiai célú mérések esetén az egyedi hiba 2–3 millió év volt. Azoknál az elemzéseknél, melyek geokémiai vonatkozásúak is voltak, a mérés tervezésekor figyelni kellett arra, hogy a stabil kormérés elengedhetetlen feltétele a kellően magas U beütésszám (esetünkben átlagban 2 000 000 cps) megőrzése. Ezzel együtt is az ilyen komplex méréseknél eleve a koradatok pontosságának csökkenésével kellett számolni (7–10 millió éves egyedi hiba). A koradatok értelmezéséhez használt konkordiadiagramot az Isoplot program (Ludwig, 2003) segítségével készítettük el.

4.1. Cirkon U-Pb geokronológia

4.1.1. Konkordáns korok

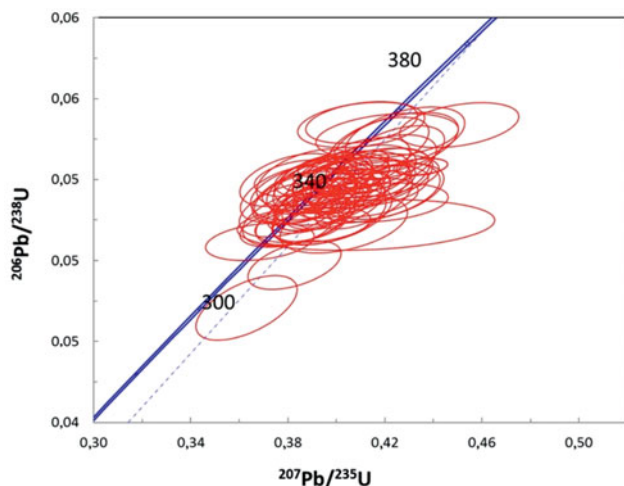
Az elővizsgált, szerkezetileg és szövetileg is térképezett cirkonokon LA-ICP-MS segítségével 263 pontelemzést végeztünk el, melyekből 173 konkordáns és 90 diszkordáns koradatot nyertünk.

Cirkonkristályokat az összes kőzettípusból (granitoid, mafikus zárvány, hibrid kőzet) válogattunk, közel egyenletes eloszlásban. A 173 konkordáns koradatból 99 a fő kőzet (granitoid), 35 a hibrid kőzet, míg további 39 a mafikus zárvány cirkonjaiból került ki.

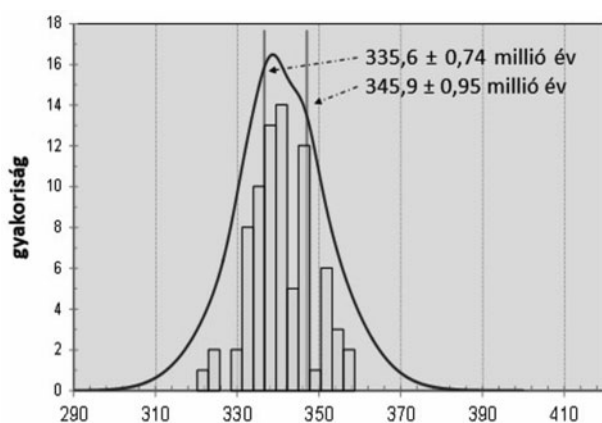
A konkordáns adatok ($x < 10\%$) elemzése során a mórággyi intrúzió eredetére kaptunk választ, ahol a különböző kőzetek azonos kora a korábban geokémiai (Király, Koroknai, 2004) és geokronológiai (Koroknai et al., 2010) vizsgálatok alapján felmerült magmakeveredés elméletét támasztja alá. A konkordiakor, egy populációra számolva, $339,6 \pm 4$ millió évet adott (3. ábra).

A vizsgált területről származó konkordáns korokat tovább értékelve, két populációra számolt statisztikai módszer segítségével (ISOPLLOT UNMIX), részben átlapolódó, Gauss-eloszlást adó sűrűségfüggvényeket kaptunk (4. ábra). Ezek bimodális eloszlást mutatnak, mely kőzettípustól, cirkon-morfológiától, cirkonszövetétől egyaránt függetlenül jelentkezik.

Az intrúzió kristályosodási idejének meghatározásához kis időintervallummal kell dolgozunk (néhány millió év), így az eloszlás hitelességét, külön statisztikai módszert alkalmazva, t-próbával is ellenőriztük, ahol nem-egyenlő szórásnégyzeteknél a kétmintás t-próba statisztikája (szignifikancia szint = 0,05) két



3. ábra – Mórágai granitoidok kristályosodási kora (konkordiakor: 339,6 ± 4 millió év, MSWD: 1,4)



4. ábra – A konkordáns korok bimodális eloszlása

különálló, hibahatáron belül nem átfedő értéket adott, nevezetesen 345,9 ± 0,95 millió évet és 335,6 ± 0,74 millió évet.

A három különböző kőzettípus azonos kora, és e kor bimodális eloszlása segíti a mafikus zárvány és a fő kőzet (granitoid) határán képződött hibrid kőzet kialakulásának értelmezését. Ezek az adatok azt mutatják, hogy a granitoidintrúzió kristályosodása nem egy szűk időintervallumban történt, hanem időben akár 10 millió évet is felölelő, ezáltal a lokális keveredésre esélyt adó folyamat volt. Granitoidok ennyire lassú kristályosodására már ismerünk példákat (Dallmeyer et al., 1995, Petrakakis, 1997).

Habár vizsgált cirkonkristályainkban számos esetben azonosítottunk szöveti alapon xenokristályos magot, várakozásunk ellenére nem kaptunk idős, kéregeredetre utaló konkordáns koradatot. Ennek magyarázata lehet, hogy az I típusú granitoidok (magmás eredetű protolit) keletkezésekor (magas hőmérséklet) a cirkonokban jelenlévő, korábbi U-Pb arány felülíródott, és mára már csak a magmakeveredés kora fogható meg. Bár viszonylag nagy számú mintával dolgoztunk, természetesen nem tudjuk kizárni, hogy legyenek a mórágai komplexumban „túlélő”, a protolit korát jelző xenokristályos magok is, azonban megjegyezzük, hogy a korábban közölt ilyen koradatok (Klötzli et al., 1999, 2004) mérési dokumentációjából

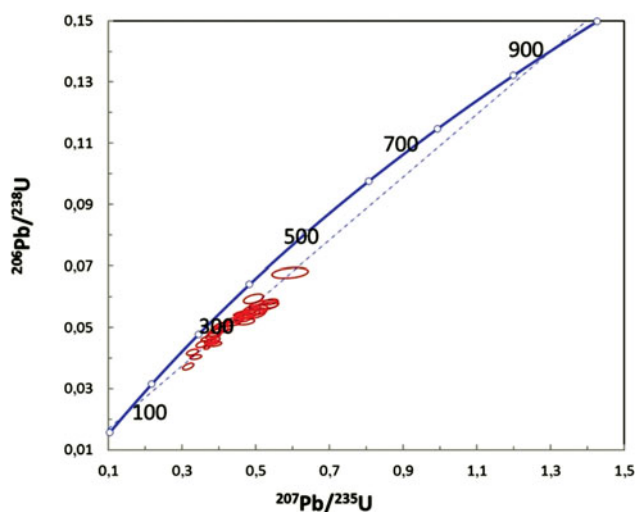
nem egyértelmű számunkra azok konkordáns volta, így közvetlen értelmezhetősége, felhasználhatósága sem. Mindemellett meg kell említenünk, hogy kis, statisztikailag nem értékelhető számban további konkordáns koradatok is születtek.

A cirkon növekedési peremek datálása további 23 konkordáns, az intrúzió koránál valamivel fiatalabb kort is eredményezett (két populációra számolva: 323,4 ± 3,3 millió év és 315,8 ± 2,4 millió év). Ezek a korok átfednek a Shatagin et al. (2005) munkájában a területet ért metamorfózis korára (318–320 millió év) biotitkristályok K-Ar és Rb-Sr kormeghatározása alapján adott korokkal, illetve a metamorfózis eredményeként létrejött milonitos zónából származó teljes kőzetre számolt Rb-Sr koradatokkal (321 ± 22 millió év). A cirkonok konvolút peremének kormeghatározása (4 elemzés átlaga alapján) 303 ± 7 millió év körüli adatokat adott.

4.1.2. Diszkordáns korok

A 90 diszkordáns adatból a 26 gyengén diszkordáns (10% < x < 15%) koradat volt elemezhető, a többit az ólomvesztésből adódó diszkordancia miatt értelmezhetetlennek tekintettünk. A gyengén diszkordáns koradatok kivétel nélkül egy egyenesre estek (5. ábra).

Az egyenes két pontban metszte a konkordiagörbét, közülük az alsó metszéspont (lower intercept age: Mezger, Krogstad, 1997) jelzi a területet ért, egyben Pb-vesztéssel járó, utólagos hatás korát. Ez alapján, nagy hibával ugyan, de megállapítható, hogy az utolsó, a cirkonon nyomot hagyott, így segítségével azonosítható másodlagos folyamat a mórágai granitoidokat a mezozoikumban, a kréta időszakban (115 ± 48 millió év) bélyegezte felül (5. ábra).



5. ábra – A mórágai granitoidokat ért felülbélyegző folyamat kora (alsó metszéspont: 115 ± 48 millió év, MSWD: 2,3)

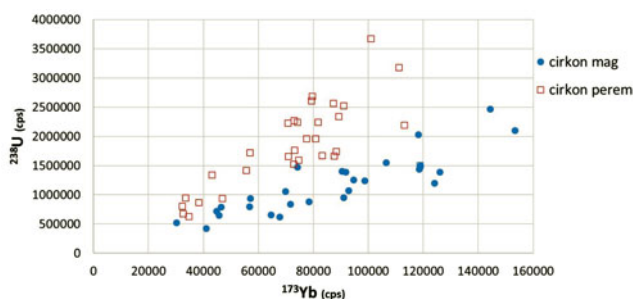
4.2. Cirkongeokémia

A LA-ICP-MS mérések segítségével 110 pontból végzett nyomelemvizsgálat során azt vizsgáltuk, hogy az intrúzió bimodális eloszlását mutató konkordáns korú pontok nyomelem-tartalma mutat-e szignifikáns eloszlást, illetve, hogy a

konkordáns és diszkordáns korokhoz tartozó nyomelemzések hogyan viszonyulnak egymáshoz. Az elemzéseket szétfésülve 80 pont tartozott a kettős eloszlást adó konkordáns koradatokhoz, és további 30 elemzés a gyengén vagy erősen diszkordáns koradatokhoz.

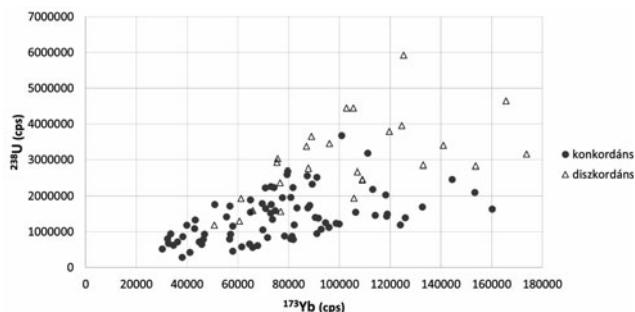
A kiértékelések során láthatóvá vált, hogy jelentősebb különbség e két esetben valóban jelentkezik. A kiértékeléseket az $^{238}\text{U}/^{173}\text{Yb}$ és az $^{238}\text{U}/^{89}\text{Y}$ arányok segítségével végeztük. Az arányok egymáshoz hasonlóan viselkedtek, így csak az előbbi pár adatait mutatjuk be itt.

A konkordáns korokhoz tartozó normál növekedési zónás cirkon szöveti típusnál látható, hogy a cirkonkristályok normál zónás továbbnövekedése során – amely folyamat a mórági intrúzió kristályosodási szakaszának záródása – az $^{238}\text{U}/^{173}\text{Yb}$ arány nő a cirkon magtól a perem irányába (6. ábra). Ez a tendencia értelmezhető az urán itterbiumnál nagyobb inkompatibilitásával egy hűlő magmás rendszerben.



6. ábra – A konkordáns koradatokhoz tartozó nyomelemarányok eltérése a belső mag és a peremi növekedési zóna között az $^{238}\text{U}/^{173}\text{Yb}$ példáján

Abban az esetben, ha az elemzéseket konkordáns és diszkordáns koradatokra bontjuk szét, látható (7. ábra), hogy a diszkordáns elemzési pontok adatai – részben a konkordánsakkal átfedően – rendkívül szórta. Bennük tendencia nem figyelhető meg, ugyanakkor megjelennek közöttük, különösen az urántartalom esetében, a konkordánsakénál jóval magasabb koncentrációk is.



7. ábra – Konkordáns és diszkordáns koradatokhoz tartozó nyomelemarány, $^{238}\text{U}/^{173}\text{Yb}$ példáján

Nyitott kérdés, hogy e területeken az eleve magasabb urántartalom okozta-e – a metamiktizáció révén – diszkordáns viselkedést, vagy a már szerkezetileg roncsolt, sugárkárosodott cirkon kristályrácsába tudnak könnyebben beépülni a nyomelemek.

5. Összegzés

Munkánk során 120 cirkonszemcse elővizsgálatát, majd U-Pb kormeghatározását és nyomelemvizsgálatát végeztük el. A részletes előzetes szöveti és szerkezeti elemzések meg tudták teremteni a kellő időfelbontású U-Pb kormeghatározás lehetőségét. Az U-Pb korelemzések és nyomelema adatok alapján a következők állapíthatók meg a mórági granitoidok fejlődéstörténetét illetően:

1. Az intrúzió kialakulásához köthető konkordáns koradatok értelmezése alapján kimondható, hogy a különböző kőzet-típusok cirkonjainak kora azonos. Ez igazolja a magmakeverés hipotézisét a kőzetegyüttes kialakulását illetően.

2. Az intrúzió kialakulásához köthető koradatok bimodális eloszlása jelzi, hogy az intrúzió kőzeteinek megszilárdulása nem egy szűk, hanem egy hosszabb, a lokális keveredésre is időt biztosító intervallumban, kb. 10 millió éven keresztül zajlott: ($345,9 \pm 0,95$ millió év és $335,6 \pm 0,74$ millió év).

3. Idős, kéregeredetre (protolit) utaló kor nem jelent meg az elemzések során.

4. Korlátozott számban az intrúzió koránál fiatalabb konkordáns koradatokat is nyertünk ($323,4 \pm 3,3$ millió év és $315,8 \pm 2,4$ millió év) a normál növekedési peremek korolása során. Ezek a korok átfednek a képződményt ért metamorfózisra korábban meghatározott korokkal.

5. A konvolút zónák konkordáns koradatai (csupán 4 mérés!) egységesen még fiatalabb kort jeleztek (303 ± 7 millió év).

6. A gyengén diszkordáns koradatok alapján a mórági granitoidokat a mezozoikum idején, ezen belül is a kréta időszakban (115 ± 48 millió év) még érte utólagos hatás. Ez a felülbélyegző folyamat esetleg köthető – a területet is nagyban érintő – kréta vulkanizmushoz (Haas et al., 2014).

7. A cirkonok geokémiai elemzéseinek feldolgozása során láthatóvá vált, hogy a granitoidintrúzió a lassú fő kristályosodási időszaka végén is biztosította a cirkonkristályok továbbnövekedését, és a cirkon magjától a pereme irányában az $^{238}\text{U}/^{173}\text{Yb}$ és $^{238}\text{U}/^{89}\text{Y}$ nyomelemarányok növekedését generálta.

8. Módszertani eredményként sorolható fel, hogy:

8.1.) Az elővizsgálatok révén sikerült kizárni azokat a sugárkárosodott (esetlegesen Pb vesztett) cirkon zónákat, melyek az U-Pb koradatok statisztikáját és értékelését rontották volna.

8.2.) A cirkonok nyomelemeloszlást tekintve látszik, hogy a diszkordáns koradatokhoz tartozó elemzési pontok esetén a nyomelemek mind abszolút mennyiségüket, mind arányaikat tekintve is anomálishan viselkednek a konkordáns korokat adó elemzési pontokhoz képest.

Irodalomjegyzék

- Buda, Gy., Dobosi, G. (2004): Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen 180, 115–147.
- Buda, Gy., Lovas, Gy., Klötzli, U., Cousen, B.I. (1999): Beihefte zur European Journal of Mineralogy, 11, 21–32.
- Buda, Gy., Puskás, Z., Gál-Sólymos, K., Klötzli, U., Cousens, B. L. (2000): Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése (1999), 231–252.
- Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. (1995): Springer-Verlag, Berlin, 1–611.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy., Koroknai, B. (2014): Magyar Földtani és Geofizikai Intézet kiadványa, Budapest, 71 p.

- Király, E., Koroknai, B. (2004): Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése (2003), 299–310.
- Klötzli, U.S., Buda, Gy., Koller, F. (1999): Beihefte zur European Journal of Mineralogy, 11, 126.
- Klötzli, U., Buda, Gy., Skiöld, T. (2004): Mineralogy and Petrology, 81, 113–134.
- Koroknai, B., Gerdes, A., Király, E., Maros, Gy. (2010): IMA 20th General Meeting, 21–27 August, Budapest, Abstracts, 506.
- Kovács, S., Szederkényi, T., Haas, J., Buda, Gy., Császár, G., Nagymarosi, A. (2000): Acta Geologica Hungarica, 43, 225–328.
- Ludwig, K.R. (2003): Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 4, 70.
- Mezger, K., Krogstad, E.J. (1997): Journal of Metamorphic Geology, 15, 127–140.
- Nasdala, L., Irmer, G., Wolf, D. (1995): European Journal of Mineralogy, 7, 471–478.
- Petrakakis, K. (1997): Journal of Metamorphic Geology, 15, 203–222.
- Putnis, A. (2009): In: Putirka, K.D., Tepley, F.J. (eds), Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 70, 87–124.
- Shatagin, K., Chernyshev, I., Balla, Z. (2005): Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése (2004), 41–64.

„DIORIOLIT”: A CSOMÁDI DÁCIT PETROGENEZISE

Kiss Balázs¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Ntaflor, Theodoros³

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Department für Lithosphärenforschung, Universität Wien, Bécs, Ausztria
e-mail: balazskissgeo@gmail.com

A Csomád a Kárpát–Pannon térség legfiatalabb tűzhányója, amelynek legutolsó kitörése mindössze ~30 ezer évvel ezelőtt zajlott (Harangi et al., 2015a). Kulcsfontosságú ezért, hogy megértsük a tűzhányót tápláló magmák petrogenézisét, amelyből következtethetünk a kitöréseket megelőző, előidéző folyamatokra is.

Az egykoron felszínre tört magmák vizsgálata alapján a Csomád kitöréseit monoton dácitos magmák táplálták, amelyek kis összetételbeli változékonyságot ($\text{SiO}_2 = 63\text{--}69 \text{ wt\%}$) mutatnak, a felszínre tört dácit kémiai összetételében nem fedezhető fel szisztematikus változás a vulkáni működés során. A dácitban 30–40 felület% a fenokristály tartalom, a fő fenokristályok a plagioklász, az amfibol és a biotit, ezek mellett előfordulhat olivin, piroxén, kvarc, szanidin, az akcesszóriák közül apatit, titanit, cirkon, allanit, az opak fázisok közül pedig ilmenit, magnetit, Cr-spinell. A kőzetek jellemzően glomeroporfiros szövettűk, a plagioklász ± amfibol ± biotit glomerokristályok mérete 0,5–1,5 cm között változik. A dácitokban található kőzetüveg a szöveti helyzetétől (olvadékzárványként, alapanyagban, intersticiális térben) függetlenül riolitos összetételű ($\text{SiO}_2 = 72\text{--}81 \text{ wt\%}$). A dácitban megfigyelhető szöveti bizonyítékok (pl. kvarc és olivin együttes előfordulása, szivacsos ásványszövetek, összetett ásványpopulációk) egyértelműen azt jelzik, hogy a magma-fejlődésben kulcsfontosságú szerepet játszottak a nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatok.

A dácitban gyakori amfibol fenokristályok jelentős összetételbeli változékonyságot (pl. $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6\text{--}15 \text{ wt\%}$) mutatnak, és összenövésük az összes fenokristály fázissal megfigyelhető. Az amfibolok összetételét felhasználva megbecsültük a kristályosodási körülményeket ($T = \sim 750\text{--}1000 \text{ °C}$, $p = 100\text{--}400 \text{ MPa}$) és az egyensúlyi olvadék SiO_2 -tartalmát (59–75 wt%). Az amfibol kristályok kémiai sztratifráciájának vizsgálata alapján az amfibolok kristályosodása egyértelműen több lépcsőben zajlott. A növekedési zónákat jellemzően visszaoldódási felszínek választják el egymástól, és egy-egy szemcsén belül is jelentős összetételbeli különbség figyelhető meg az egyes növekedési zónák között, ami arra utal, hogy az amfibolok által képviselt fejlett (A-D [andezit-dácit] összetételű) olvadékok egymással keveredtek.

A fejlett olvadékok ismétlődő benyomulása következtében a felső kéregben egy kristálygazdag magmakása-zóna alakult ki körülbelül 8–12 km-es mélységben, amely a kitöréseket tápláló magmatározót képviseli. A dácitban makroszkóposan is

megfigyelhetők plagioklász-tartalmú glomerokristályok, amelyek a magmakása darabjai, és a tömegegyensúly-számítások alapján dioritot képviselnek. A dácitban megjelenő olivin és piroxén kristályrelikumok az alsó kéregbeli „MASH” zónát (MASH = olvadás, asszimiláció, raktározódás, homogenizáció) képviselhetik, ahol a felső kéregbe nyomult fejlett A-D olvadékok valószínűleg a „MASH” folyamat révén képződtek.

A Csomád mélybeli magmatározójának feltérképezése alapján a tűzhányó alatt egy összetett magmatározó-rendszer található. Az alsó kéregben vélhetően egy „MASH” zóna van jelen, a felső kéregben – kb. 8–12 km mélységben – pedig egy dioritos magmakása található riolitos összetételű olvadékkal. A felszínre törő dácitos magma többlépcsős folyamat során jön létre: az alsó kéregbe nyomuló köpeny-eredetű magmák differenciációja révén fejlett A-D olvadékok alakulnak ki, amelyek a felső kéregbe nyomulnak, ahol a kristályosodásuk révén egy dioritos magmakása képződik riolitos differenciáltummal. Vulkánkitörés akkor következhet be, ha a riolitos olvadék aránya meghaladja az 50 térfogat%-ot a magmakásában, és mobilis magmacsomag jön létre. Ezek alapján a Csomádon újabb, friss magmabenyomulás nélkül is bekövetkezhettek kitörések a magmakásában lévő riolitos olvadék migrációja és akkumulációja révén. A kitöréseket tápláló dácitos magma összetételét a magmatározó-rendszerben található riolitos olvadék pufferelem a dioritos magmakása remobilizációja közben.

A Csomádon geofizikai módszerekkel detektált anomália riolitos olvadék jelenlétét sejteti a tűzhányó alatt (Harangi et al., 2015b). Amennyiben a riolitos olvadék akkumulálódik a felsőkéregbeli magmakása-zónában, jelentősen megnő egy jövőbeni kitörés valószínűsége, amely tovább erősíti azt a gondolatot, hogy a tűzhányó működése a jövőben még felújulhat.

Irodalomjegyzék

- Harangi, S., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Wesztergom, V., Metwaly, M., Gribovski, K. (2015a): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 290, 82–96.
- Harangi, S., Lukács, R., Schmitt, A. K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M. (2015b): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 301, 66–80.

A KÁRPÁT–PANNON RÉGIÓ „TERCIER” BAZALT-KÉPZŐDÉSÉNEK ÚJ GEODINAMIKAI MODELLJE

Kovács István¹, Kiss János¹, Falus György¹, Hidas Károly², Aradi László³, Patkó Levente³, Liptai Nóra³, Török Kálmán¹, Biró Tamás⁴, Karátson Dávid⁴, Pálos Zsófia⁴, Király Edit¹, Fancsik Tamás¹, Sándorné Kovács Judit⁵, Szabó Csaba³,

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Avenida de las Palmeras 4, 18100 Armilla (Granada), Spain

³ ELTE TTK, Közzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidumkutató Laboratórium, Budapest

⁴ ELTE TTK, Természettörténelmi Tanszék, Budapest

⁵ Nemzeti Szakértői és Kutató Központ, Budapest

e-mail: steve.rooman@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát–Pannon régió „tercier” bazaltvulkanizmusának eredete mai napig a hazai közzettani és geokémiai kutatások kihívásokkal teli kérdése (l. Szabó et al., 1992; Embey-Isztin et al., 1993; Seghedi et al., 2004; Harangi et al., 2015). A legfontosabb kérdés az, hogy mi okozza az olvadást a földképenyben (legnagyobb részt az asztenoszféra) és az olvadék hogyan is kerül onnan a felszínre? Különösképpen érdekes, hogy a bazaltok felszínre kerülése miért éppen a fő tektonikai egységek kárpáti öblözetbe történő „dokkolódását” követően kezdődött és aktivitásának csúcspontját miért a tektonikai inverzió szakaszának kezdetén (~ 5 Ma) érte el?

Jelen előadásunkban először vizsgáljuk, hogy mekkora mennyiségű víz lehet jelen a bakony – balaton-felvidéki bazaltok forrási régiójában és ez hogyan befolyásolja a földképeny olvadáspontját. Ezt követően megvizsgáljuk, hogy amennyiben kis mennyiségű parciális olvadék lehet jelen a felső képenyben az miért csak a tektonikai inverzió időszakában és meghatározott földrajzi elhelyezkedés szerint kerül a felszínre? Ezen megfigyelések szintézisével egy általános modellt kívánunk bemutatni, amely alkalmas a geológiai értelemben fiatal egykori extenziós medencékben magyarázni a bazaltok képződését a későbbi tektonikai inverzió (kompressziós erőter) során.

2. A bazaltok forrási régiójában található víztartalom becslése klinopiroxén fenokristályokban lévő szerkezeti hidroxil koncentrációja alapján

Az elmúlt években bevett módszerré vált, hogy a befogadó magmák víztartalmát a bennük megtalálható primitív, kogenetikus fenokristályok szerkezeti hidroxil tartalma alapján becsülik meg (pl., Wade et al., 2008; Hamada et al., 2011; Nazzari et al., 2011; Okumura, 2011; Xia et al., 2013; Weis et al., 2015). A módszer alkalmazásához üde, lehetőleg minél primitívebb összetételű (a magmás kristályosodás korai szakaszában képződött) fenokristályokra van szükség. Általában elmondható, hogy a vizsgálatokhoz leggyakrabban klinopiroxén és földpát fenokristályokat használnak fel. Minél nagyobb a klinopiroxén kristályok mg# értéke, illetve a földpát kristályok anortit tartalma a fázisok annál primitívebbnek tekinthetőek, azaz annál jobban adnak információt az „eredeti”

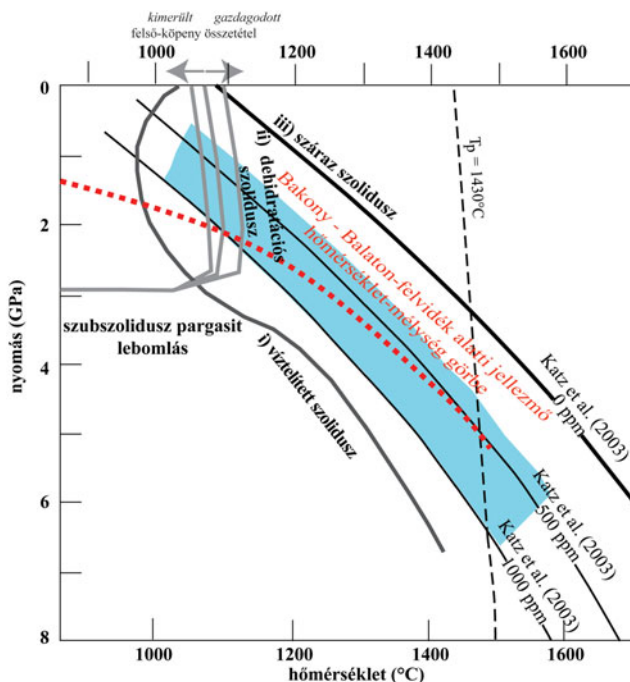
(nem kontaminált és nem frakcionált) kőzetolvadék összetételére vonatkozóan. Vizsgálatainkhoz a Kovács et al. (2016) által már mikro-FTIR módszerrel elemzett szigligeti (cpx2 és cpx3) és szentbékállyai (Szb104; Szb108 és Szb1_0) bazaltokban talált primitív (mg# >75) klinopiroxén fenokristályokat használtunk. A klinopiroxén fenokristályok mindkét esetben cm-es méretű idiomorf kristályok. Kémiai összetételük szerint minden fenokristály diopszid. Az elemzett 5 fenokristály szerkezeti hidroxil tartalma Kovács et al. (2008) nem poláros infravörös módszere és Bell et al. (1995) kioltási együtthatója alapján 396–476 ppm t.% között változik. A klinopiroxének esetében a szerkezeti hidroxil tartalom az eddig a felső-képeny xenolitok klinopiroxénjeiben és más bazaltok fenokristályaihoz mérten közepes-magas értéknek mondható (pl., Demouchy, Bolfan-Casanova, 2016; Xia et al., 2017).

A klinopiroxének főelem összetételének felhasználásával (Kovács et al., 2016) O’Leary et al. (2010) alapján meghatározzuk az egyensúlyban lévő bazaltos magma víztartalmát, ami nagyjából 2,0–2,5 t.% közötti koncentrációnak adódik. Ezt összevetve a különböző geodinamikai környezetek jellemző bazaltos magmáinak víztartalmával az óceáni sziget bazaltoknál (OIB) és az ív mögötti bazaltoknál (BABB) magasabbnak adódik és megegyezik a legkisebb víztartalmú szigetiv bazaltok (IAB) tipikus értékeivel. Ezek alapján megállapíthatjuk, hogy a Bakony–Balaton-felvidék bazaltjai vízben gazdagnak tekinthetők (Xia et al., 2013).

A bazaltok becsült víztartalma alapján a parciális olvadás mértékének ismeretében és a bazaltos olvadék és a felső-képeny közötti vízre vonatkozó megoszlási együtthatók alapján különböző olvadási modellek alapján meghatározhatjuk a bazaltok forrásának víztartalmát (Xia et al., 2013). Harangi et al. (2015) a Balaton-felvidék bazaltjai esetében a nyomelem adatok alapján 1,5–3%-os mértékű parciális olvadást becsült. A kísérletek alapján a bazaltos olvadék és felső-képeny peridotit közötti vízre vonatkozó megoszlási együttható értéke 0,005 és 0,013 között változik (Aubaud et al., 2004; Hirschmann et al., 2009; Tenner et al., 2009). Amennyiben akár frakcionációs, akár „batch” olvadási modellt veszünk figyelembe a forrási régió víztartalma 300–1000 ppm t.% közé esik. Amennyiben elfogadjuk, hogy a felső-képeny víztartalma ilyen nagyságrendű, akkor Katz et al. (2003) számításai alapján a földképeny a Pannon-medence alatt 60 km-nél nagyobb mélységben a miocén extenziót követően részlegesen olvadt állapotban volt

(1. ábra). Tehát a magas víztartalom a bazaltok forrásrégiójában elegendő volt, hogy a felső-köpeny peridotit parciális olvadását okozza. Kérdésként felmerülhet, hogy mi okozhatta a felső-köpeny ilyen mértékű gazdagodását vízben? Az egyik lehetséges magyarázat, ahogy arra Bali et al. (2007) és Kovács és Szabó (2008) rámutattak, hogy az Alcapa-egység alatti litoszféra déli szegélye jelentős szubdukciós eredetű refertilizáción ment keresztül a középidő óta, amely legvalószínűbben a Ny-Vardar óceán ÉÉK-i irányú szubdukciója előterében következett be (pl., Kovács et al., 2007). Az a tektonikai elhelyezkedés lehetőséget adott rá, hogy a felső-köpeny jelentősen gazdagodjon vízben is. A másik lehetőség az, hogy a „többlet víz” a köpeny átmeneti zónájából (MTZ) származik.

Ezt alátámasztja az a geofizikai megfigyelés, hogy a Kárpát-Pannon régió alatt kb. 670 km-es mélységben egy jelentős „temetője” található a szubdukciós lemezeknek (Hetényi et al., 2011). A legfrissebb eredmények tükrében a köpeny átmeneti zónája alapvető forrása lehet a víznek, ami a dehidratáción és felfelé áramlásra keresztül a felette lévő felső-köpeny jelentős mértékű rehidratációjához vezethet (pl., Pearson et al., 2014).



1. ábra – A felső-köpeny olvadási viszonyai különböző víztartalmak mellett. A Bakony-Balaton-felvidék alatti jellemző hőmérséklet-mélység görbe szintén feltüntetve. A kék mezővel szemléltetett, területre jellemzőnek tekinthető víztartalmak mellett látható, hogy az asztenoszféra 60 és 120 km mélységek között olvadék jelenlétével számolhatunk

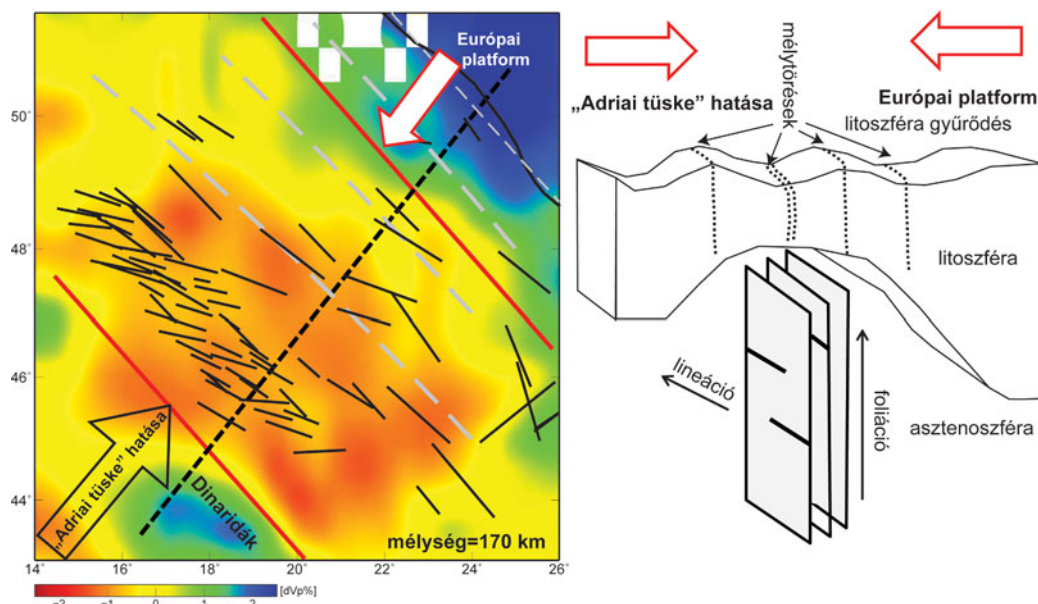
Ezek alapján tehát a kérdés nem az, hogy miért olvadt meg a felső-köpeny, hanem az, hogy az olvadék miért csak az extenzió fő fázisát követően jutott a felszínre? A következőkben ezt a kérdést igyekszünk tisztázni, felhasználva a „tercier” alkáli bazaltok térségi elhelyezkedését, a területre jellemző szeizmikus anizotrópia adatokat és a felső-köpeny xenolitok kristálytani orientáltságára vonatkozó információkat.

3. Hogyan jut a felszínre a mélyben képződött parciális olvadék a felső-köpenyből egy jellemzően kompressziós erőterben?

Ha szemügyre vesszük az alkáli bazaltok elhelyezkedését az egyes vulkáni területeken belül (pl., Stájer-medence, Bakony-Balaton-felvidék, Kisalföld, Nógrád-Gömör) akkor megfigyelhetjük, hogy a vulkáni képződmények jellemzően ÉNy-DK-i zónák mentén helyezkednek el (pl., Bojár et al., 2013; Kovács et al., 2004; Kiss et al., 2017). Ha távolabb tekintünk regionális léptékben, akkor is kivehető, hogy az egyes nagyobb alkáli bazaltos mezők regionálisan is egy ÉNy-DK-i zóna mentén felfűzhetőek (pl., Burgenland-Kisalföld-Bakony-Balaton-felvidék-Bár). A kérdés joggal merül fel, hogy ez az ÉNy-DK-i irány megfeleltethető-e valamilyen nagytekonikai iránynak a térségben?

Szembeötlő, hogy a területen végzett szeizmikus anizotrópia mérések eredményei arra utalnak, hogy a jelenleg mérhető anizotrópia irányok szintén ÉNy-DK irányt adnak (Kovács et al., 2012; Qorbani et al., 2016). A szeizmikus anizotrópia a felső-köpeny olivin kristályainak kitüntetett elrendeződése miatt jön létre, amely jól leképezheti az aktuális feszültséget, amely a felső-köpenyre hat, beleértve a köpenylitoszférát és az asztenoszféra is (pl., Vauchez et al., 2011). Ennek folyamán az olivin kristályok tengelyei az aktuális kompresszió merőleges irányt vehetnek fel (pl., Falus et al., 2008; Kovács et al., 2012). A felső-köpeny xenolitok kőzetalkotó ásványainak kristálytani irányok szerinti elrendeződésének vizsgálata EBDS („electron back scattered diffraction”) módszerrel lehetőséget ad rá, hogy a felső-köpeny xenolitokra jellemző szeizmikus anizotrópia adatokat számítani tudjuk (Mainprice, 1990). A xenolitok orientációja a felső-köpenyben nem ismert, azonban lehetőségünk van rá, hogy különböző lehetséges orientációk figyelembevételével becsülni tudjuk a felszínen megfigyelt szeizmikus anizotrópia nagyságát és irányát (pl., Falus et al., 2008; Kovács et al., 2012; Klébesz et al., 2015; Qorbani et al., 2016). Ezek alapján az adódik, hogy a felszínen mért ÉNy-DK irányú és ~1 s-os nagyságú szeizmikus anizotrópia magyarázatához legvalószínűbben egy vertikálisan ÉNy-DK-irányban foliált felső-köpeny tud magyarázatul szolgálni. A számított réteg vastagság jellemzően 200 km-nél kisebb, de lényegesen nagyobb, mint a területre tipikusnak mondható litoszféra vastagság (~60 km). Ebből következik, hogy az anizotrópia jelentős részre az asztenoszférából származik, hiszen a kéreg vastagsága jellemzően 25–30 km, azaz a jelenlegi köpenylitoszféra járuléka mindössze 30–35 km. Mivel a Bakony-Balaton-felvidék alatt a sekélyebb köpenylitoszféra mindössze 5–10 km vastagságú és kevésbé anizotróp szeizmikus szempontból (Kovács et al., 2012), ezért racionális a felvetés, hogy a felszínen megfigyelt anizotrópia magyarázataként a juvenilis litoszféra (egykori asztenoszféra, ami a miocén extenziót követően vált a litoszféra részévé a termikus relaxáció következtében) és az alatta található asztenoszféra szolgálhat, amely nagyobb anizotrópiával jellemezhető.

Hogyan értelmezhető a döntően az asztenoszférában képződött vertikális foliáció létrejötte? Legvalószínűbb magyarázat az lehet, hogy a Kárpát-Pannon régió alatt a miocén extenzió során létrejött asztenoszféra dóm „becsípódott” a



2. ábra – A Kárpát-Pannon régió alatti asztenoszférában létrejött vertikális foliáció, a litoszférában kialakult gyűrődés és az azzal összefüggő mélytörések sematikus vázlata. Az ábrán feltüntetésre kerültek a 170 km mélységre jellemző sebesség anomáliák és szeizmikus anizotrópia irányok Qorbani et al. (2016) alapján módosítva

vastagabb dinári litoszféra és az Európai Platform közé. Ezt követően az Adria óramutató járásával ellentétes rotációja és északias mozgása következtében (pl., Bada et al., 2007) az asztenoszférában, majd a főbb tektonika egységek (Tisza-Dácia és Alcápa) „dokkolódását” követően (pl., Matenco et al. 2003) és különösen a tektonikai inverzió óta a litoszférában is ÉK–DNy irányú kompresszió jött létre. Ez a jellemzően ÉK–DNy irányú kompresszió alakíthatta ki az asztenoszférában erre a fő feszültségirányra merőleges ÉNy–DK-i foliációt. Természetesen a felszínen megfigyelt szeizmikus anizotrópia irányokat a xenolitok más irányú elhelyezkedésével is magyarázni tudjuk, ahhoz azonban nagyobb vastagságú és anizotrópiájú rétegek feltételezése szükséges. A vertikális foliáció kialakulásának jelentősége abban rejlik, hogy segítheti az asztenoszférában jelen lévő kis mennyiségű parciális olvadékok felszín felé történő migrációját. Az asztenoszférában a feltehetően az inverzió során kialakuló kompressziós erőterben létrejövő vertikális foliáció (**2. ábra**) tehát magyarázhatja, hogy az olvadékok miért „csak” a tektonikai inverzió időszakában juthattak el könnyebben a felszínig.

A kérdés, hogy a bazaltok hogyan érték el a felszínt azonban továbbra is fennáll, hiszen az asztenoszféra vertikális foliációja elvileg csak a litoszféra-asztenoszféra határ eléréséig biztosít szabad utat az olvadékok számára. Ahhoz, hogy erre magyarázatot tudjunk adni, segítségül kell hívjuk a „litoszféra gyűrődés” jelenségét amit Sierd Cloetingh és munkatársai (Cloetingh et al., 1999; 2013) vezettek be és értelmezték segítségével a litoszféra regionális léptékű topográfiai változásait különböző tektonikai helyzetekben. A jelenség lényege, hogy a litoszférában rendszerint több száz kilométeres hullámhosszúságú gyűrődések jöhetnek létre a lemezek peremein ható (kompressziós) erők hatására. Dombrádi et al. (2011) munkája alapján megállapítható, hogy a Kárpát-Pannon régió litoszférájában is létrejöhetnek ilyen regionális léptékű gyűrődések. Mi ennek a jelentősége a bazaltok képződése szempontjából?

A kialakuló litoszféra szintű gyűrődések antiklinális és

szinklinális részein a teljes litoszférát átszelő mélytörések jöhetnek létre (**2. ábra**). Ezek a mélytörések pedig segíthetik az asztenoszféra vertikális foliációját kihasználva a litoszféra-asztenoszféra határig eljutott bazaltos olvadékokat, hogy a felszínre kerüljenek.

4. Összefoglalás

A szigligeti és szentbékai primitív összetételű klinopiroxén fenokristályok szerkezeti hidroxil tartartalma és kémiai összetétele alapján a velük egyensúlyban lévő bazaltos olvadékok víztartalma 2–2,5 t.% lehetett. Ez meglehetősen magas értéknek tekinthető, hiszen a vízben leggazdagabb szigetiv bazaltok mezejének alsóbb tartományával fed át. A területre jellemző parciális olvadás mértékének és kísérleti megoszlási együtthatóknak a felhasználásával a bazaltok forrásrégiójának víztartalma 300–1000 ppm körülnek adódott, ami szintén víz gazdag forrást sejtet. Ekkora víztartalom mellett a Bakony – Balaton-felvidék alatti köpeny az extenziót követően létrejövő P-T viszonyok mellett már olvadt állapotban kellett legyen. A jelenlévő bazaltos olvadék felszínre jutását az asztenoszférából az abban létrejövő ÉNy–DK irányú vertikális foliáció és a litoszférában végbemenő hasonló irányú gyűrődések következtében kialakuló mélytörések segíthették elő. A modell lényege tehát az, hogy tektonikai inverzió átesett – jelenleg kompressziós de eredetileg extenziós – medencék esetében az asztenoszféra foliációja és a litoszféra gyűrődése elősegítheti az asztenoszférában jelenlévő kis mennyiségű parciális olvadékok felszínre kerülését. A modell tehát globális jelentőséggel is bírhat, amennyiben az asztenoszférában elegendő mennyiségű víz van jelen, hogy az parciálisan olvadt állapotban legyen.

Köszönetnyilvánítás

A jelen munka elkészítését az OTKA K119740 pályázat és a Bolyai János Posztdoktori ösztöndíj támogatta Kovács István János részére.

Irodalomjegyzék

- Aubaud, C., Hauri, E.H., Hirschmann, M.M. (2004): *Geophysical Research Letters*, 31/20
- Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G., Cloetingh, S. (2007): *Global and Planetary Change*, 58/1, 165–180.
- Bell, D.R., Rossman, G.R., Maldener, J., Endisch, D., Rauch, F. (2003): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Bojar, H.P., Bojar, A.V., Hafas, S., Wójtowicz, A. (2013) *Geological Quarterly*, 57/3, 405–416.
- Cloetingh, S., Burov, E., Francois, T. (2013): *Gondwana Research*, 24/3, 815–837.
- Cloetingh, S.A.P.L., Burov, E., Poliakov, A. (1999): *Tectonics*, 18/6, 1064–1083.
- Demouchy, S., Bolfan-Casanova, N. (2016): *Lithos*, 240, 402–425.
- Dombrádi, E., Sokoutis, D., Bada, G., Cloetingh, S., Horváth, F. (2010): *Tectonophysics*, 484/1, 103–118.
- 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*, 34/2, 317–343.
- Falus, G., Tommasi, A., Ingrin, J. Szabó, C. (2008): *Earth and Planetary Science Letters*, 272/1, 50–64.
- Hamada, M., Kawamoto, T., Takahashi, E., Fujii, T. (2011): *Earth and Planetary Science Letters*, 308/1, 259–266.
- Harangi, S., Jankovics, M.É., Sági, T., Kiss, B., Lukács, R., Soós, I. (2015): *International Journal of Earth Sciences*, 104/8, 2007–2032.
- Hetényi, G., Stuart, G.W., Houseman, G.A., Horváth, F., Hegedűs, E., Brückl, E. (2009) *Geophysical Research Letters*, 36/211,
- Hirschmann, M.M., Tenner, T., Aubaud, C., Withers, A.C. (2009): *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176/1, 54–68.
- Kiss, J., Vértessy, L., Gulyás, Á. (2017): *Magyar Geofizika*, 57/4, 126–151.
- Kovács, I., Szabó, C. (2008): *Journal of Geodynamics*, 45/1, 1–17.
- Kovács, I., Csontos, L., Szabó, C., Bali, E., Falus, G., Benedek, K., Zajacz, Z. (2007): *Geological Society of America Special Papers*, 418, 93–112.
- Kovács, I., Demény, A., Czuppon, G., Lécuyer, C., Fourel, F., Xia, Q.K., Liu, J., Pintér, Z., Király, E., Török, K., Szabó, Á. (2016): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171/5, 38.
- Kovács, I., Falus, G., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, C., Flower, M.F.J., Hegedűs, E., Posgay, K., Zilahi-Sebess, L. (2012): *Tectonophysics*, 514, 168–179.
- Kovács, I., Zajacz, Z., Szabó, C. (2004): *Tectonophysics*, 393/1, 139–161.
- Mainprice, D. (1990): *Computers & Geosciences*, 16/3, 385–393.
- Klébesz, R., Grácz, Z., Szanyi, G., Liptai, N., Kovács, I., Patkó, L., Pintér, Z., Falus, G., Wessztergom, V., Szabó, C. (2015): *Acta Geodaetica et Geophysica*, 50/2, 133–149.
- Matenco, L., Bertotti, G., Cloetingh, S.A.P.L., Dinu, C. (2003): *Sedimentary Geology*, 156/1, 71–94.
- Okumura, S. (2011): *European Journal of Mineralogy*, 23/5, 771–778.
- O'Leary, J.A., Gaetani, G.A., Hauri, E.H. (2010): *Earth and Planetary Science Letters*, 297/1, 111–120.
- Pearson, D.G., Brenker, F.E., Nestola, F., McNeill, J., Nasdala, L., Hutchison, M.T., Matveev, S., Mather, K., Silversmit, G., Schmitz, S., Vekemans, B. (2014): *Nature*, 507/7491, 221–224.
- Qorbani, E., Bokelmann, G., Kovács, I., Horváth, F., Falus, G. (2016): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121/9, 6644–6657.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004): *Tectonophysics*, 393/1, 43–62.
- Szabó, C., Harangi, S., Csontos, L. (1992): *Tectonophysics*, 208/1–3, 243–256.
- Tenner, T.J., Hirschmann, M.M., Withers, A.C. and Hervig, R.L. (2009): *Chemical Geology*, 262/1, 42–56.
- Vauchez, A., Tommasi, A., Mainprice, D. (2012) *Faults (shear zones) in the Earth's mantle. Tectonophysics*, 558, 1–27.
- Wade, J.A., Plank, T., Hauri, E.H., Kelley, K.A., Roggensack, K., Zimmer, M. (2008): *Geology*, 36/10, 799–802.
- Weis, F.A., Skogby, H., Troll, V.R., Deegan, F.M., Dahren, B. (2015): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16/7, 2127–2146.
- Xia, Q.K., Liu, J., Kovács, I., Hao, Y.T., Li, P., Yang, X.Z., Chen, H., Sheng, Y.M. (2017): *National Science Review*, p.nwx016.
- Xia, Q.K., Liu, J., Liu, S.C., Kovács, I., Feng, M., Dang, L. (2013): *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 85–97.

ÚJ SM/ND KORADAT A TÓBÉRCLÁPAI-KŐFEJTŐ PLAGIOGRÁNIT GRÁNÁTJÁBÓL

Kovács Zoltán^{1,2*}, Kövér Szilvia², Fodor László², Schuster, Ralf³

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

2 MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport

3 Geologische Bundesanstalt, Bécs, Ausztria

*e-mail: kozraat@gmail.com

A Szarvaskő környéki magmatitok régóta a földtani kutatások tárgyát képezik, genetikájukról és egykori lemeztektonikai elhelyezkedésükről a mai napig nincs konszenzus. A magmás egységeket jura korú mélytengeri sziliciklasztos összletbe (Vaskapui Homokkő, illetve Lökvolgyi Pala Formációk) közbetelepülő bazalt (Szarvaskői Bazalt Formáció), és abba benyomult gabbró (Tardosi Gabbró Formáció), illetve utóbbiakhoz tartozó ultramafikus kumulátum (wehrlit) és savanyú differenciátum (plagiogranit és kvarcdiorit) testek alkotják (Pelikán, 2005). Az egységből hiányoznak az egykori óceáni köpenyt képviselő ultrabázisos kőzetek, ezért nem tekinthető teljes ofiolitos sorozatnak (Kiss, 2011).

A kőzeteket geokémiai tulajdonságai alapján sokáig MORB-típusúnak tartották, és egy frissen felnyíló ívmögötti medencét feltételeztek képződési környezetüknek (Kubovics, 1984; Downes et al., 1990; Harangi et al., 1996; Aigner-Torres, Koller, 1999). Kiss et al. (2011) geokémiai vizsgálati eredményei alapján azonban szubdukcióhoz kapcsolja a képződésüket. Sőt szerkezeti és földtani megfontolások alapján Csontos (2000) és Haas et al. (2011) is vulkáni ív közelébe helyezi el a területet. Schmid et al. (2008) a Szarvaskői-egységet nagyszerkezeti megfontolások alapján a Neotethys Ny-Vardar egységébe sorolja, amelynek ofiolitjait korábban szintén MORB-típusúnak tartották, későbbi munkák világítottak rá supra-szubdukciós eredetükre (Robertson, 2002; Smith, 2006; Robertson et al., 2009; Bortolotti et al., 2013).

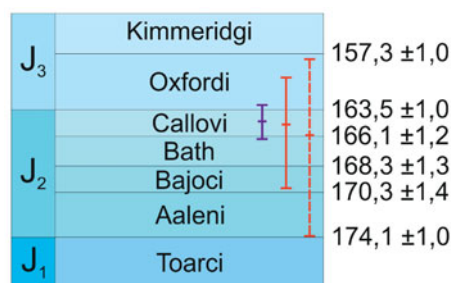
A szarvaskői magmás kőzetek korolását Árváné Sós et al. (1987) végezte el K-Ar-módszerrel. A gabbró amfiboljára 166 ± 8 M év, a kontakt szaruszirtben képződött muszkovitra 165 ± 5 M év adódott, míg a gabbró földpátja 135 ± 6 M éves kort mutatott, a teljes kőzet adatok pedig 83 ± 6 és 110 ± 14 M év között szórta. A szerzők interpretációja szerint az amfibol és muszkovit koradatai a magmás kőzetek valós keletkezési korát mutatják, míg a földpátok és a teljes kőzet adatok a területet ért kréta deformációs események során bekövetkezett Ar-vesztésre utalnak.

A valós képződési kort képviselő amfibol és muszkovit K-Ar korok problémája, hogy nagy hibával terheltek, ebben az esetben az analitikai bizonytalanság a teljes középső jurát magába foglalja, a kőzetek az aaleni és oxfordi emeletek között bárhol képződhetek (1. ábra). Pontosabb szerkezetfejlődési rekonstrukcióhoz megbízhatóbb koradatra van szükség.

A Tóbérclápai-kőfejtőben megjelenő plagiogranit a befogadó gabbró felé mutat erőteljes gránátosodást. A gránát

főelem-összetétele széles tartományban változik (Alm: 62-74%; Sps: 3-10%; Grs: 4-20%), amelyből Embey-Isztin et al. (1985) arra következtet, hogy metasztatikus úton képződhetek, a gabbró és plagiogranit kontaktusán migráló, különböző összetételű oldatoknak köszönhetően. Ilyen oldatok megjelenése valószínűleg a fluidumban gazdagabb savanyú (plagiogranitos) összetételű olvadékhoz kapcsolódik, ezért azok korát a plagiogranitával azonosnak tekinthetjük. A gránát képes a szerkezetébe beépíteni a ritkaföldfémeket, ezért azokon Sm/Nd-korolás végezhető. A Sm/Nd-módszer előnye a K-Ar-módszerhez képest (amellyel, hogy jóval ellenállóbb ásványon végezhetjük, amely az utólagos hatásokra érzéketlen), hogy nagyobb pontosságú.

A tóbérci gránátok Sm/Nd vizsgálata a Bécsi Egyetem Földtudományi Tanszékén történt a kézzel válogatott, záránymentes gránátsemcsék teljes feloldása, majd ThermoFinnigan® Triton TI TIMS műszer alkalmazásával. A gránátok kora $164,7 \pm 1,6$ M évnek adódott. Ez a koradat beleesik az Árváné Sós et al. (1987) által adott időtartományba, azonban a képződés korát leszűkíti a legkésőbbi bath-callovilegkorábbi oxfordi időszakra (1. ábra). Ez az eredmény megerősíti Árváné Sós et al. (1987) azon feltételezését is,



1. ábra – A Szarvaskői magmás egységből mért koradatok. Lila: a jelen tanulmányban bemutatott, gránátjain mért Sm/Nd korok. Piros színnel az Árváné Sós et al. (1987) által publikált koradatok: szaggatott vonal: a gabbró amfiboljain mért K-Ar kor, teljes vonal: a kontaktuson kialakult szaruszirt muszkovitjain mért K-Ar kor

miszerint a gabbró amfibolja és a kontakt kőzetek muszkovitja nem szenvedett Ar-vesztést a későbbi deformációs események során, tehát azok a valódi képződési kort mutatják.

Amennyiben az újabb kutatási eredmények (Kiss et al., 2011) alapján elfogadjuk, hogy a magmatitok szubdukciós geokémiai bélyegeket hordoznak, célszerű feltételezni, hogy azok a Vardar-óceánban bekövetkező intra-óceáni szubdukció termékei (pl., Bortolotti et al., 2013). Ebben az esetben bizonyosan állíthatjuk, hogy a szubdukció 165 Ma ezelőtt már előrehaladott állapotban volt, hiszen a metasztatizált köpenyéből ekkor már magmacsomagok jutottak fel a tengeraljzatra, amelyet ma a Szarvaskőn látható bazaltok képviselnek. Az új koradat szerkezetföldtani adatokkal kiegészítve a Ny-Vardar óceánág Szarvaskői-egység által képviselt része fejlődéstörténetének pontosabb rekonstrukcióját teszi lehetővé.

Irodalomjegyzék

- Aigner-Torres, M., Koller, F. (1999): *Ofioliti*, 24, 1-12.
- Árváné Sós, E., Balogh, K., Ravaszné Baranyai, L. Ravasz, Cs. (1987): *MÁFI Évi Jelentés*, 295-307.
- Bortolotti, V., Chiari, M., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E. (2013): *International Journal of Earth Sciences*, 102, 783–811.
- Csontos, L. (2000): *Földtani Közlöny*, 130/1, 95-131.
- Downes, H., Pantó, Gy., Árkai, P. Thirlwall, M. F. (1990): *Lithos*, 24/3, 201-215.
- Embey-Isztin, A., Noske-Fazekas, G., Kurat, G., Brandstätter, F. (1985): *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 34, 49-66.
- Haas, J., Kovács, S., Pelikán, P., Kövér, Sz., Görög, Á., Ozsvárt, P., Józsa, S., Németh N. (2011): *Földtani Közlöny*, 141/2, 167-196.
- Harangi, Sz., Szabó, Cs., Józsa, S., Szoldán, Zs., Árváné Sós, E., Balla, M., Kubovics, I. (1996): *International Geology Review*, 38, 336-360.
- Kiss, G. (2011): *Doktori disszertáció*, Budapest, p. 174.
- Kiss, G., Molnár, F., Koller, F., Péntek, A. (2011): *Mitteilungen der Österreichische Mineralogische Gesellschaft*, 157, 43-69.
- Kubovics, I. (1984): *Acta Geologica Hungarica*, 27/1-2, 163-189.
- Pelikán, P. (ed.) (2005): *MÁFI*, Budapest, p. 284.
- Robertson, A. H. F. (2002): *Lithos*, 65, 1-67.
- Robertson, A. H. F., Karamata, S., Šarić, K. (2009): *Lithos*, 108, 1–36.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139-183.
- Smith, A.G. In: Robertson, A. H. F. & Mountrakis, D. (ed.) (2006): *Geological Society, London, Spec. Publ.*, 260, 11–34.

A KIKERI-TAVI PANNÓNIAI TORLAT ÉS A BENNE LÉVŐ KORUND ÁSVÁNY-KŐZETTANI VIZSGÁLATA

Kövágó Ákos¹, Józsa Sándor², Király Edit³

1, 2 ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

3 MFGI, Budapest

e-mail: kovago.akos@gmail.com

1. Bevezetés

A Kikeri-tavi (Bakony-hg.) feltárásban a Pannon-tenger sekély-tengeri, partközeli törmeléken kifejlődése található meg a felszínen. A feltárás Várpalota és Öskü között található, egy felhagyott homokbányában Várpalotától DNY-ra körülbelül 2 km-re. A feltárásban kavics és homok rétegek váltakozása figyelhető meg 5 m vastagságban. Felső részén jól osztályozott, keresztretegzett, parti homokban több, maximum 2 cm vastag fekete homokrég is látható (Katona, 2004). Ennek a korund tartalmú torlatnak a vizsgálatába korábban többen is belekezdtek (Oláh István és Katona Lajos, Szilágyi Lilla), de részeredményeiket nem publikálták. Célunk ezzel a munkával a korund és a torlat eredetének meghatározása, amihez felhasználtuk az ő adataikat is.

2. Terepi munka

A terepi munka során a feltárásban található két torlatból a torlatokat határoló rétegekből és egy a két torlat között elhelyezkedő kavicsos rétegből is gyűjtöttünk mintát.

3. Vizsgálati módszerek

Elvégeztük a torlat nehézasvány vizsgálatát két szemcse-tartományban is (63–125 μm és 125–250 μm), a leválasztáshoz Na-polivolfraamtot használtunk. A szemcsékből szemcsecszolatot készítettünk, majd ezeket sztereó és polarizációs mikroszkópban vizsgáltuk. A korundok nyomelem tartalmából következtetni lehet a kialakulás körülményeire. A nyomelem tartalom meghatározását a MFGI LA-ICP-MS berendezésével végeztük.

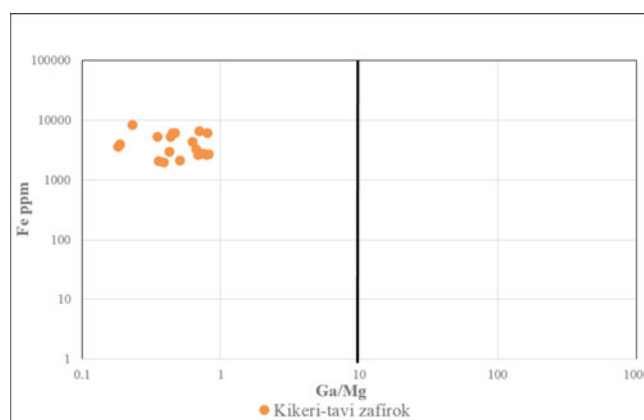
4. Nehézasvány vizsgálat

A torlat változatos átlátszó/áttetsző nehézasványtársulást tartalmaz a jelentős mennyiségű (85%) opak ásvány mellett, nagy a ZTR ásványok (cirkon, rutil, turmalin) mennyisége és a sztaurolité. A torlatban a metamorf ásványok vannak túlsúlyban. Ezek lehetnek kontakt metamorfok vagy regionális metamorfok is: kontakt metamorf lehet a korund, a zöld spinell, a gránát és

a vezúvián, regionális metamorf a korund, a sztaurolit, a kianit, az andaluzit, a gránát a biotit, a zoisit, az epidot és a turmalin. Magmás forrásból származhat az ilmenit, a magnetit, az apatit, a gránát és a cirkon is, az egyéb magmás ásványok hiányát az magyarázhatja, hogy a szállítás során elkophattak.

5. A korundok vizsgálata és jövőbeni tervek

A korundok nyomelemtartalmuk alapján metamorf eredetűek (1. ábra; Peucat et al., 2007), erre utal a torlat nehézasvány



1. ábra – A korundok nyomelem tartalma Fe-Ga/Mg diagramon, ha a Ga/Mg kisebb mint 10 akkor metamorf eredetű (Peucat et al. 2007)

összetétele is, a forrásterület pontos meghatározásához azonban szükséges a lehetséges forrásterületekről in situ korund begyűjtése és nyomelemtartalmának vizsgálata, továbbá stabil oxigén izotóp vizsgálata.

Irodalomjegyzék

- Katona, L. (2004): Folia Musei Historico-Naturalis Bakonyiensis. A Bakonyi Természettudományi Múzeum Közleményei, 21–2004, 7–24.
- Peucat, J. J., Ruffault, P., Fritsch, E., Bouhnik-Le Coz, M., Simonet, C., Lasnier, B. (2007): Lithos, 98, 261–274.

A BÖRZSÖNYI METAMORF KÉREGZÁRVÁNYOK PETROGRÁFIAI ÉS ÁSVÁNYKÉMIAI VIZSGÁLATA

Lange, Thomas Pieter¹, Vigh Csaba^{1,2}, Kővágó Ákos¹, Józsa Sándor¹

¹ ELTE TTK, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

e-mail: lange606@hotmail.com

1. Bevezetés, célkitűzés

A Börzsöny vulkáni felépítménye alatt két nagyobb tektonikai egység, a Veporikum és a Dunántúli-középhegységi-egység helyezkedik el, melyek határán az Ógyalla-Diósjenői-vonal húzódik (Korpás et al., 1998). Az aljzatot több kutatófúrás (pl. Nb-7, Hont-1) harántolta, melyekben az aljzat fő felépítő kőzetei a Veporikum esetében csillámpala, amfibolit és gneisz, a Dunántúli-középhegységi-egységnél pedig mezozoos karbonátos kőzetek.

A Veporikum kőzetei közül a csillámpala nem csak fúrásból ismert, hanem kőzetzárványként is megtalálható a miocén korú mészkálai vulkanitokban. A korábbi leírásokból tudjuk, hogy az eredeti csillámpala gyűrt, lepidoblasztos szövetű; gránát, kvarc, muszkovit, biotit, klorit, plagioklász ásványtársulás alkotja, járulékos elegyrészként magnetit, apatit, turmalin, titanit és cirkon is előfordul benne (Ravaszné-Baranyai, Viczián, 1974). Mindezidáig részletes kőzettani (mikroszkópos, illetve elektronmikroszkópos) vizsgálatuk és tektonikai jelentőségük kutatására nem került sor.

A Börzsönyi vulkanitokban előforduló kőzetzárványok tanulmányozásával képet kaphatunk az aljzatot felépítő kőzetekről és *pirometamorfózisuk folyamatáról. Célunk az általunk begyűjtött kőzetzárványok részletes kőzettani leírása, a beazonosított ásványok összetételének meghatározása, melyek segítségével közelebb kerülhetünk a kőzet fejlődéstörténetének megértéséhez.*

2. Vizsgálati módszerek

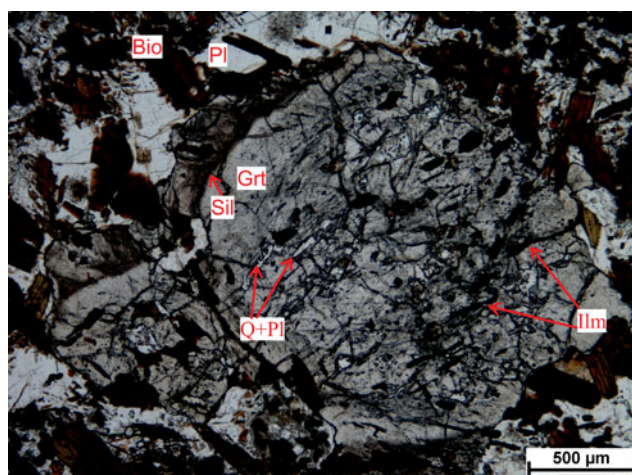
Mivel a metamorf kéregzárványok a börzsönyi vulkanitokban viszonylag ritkák, vizsgálatukat hosszú időn át tartó folyamatos terepi kutatás előzte meg. A minták származási helye:

- 1) Szob: Csák-hegy (Malomvölgyi bánya)
- 2) Nagybörzsöny környéki feltárások: Hegyes-hegy-orom, ill. Hosszú-Bérc.

A begyűjtött 13 darab zárványból polírozott vékonycsiszolatok készültek. A petrográfiai bélyegekről készült fényképeket egy polarizációs mikroszkópra felszerelhető Nikon COOLPIX DS-Fil fényképezőgéppel készülték el. Az ásványkémia mérések az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén energia-diszperzív spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 i/T6 pásztázó elektronmikroszkópjával történtek.

3. Petrográfia

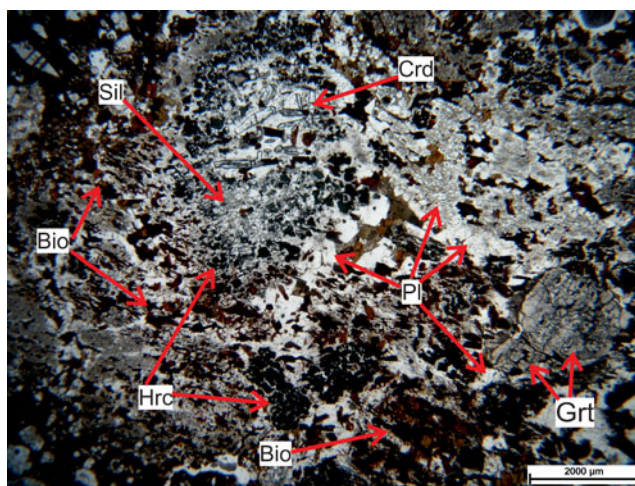
A Nagybörzsöny és Szob környékén begyűjtött csillámpala xenolitok különböző mértékű kontaktmetamorfózist szenvedtek, így az általuk képviselt egyes metamorf folyamatok összehangolt, összesített kiértékelésével átfogóbb képet kaphatunk a teljes folyamatsorra. A xenolitokban megfigyelhető ásványok közül reliktfázisként már csak a biotit (II), a plagioklász (I), a gránát, illetve a gránát zárványaként az ilmenit és a kvarc jelenik meg (1. ábra).



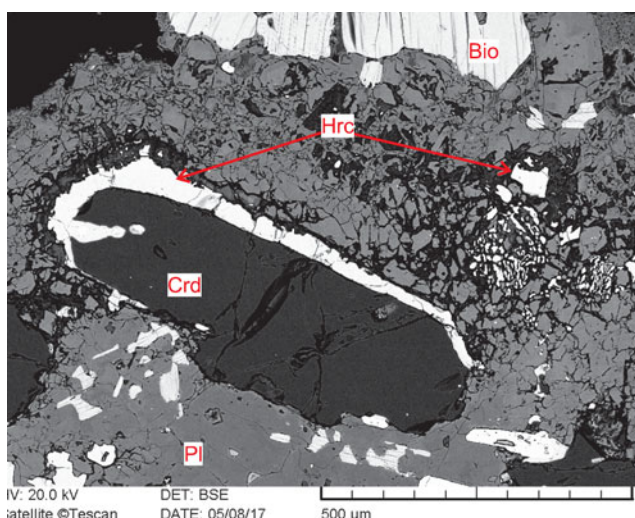
1. ábra – Relikt gránát és annak zárványai. Bio=Biotit, Grt=Gránát, Ilm=Ilmenit, Pl=Plagioklász, Sil=Sillimanit, Q=Kvarc

Kontakt hatásra kialakult új fázisként sillimanit, hercinit spinell, korund, rombos piroxén, biotit (II), plagioklász (II) és káliföldpát jött létre. Az ásvány együttesek néhol jól tükrözik az eredeti gyűrt, foliált szerkezetet, helyenként az újonnan képződött spinellek jelölik ki a protolit hajdani foliációját (2. ábra).

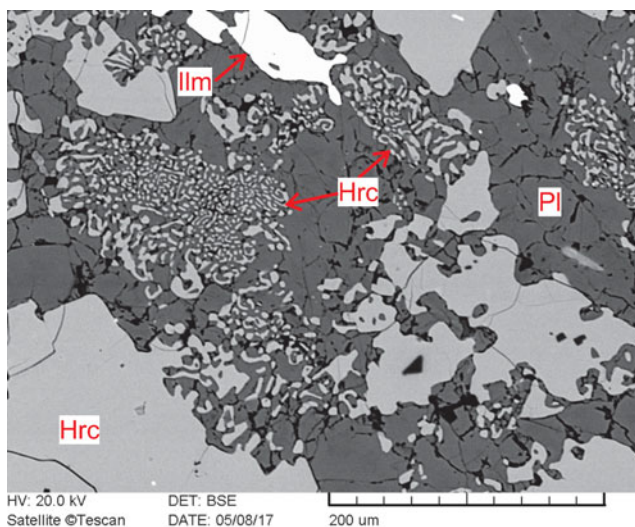
Polarizációs mikroszkópban a korund kék maggal rendelkezik és rajta néhol hercinit spinell ránoelkedés mutatkozik (3. ábra). A késői biotit (II) generáció idioblasztos kristályai a korábbi foliációra közel merőlegesen helyezkednek el. A plagioklászok néhol tiszták és zárványmentesek (II), másol zavaros küllemet mutatnak (plagioklász (I)). Ez utóbbi esetben elektronmikroszkópban jól megfigyelhető, hogy a zavarosságot az újonnan keletkezett hercinit spinell szimplektit okozza (4. ábra). A plagioklász (I) belül nem csak spinell, hanem a korábban



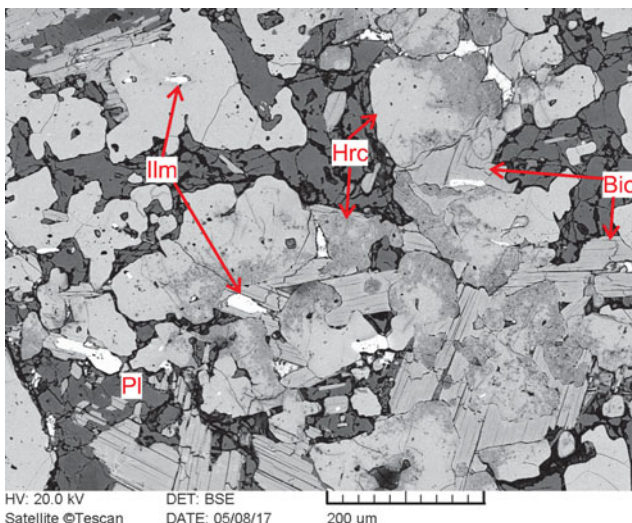
2. ábra – A BRXNB-6-os minta átfogó szöveti képe, illetve a szövetet alkotó ásványfázisok. Bio=biotit, Crd=Korund, Grt=Gránát, Hrc=Hercinit spinell, Pl=Plagioklász, Sil=Sillimanit



3. ábra – A BRXNB-6-os mintában található korund és azon történő hercinit spinell továbbnövekedés (BSE kép). Bio=Biotit, Crd=Korund, Hrc=Hercinit spinell, Pl=Plagioklász



4. ábra – Szimplektites szövetű spinell plagioklással (BSE kép). Ilm=Ilmenit, Pl= Plagioklász, Hrc=Hercinit spinell



5. ábra – A biotit és hercinit spinell határa körül előforduló zavaros spinell (BSE). Bio=Biotit, Ilm=Ilmenit, Pl=Plagioklász, Hrc=Hercinit spinell

említett korund és sillimanit is megjelenik. A gránát erősen zárványos és ezen zárványok egy korábbi foliáció szerint rendeződtek, amely a biotitok (I), illetve spinellek által alkotott foliációval kb. 70 fokos szöveg zár be.

Visszaszórt elektronképen a hercinit spinell és biotit érintkezése során az ásvány biotit felé eső része erősen zavaros küllemet mutat (**5. ábra**). Jól látható, hogy a biotit a visszaszórt elektron mikroszkópos képen egyenes határt alkot a körülötte megjelenő ásványokkal (plagioklász, spinell, korund). Az is megfigyelhető, hogy a gránátokat egy plagioklász (+kevés biotit), majd ekörül egy hercinit spinell koszorú övezi. A rombos piroxének gyakran idioblasztos, hipidioblasztos formát alkotnak és főleg a biotitban gazdag területeken jelennek meg.

4. Ásványkémia

Elemi összetétel alapján a gránát a magjától a peremig almandin komponensben gazdagodik a spessartin, grosszulár és pirop komponens rovására (gránát magja: $\text{Alm}_{48}\text{Prp}_{24}\text{Sps}_{12}\text{Grs}_{15}$, gránát pereme: $\text{Alm}_{65}\text{Prp}_{16}\text{Sps}_{10}\text{Grs}_{10}$). A gránát szélén megjelenő sillimanitban kis mennyiségű Fe volt kimutatható. A spinellek összetétele $\text{Hc}_{60-65}\text{Spl}_{30-37}\text{Glx, Ghn}_{1-3}$ komponensből épül fel. Az ásványok szélén gyakran egy igen nagy Si- és Al-tartalmú fázis jelenik meg, vélhetően agyagásvány. A plagioklászok (I) összetétele főleg bytownit (a gránát zárványaként megjelenő plagioklász andezin), az újonnan képződött (mint például a gránát körül megjelenő) plagioklászok (II) esetében labradorit, andezin. A kálföldpát szanidin ($\text{Kfp}_{65-72}\text{Ab}_{35-28}$). A rombos piroxén a visszaszórt elektronképen zónás, amely zónásság a magtól a perem felé történő Fe-szegényedésnek köszönhető.

5. Diszkusszió

A szöveti megfigyelések és ásványkémiai adatok alapján a következő reakciókat figyelhetjük meg: A biotitból (I) kialakult a hercinit spinell és ezt az átalakulást egy K-ban és H_2O -ban gazdag olvadék kialakulása kísérhette. Ennek hatására a biotit bomlási reakciójából képződött spinellek vették fel a korábbi

foliációt. A biotitból felszabaduló Fe, illetve Mg bekerült a folyamatokba, ott létrejött a plagioklászból a hercinit spinell ($\text{Plagioklász} + (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \rightarrow \text{Hercinit spinell} + \text{olvadék}$). A biotit olvadási reakciójára hasonló példát említ Cesare (2000), ahol egy kvarc mentes környezetben többfázisú átalakulás lép fel és új termékként hercinit spinell, ilmenit, olvadék, illetve második generációs biotit, plagioklász jön létre. A kisebb hőmérsékletet szenvedett kőzetzárványok esetében a biotitokból kontakt piroxén, illetve káliföldpát jött létre (biotit+kvarc \rightarrow kontakt piroxén+K-földpát+olvadék). A spinell, korund, illetve sillimanit képződését követően földpátok majd őket követve biotitok jöttek létre. A xenolit fejlődéstörténetének legvégső szakaszában gyors lehűlés lépett fel, amelynek során kis mennyiségben

kőzetüveg jöhetett létre. A kőzetüveg később agyagásványosodott, amelyet a hercinit spinell körüli Si- és Al-ban gazdag fázis képvisel.

Irodalomjegyzék

- Cesare, B. (2000): Contributions to Mineralogy and Petrology 139/3, 273–284.
- Korpás, L., Csillagné-Teplánszky, E., Hámor, G., Ódor, L., Horváth, I., Fügedi, U., Harangi, Sz. (1998): Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez 1:50000, 216 p.
- Ravaszné-Baranyai, L., Viczián, I. (1976): Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése, 1974, 61–72.

A BOLGÁROMI BAZANITBÁNYÁBÓL SZÁRMAZÓ KVARCIT KÖZETZÁRVÁNYOK ÉS REAKCIÓSZEGÉLYÜK PETROGRÁFIAI JELLEMZÉSE

Lange, Thomas Pieter, Sági Tamás, Józsa Sándor

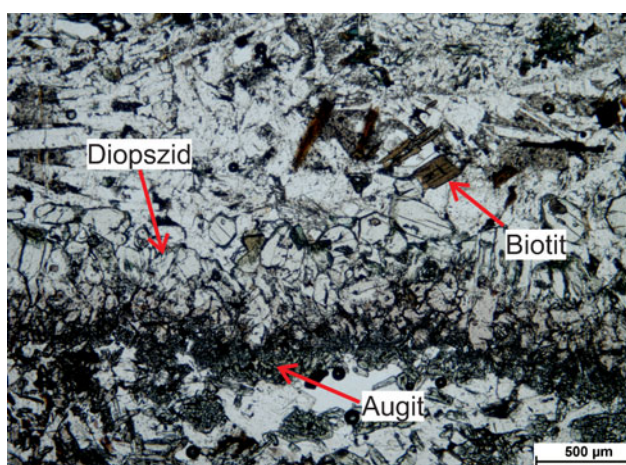
ELTE TTK, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: lange606@hotmail.com

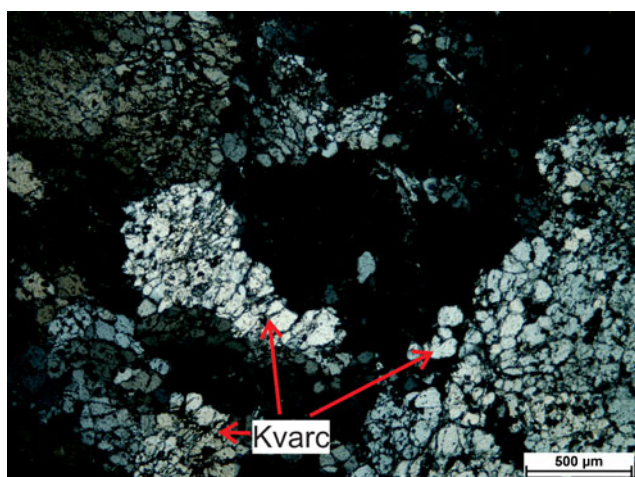
A plio-pleisztocén Nógrád–Gömöri vulkáni terület több feltárásából számos kéreg- és köpenyeredetű közetzárvány került elő (pl. Kovács et al., 2003; 2004; Szabó, Taylor, 1994; Uher et al., 2012). A *vulkáni* terület északi részén található Bolgárom településhez tartozó bazanitbánya sötétszürke színű, tömör kőzetében is előfordulnak kéregeredetű xenolitok.

Az általunk begyűjtött minták egy példány kivételével fehér színű kvarc közetzárványokat tartalmaznak, amelyek – egyedenként változó vastagságú – makroszkóposan markánsan elkülönülő, világoszöld színű, gyakran vastagságtartó kontakt udvarral rendelkeznek. A polírozott vékonycsiszolatokról polarizációs mikroszkópi, 1× nagyítású, 1 nikolos – az egész csiszolatot bemutató – térképeket készítettünk. Mikroszkópban a bazanit és a xenolit határterülete ásványos összetétel alapján több zónára osztható: (1) bazanit, (2) metasomatizált bazanit, (3) leucitgazdag zóna, (4) piroxén zóna, (5) földpát és piroxén zóna és (6) közetzárvány. A SEM-EDS ásvány-összetételbeli meghatározások segítségével megállapítható, hogy a negyedik zóna az egész kontakt aureolát egy Si-ban telítetlen (a bazanit felőli oldal) és egy Si-ban túltelített (követzárvány felőli oldal) zónára különíti el. E területek ásványainak szöveti megjelenése és összetétele alapján a kontakt zóna fejlődéstörténetét a következő módon feltételezzük: A bazaltos olvadék felszín felé történő áramlása során több kőzetdarabot szakított fel, köztük az általunk vizsgált xenolitokat is (1. ábra). A felfűtés fázisában a követzárvány körül egy klinopiroxén szegély

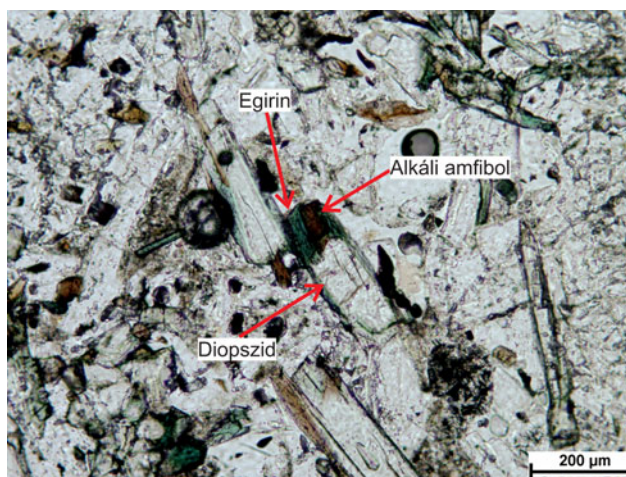
alakult ki (2. ábra), majd ezt követően megkezdődött a xenolit részleges olvadása. A keletkezett olvadék keveredett a piroxén szegélyen átszivargó bazaltos olvadékkal, amelynek hatására újabb, először bázisosabb (diopszid), majd ezt követve alkáliákban igen gazdag ásványok (alkáli amfibol, egirin, káliföldpát) jöttek létre (3. ábra). Ezután, amikor a követzárvány részleges olvadása megállt, a rendszer befagyott és az újabban keletkezett ásványok kitöltötték



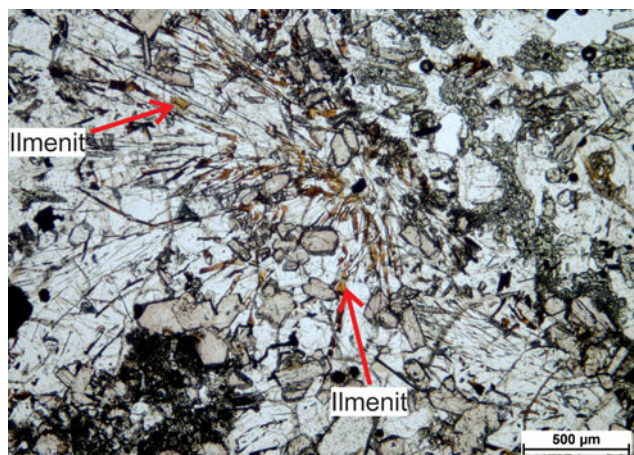
2. ábra – A xenolit körül kialakult klinopiroxén szegély megjelenése polarizációs mikroszkópban



1. ábra – A kvarcit követzárványt felépítő xenoblaszt, alszemcsésedett kristályok megjelenése polarizációs mikroszkópban



3. ábra – Diopszidra történő egirin, illetve alkáli amfibol ránövekedés



4. ábra – A leucitos zóna és a benne megtalálható tűs, lécesen megjelenő barnásvörös pleokroizmussal rendelkező ilmenit kristályok

a klinopiroxén szegély és a közetzárvány közti területet. Ezt követően a klinopiroxén öv bazaltos olvadék felé eső oldalán létrejött egy leucitban igen gazdag zóna. A xenolit szemcseméretéhez képest hatalmas méretű leucitokban vékony, tűs-léces ilmenitek alakja és irányított megjelenése a zóna kialakulásának fontos szöveti bélyege lehet (**4. ábra**). Végezetül a maradék illók átítták a kristályosodó bazanitot, amely során illóban gazdag ásványok (biotit, kalcit, apatit) jöttek létre.

A Kárpát–Pannon régióban megtalálható közetzárványokhoz képest a bolgáromi xenolitok abban mutatnak nagy eltérést, hogy a mintákból hiányzik az üvegfázis, amely alapján feltételezhetjük, hogy ezek a minták lassú hűlésen mentek keresztül. A lassú hűlés a befoglaló képződmény szubvulkáni mivoltjából adódik. Ennek hatására is tudott létrejönni a leucitban gazdag zóna, mely korábban nem volt ismert és jelen tudásunk szerint világviszonylatban is egyedinek számít.

A fejlődéstörténet megértését követően a petrográfia és irodalmi adatok alapján azt feltételezhetjük, hogy az általunk vizsgált bolgáromi zárványok legnagyobb valószínűséggel a középső-földkéregből, pontosabban a Gömörikumból származnak.

Irodalomjegyzék:

- Kovács I., Bali E., Kóthay K., Szabó Cs. and Nédli Zs. (2003): Földtani Közlöny, 133/3, 397–420.
- Kovács I., Zajacz Z. and Szabó Cs. (2004): Tectonophysics, 393, 139–161.
- Szabó Cs., Taylor, L.A. (1994): International Geology Review, 36, 328–358.
- Uher P., Giuliani G., Szakáll S., Fallik S. A., Strunga V., Vaceulovič T., Ozdín D. and Gregáňová M. (2012): Geologica Carpathica, 63/1, 71–82.

A BÜKKALJA VULKÁNI TERÜLET MIOCÉN SZILÍCIUM- GAZDAG VULKANIZMUSA

Lukács Réka¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Czuppon György³, Fodor László^{1,4}, Petrik Attila⁴, Dunkl István⁵, Bachmann, Olivier⁶, Guillong, Marcel⁶, Buret, Yannick⁶, Sliwinski, Jakub⁶, Szepesi János¹, Soós Ildikó¹

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest,

² ELTE, Közet-Geokémiai Tanszék, Budapest,

³ MTA CSFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest,

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

⁵ Sedimentology & Environmental Geology, Geoscience Center, University of Göttingen, Göttingen, Németország

⁶ Institute of Geochemistry and Petrology, Department of Earth Sciences, ETH Zürich, Svájc

e-mail: reka.harangi@gmail.com

A Pannon-medence kialakulását változatos vulkáni működés kísérte, amelyen belül kezdetben szilíciumgazdag magmák robbanásos felszínre törése volt a domináns. A nagy területen lerakódott vulkáni képződmények rétegtani szerepét már egy évszázada felismerték (Noszky, 1912; 1941) és e képződmények fontos szerepet játszottak a miocén tagolásában (Hármor et

al., 1980). Felszínen elterjedésük szórványos, azonban a Bükk előterében (Bükkalja vulkáni terület, BVT; Less et al., 2005) különleges lehetőség nyílik vizsgálatukra. Itt a robbanásos vulkáni kitérések termékei lefedik a szilíciumgazdag vulkáni működés szinte teljes, fő időszakát és mind vulkanológiai, mind közet-tanilag és geokémiai nagy változatosságban tanulmányoz-

| Egység | Kor (Ma) | Max. megfigyelt vastagság | Vulkanológia | Közet | Geokémia | Litológia |
|-------------------|----------------|---------------------------|--|--|--|-----------|
| Harsány ignimbrit | 14,358 ± 0,015 | 40 m | horzsaköves blokktartalmú lapillitufa - nem összesült ignimbrit | Plagioklász, kvarc, biotit, szanidin | bimodális horzsaköves; Si-gazdag riolit horzsaköves $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7073$ és $0,7079$; cirkon $\epsilon\text{Hf} \sim -1,9$ | |
| Tibolddaróc | 14,7 ± 0,2 | 1,5 m | finom lapillitufa és tufa - piroklaszt-ár és szórt üledékek | Plagioklász, kvarc, biotit, szanidin | riolit | |
| Demjén ignimbrit | 14,880 ± 0,014 | 50 m | horzsaköves blokktartalmú lapillitufa és tufa - nem összesült és gyengén összesült ignimbrit, hamuár és helyenként akkréció lapilli-tartalmú freatomagmás/magmás szórt üledék | Plagioklász, biotit, amfibol, (kvarc) | dácit-riodácit, horzsaköves $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7073$ cirkon $\epsilon\text{Hf} \sim +0,3$ | |
| Td-J | 16,2 ± 0,3 | 0,5 m | finom tufa piroklaszt szórásból | Plagioklász, kvarc, biotit | riolit cirkon $\epsilon\text{Hf} \sim -0,9$ | |
| Td-L | 16,7 ± 0,3 | 0,4 m | akkréció lapilli-tartalmú freatomagmás/magmás szórt üledék | Plagioklász, kvarc, biotit | riolit | |
| Bogács | 16,7 ± 0,3 | 70 m | két alegységből áll - (1) alsó nem összesült, és fiamme-tartalmú összesült ignimbrit; felette (2) kevert, salak-horzsaköves lapilli-tartalmú piroklaszt-ár üledék, közberetegződő szórt réteggel | Plagioklász, biotit, ortopiroxén, kvarc, amfibol | kevert juvenilis törmelékdarabok: andezit-dácit horzsaköves $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7113$ cirkon $\epsilon\text{Hf} \sim -8,95$ | |
| Mangó ignimbrit | 17,1 ± 0,3 | 250 m | horzsaköves blokktartalmú lapillitufa és tufa - nem összesült ignimbrit helyenként fiammetartalmú összesült ignimbrittel összefogazódva; lapillitufa és tufa gyakran akkréció lapillival - freatomagmás/magmás piroklaszt-ár/torlóár és szórt üledékek | Plagioklász, kvarc, biotit, (szanidin) | riolit, horzsaköves $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7097$ cirkon $\epsilon\text{Hf} \sim -7,7$ | |
| Eger ignimbrit | 17,4 ± 0,3 | 30 m | horzsaköves blokktartalmú lapillitufa és tufa - nem összesült ignimbrit | Plagioklász, kvarc, biotit | riolit, horzsaköves $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7090$ | |
| Csv-2 | 18,2 ± 0,3 | 40 m | horzsaköves lapillitufa - nem összesült ignimbrit | Plagioklász, kvarc, biotit, (szanidin) | riolit, cirkon $\epsilon\text{Hf} \sim -7,9$ | |

1. ábra – A Bükkalja vulkáni terület főbb kitérési egységei (Lukács et al. 2017 nyomán). Vulkanológiai, közettani, geokémiai és geokronológiai eredmények Szakács et al. (1998), Seghedi et al. (2004), Less et al. (2005), Harangi and Lenkey, (2007), Lukács et al. (2009; 2010; 2015; 2017); Czuppon et al. (2012) és <https://map.mfgi.hu/fdt100/> alapján. Az egységek közötti hiányok közbetelepülő üledékes összetettség vagy diszkordancia felületet jelölnek

hatók. Az elmúlt évtizedben végzett intenzív kutatásaink számos új eredményt hoztak (Lukács 2009; Lukács et al., 2002; 2005; 2007; 2009; 2015; 2017; Harangi et al., 2005; Harangi, Lukács, 2009; Czuppon et al., 2012), amelyen belül kiemelkedik a kitörési korok, nagy pontosságú cirkon U-Pb módszerrel történő meghatározása. Ezek az új eredmények fontos hozzájárulást adnak a tektonikai események idejének, továbbá a rétegtani besorolás pontosításában. Összefoglalónkban a legfontosabb eredményeinket mutatjuk be, amihez egy összefoglaló táblázatot társítunk a legfontosabb kitörési egységekkel és azok jellemzőivel (1. ábra).

A cirkon U-Pb koradatok (Lukács et al., 2015; 2017) alapján a vulkáni működés rövidebb idő alatt ment végbe, mint az korábban a K-Ar koradatok (Márton, Pécskay, 1998) alapján gondolták. A legidősebb kort a Csv-2 fúrás horzsaköves lapillitufa mintája mutatta ($18,2 \pm 0,3$ Ma), ami közvetlenül üledékes anyagra települ. A vulkáni kitöréseken belül legalább nyolc fázist lehetett elkülöníteni, a legfiatalabb vulkánkitörés kora $14,358 \pm 0,015$ Ma. A vulkáni működés során négy olyan kitörést azonosítottunk, ami a becslésünk szerint több köbkilométer térfogatú vulkáni anyagot szolgáltatott. Ezen belül, az Eger és Mangó ignimbrit egység ($17,5$ – $17,1$ Ma), valamint a Demjén ignimbrit ($14,9$ Ma) és Harsány ignimbrit ($14,4$ Ma) tefrája szinte a teljes Pannon-medencét betérítette, sőt a vulkáni hamuanyaguk a rendelkezésre álló koradatok alapján megtalálható az észak-alpi Paratethys medencék, valamint az Erdélyi-medence üledékes rétegsorában is. Az új cirkon koradatok segítenek e rétegsorok korrelációjában és fontos geokronológiai keretet ad a különböző Paratethys időbeli besorolások összevetéséhez is.

A cirkon U-Pb koradatok alapján következtetéseket vonhatunk le a szilíciumgazdag magmatározók élettartamának jobb megismeréséhez is. A vizsgált minták egyedi cirkon koradatai alapján a vulkánkitörések előtt több százezer éven keresztül is fennállhattak a magmatározók, ezek részben egymástól elkülönülten egy időben is létezhetek (Lukács et al., 2015).

A vulkáni kitörések elsősorban horzsaköves blokk- és hamuár üledékeket (ignimbrit) hoztak létre, amelyek változó mértékben összesültek. A piroklaszt-ár üledékek mellett találunk jóval ritkább piroklaszt hullással lerakódott képződményeket, amiben helyenként akkréciós lapilli is található. Ezek megjelenése freatomagmás kitörésre utalhat. Ugyanakkor, akkréciós lapilli előfordul horzsaköves piroklaszt-ár és torlóár üledékében is, ahol képződésük nem feltétlenül freatomagmás kitörési eredethez kapcsolható. Vulkanológiailag az egyik legkülönlegesebb képződmény a Bogács és Ábrahámka környezetében legjobban feltároló, de más helyeken is tanulmányozható Bogácsi egység felső, kevert juvenilis törmelékanyagot tartalmazó piroklaszt-ár üledéke (Czuppon et al., 2012). A Bogácsi egység kiváló példáját adja a szilíciumgazdag magmatározókban zajló nyílt rendszerű folyamatoknak, a különböző eredetű kristálykása és olvadékok eltérő időben való keveredésének.

A bükkaljai vulkáni képződmények a viszonylag idős kor ellenére is többnyire üdék, a juvenilis törmelékek (horzsakövek, salakok) és a vulkáni üvegek kémiai összetétele is az eredeti magma, illetve olvadék kemizmust tükrözi. Mindez nagy segítséget ad az egymástól elszakított előfordulások korrelálásában (Harangi et al., 2005). Ezen belül, a Demjén ignimbrit képződményeinek egyedi kémiai összetétele nem csak a

Bükkalján belül kapcsolja össze a feltárások anyagát, hanem megerősíti a Tari Fehérkő bánya, valamint a siroki Várhegy ignimbritjeivel való szoros kapcsolatot is. Ez a vulkáni képződmény lehet a Pannon-medencében nagy területen korábban Tari Dácittufa Formációnak, vagy középső riolittufa szintnek nevezett anyaga, aminek becsült térfogata több tíz köbkilométer lehet. Ilyen nagy kitöréshez általában kalderaszerkezet kialakulása kapcsolódik, aminek helyét a Mátra vulkáni komplexum alatt vélelmezzük.

A vulkáni kitörések új koradatai segítenek a tektonikai események idejének pontosításában is. A korábban Márton és Márton (1996), majd Márton és Pécskay (1998), Márton et al. (2007) által leírt blokkforgások a vulkáni képződmények és kapcsolódó üledékek paleomágneses forgási irányain alapultak. A cirkon U-Pb korok pontosítják e blokkforgások és ehhez kapcsolódóan a feszültségváltozások idejét (Petrik et al. 2016).

A Bükkalján kiválóan feltároló szilíciumgazdag vulkáni képződmények a Pannon-medence kialakulásával a litoszféra elvékonyodás fő időszakában történt. A kontinentális riftesedéshez kapcsolódó vulkáni működés geodinamikailag hasonló lehet a Taupo vulkáni terület (Új-Zéland) jelenlegi vulkanizmusához. A magmaképződést és magma felnyomulást feltehetően segítették a Közép-Magyarországi nyírási öv mentén zajló tektonikai folyamatok, oldalelmozdulásos medencék kialakulásai. A több millió éven keresztül zajló magmatizmus jelentős termális hatást fejtett ki a földkéregre, ahol így kialakulhattak hosszú életű magmatározók és ez a hatás fontos szerepet játszott a szénhidrogén érési folyamatra is. A horzsakövek Sr-Nd izotóp és a cirkon kristályok Hf izotóp adatai azt mutatják, hogy 16,2 millió év után egy lényeges változás történt, ami összefügghet azzal, hogy ekkorra a litoszféra és földkéreg jelentős mértékben elvékonyodott, ami teret adott asztenoszféra-eredetű magmák keletkezésére és felnyomulására is.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást a 81530 számú OTKA kutatás támogatta. Lukács Réka munkáját a PD 112584 és PD 121048 NKFIH kutatási projektek, valamint Bolyai János tudományos ösztöndíj támogatta.

Irodalomjegyzék

- Czuppon, Gy., Lukács, R., Harangi, Sz., Mason, P R D., Ntaflós, T. (2012): Lithos, 148, 71–85.
- Hármor, G., Ravasz-Baranyai, L., Balogh, K., Árva-Sós, E. (1980): MÁFI Évi Jelentés 1978-ról, 65–73.
- Harangi, S., Lenkey, L. (2007): Geological Society of America Special Papers 418:67–92.
- Harangi, Sz., Lukács, R. (2009): Central European Geology 52/1 43–50.
- Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukács, R. (2005): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 143, 237–257.
- Less, Gy., Kovács, S., Pelikán, P., Pentelényi, L., Sásdi, L. (2005): Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Lukács, R. (2009): PHD, ELTE, 158 p.
- Lukács, R., Czuppon, Gy., Harangi, Sz., Szabó, Cs., Ntaflós, T., Koller, F. (2002): Acta Geologica Hungarica, 45/4, 341–358.
- Lukács, R., Harangi, S., Ntaflós, T., Mason, P.R.D. (2005): Chemical Geology, 223(1–3):46–67.
- Lukács, R., Harangi Sz., Ntaflós, T., Koller, F., Pécskay, Z., (2007): Földtani Közlöny, 137/4, 359–515.

- Lukács, R., Harangi, Sz., Mason, P R D., Ntaflos, T. (2009): *Central European Geology*, 52/1, 51–72.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Radócz, Gy., Kádár, M., Pécskay, Z., Ntaflos, T. (2010): *Földtani Közlöny*, 140/1, 31–48.
- Lukács R., Harangi, Sz., Bachmann, O., Guillong, M., Danisik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015): *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 170/5-6:1–26.
- Lukács R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., Zimmerer, M. (2017): under review
- Márton, E., Márton, P. (1996): *Geological Society Special Publications*, 105, 153-173.
- Márton, E., Pécskay, Z. (1998): *Acta Geologica Hungarica*, 41, 467–476.
- Márton, E., Zelenka, T., Márton, P. (2007): *Central European Geology*, 50/1, 47–57.
- Noszky, J. (1912): *Koch emlékkönyv*, 67–90.
- Noszky, J. (1941): *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38-ról*, I., 531–545.
- Petrik A., Beke B., Fodor L., Lukács R. (2016): *Geologica Carpathica*, 67/1, 83–104.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakacs, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Rosu, E., Pecskey, Z., Marton, E., Oanaiotu, C. (2004): *Lithos*, 72, 117–146.
- Szakács, A., Zelenka, T., Márton, E., Pécskay, Z., Póka, T., Seghedi, I. (1998): *Acta Geologica Hungarica*, 41, 413–435.

A SZALATNAKI AGYAGPALA FORMÁCIÓ MIKRO-SZERKEZETI ÉS RAMAN SPEKTROSKÓPIAI VIZSGÁLATA A SZALATNAKI-EGYSÉGBEN

Mészáros Előd¹, Raucsik Béla¹, Varga Andrea¹, Schubert Félix², Heincz Adrián¹

¹ SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport

² SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

e-mail: meszaros.elod@gmail.com

1. Bevezetés

A Mecsek É-i előterében két kistekély metamorf egység (Szalatnaki-egység és Horváthertelendi-egység) ismert, melyek ismereteink szerint a Tisza-főegység prealpi alját képezik (Szederkényi, 1997), és képződményeiket egységesen a Szalatnaki Agyagpala Formációba soroljuk. Ezeknek a földtani környezetüktől idegen metamorf blokkoknak a metamorf átalakulásáról, valamint rétegtani kapcsolatairól azonban nagyon hiányos ismerettel rendelkezünk.

A Szalatnaki Agyagpala Formáció metamorf fejlődéstörténetét Árkai et al. (1995) vizsgálták, mely során a képződményben metamorf biotitot azonosítottak, valamint XRD vizsgálatokra alapozva epizónás (~350 °C) átalakulást állapítottak meg. A kistekély átalakulást szenvedett összletben a biotit jelenlétét a szelvény aljában feltárt magmás kőzettest kontakt hatásával magyarázták, azonban a biotitképző reakció, valamint a kontakt hatás jelenléte máig bizonytalan.

Munkánk célja a Szalatnaki Agyagpala Formáció metamorf fejlődéstörténetének pontosítása a Szalatnaki-egység területén XRD és Raman spektroszkópiai vizsgálatok alapján. A vizsgálatok további célja a metamorf biotit genetikájának, valamint a feltételezett kontakt metamorfózishoz való kapcsolatának feltárása.

2. Földtani háttér

A Mecsek környezetében három, bizonyítottan epizónás metamorfózist szenvedett agyagpala összlet található, az egyik a Szalatnaki Agyagpala Formáció a Mecsek É-i előterében (Árkai, 1991; Árkai et al., 1995), a második képződményt egyetlen fúrásból, Barcs térségében ismerjük (Árkai, 1990; Balogh et al., 1990). A harmadik, agyagpala összletet is tartalmazó előfordulás a Horváthertelend-1 fúrás rétegsorában ismert (Szederkényi, 1997; Mészáros et al., 2016a, 2016b).

Árkai et al. (1995) a Szalatnaki Agyagpala képződményének kisnyomású (kontakt) epizónás metamorfózist állapították meg, valamint bizonytalan K-Ar koradatok alapján a metamorfózis korát variszkusznak feltételezték, amely kort egy későbbi termális hatás írhatta felül. A szelvényben igazolták a metamorf biotit általános elterjedését, amelyet szöveti helyzete alapján posztkinematikusként értelmeztek, továbbá kontakt metamorf genetikával társítottak. A Barcs közelében feltárt kistekély összletről Árkai (1990) anchi-epizónának megfelelő

metamorfózist határozott meg, valamint a képződmény metamorfózist Balogh et al. (1990) K-Ar adatok alapján alpinak ítélték. Utóbbi képződményt a szerzők a Medvednica-hegység területén ismert alpi metamorf korú metamorfittal (Judik et al., 2004; Judik et al. 2006; Judik et al., 2008) hozták kapcsolatba.

Szederkényi (1997) a Horváthertelend-1 fúrás 720–852 m mélységközében feltárt agyagpala és metakonglomerátum összletet Horváthertelendi-egység néven különítette el, mint környezetétől idegen takaróncsot, továbbá a Szalatnaki Agyagpala Formációval fennálló rokonságot vélte felfedezni. A korreláció azonban csupán makroszkópos kőzettani bélyegek hasonlóságára épült, tényleges anyagvizsgálat nem támasztotta alá. Mészáros et al. (2016a, 2016b) XRD és Raman spektroszkópos vizsgálatok alapján a Horváthertelend-1 fúrás agyagpala összletének maximális metamorfózist ~350 °C hőmérsékletűnek becsülték, amelynek kora a K-felhérszám K-Ar adatok alapján variszkuszi. A Szalatnaki Agyagpala metamorfózisának pontos körülményei ma is kérdésesek, ennek okán a Horváthertelend-1 fúrásban feltárt összlettel való kapcsolata a mai napig nem tisztázott.

3. Alkalmazott módszerek

3.1. Raman spektroszkópia

A szénült szerves anyag Raman spektroszkópos vizsgálatát szabvány vastagságú, fedetlen vékonycsiszolatokon, 608 egyedi szemcsén végeztük az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található THERMO Scientific DXR Raman-mikroszkóppal. A mérések során 532 nm-es (Nd-YAG) lézert alkalmaztunk, és a méréseket 1–3 mW lézerteljesítmény mellett 100× objektív és 50 µm pinhole használatával végeztük. Minden mérés esetében a felvételezési idő 20×10 s volt. A spektrumok kiértékelését és a csúcsparaméterek meghatározását a PeakFit 4.12 program segítségével végeztük, a dekonvolúció során Voigt módszert alkalmaztunk.

3.2. Röntgen-pordiffraktometria (XRD)

A filloszilikátok röntgen-pordiffrakciós vizsgálatát az agyagpala kőzettípusokból szeparált <2 µm szemcseméretű frakció preparátumain végeztük el. A felhércsillám és a klorit „kristályosági” indexeinek meghatározásához a <2 µm szemcsefrakció orientált preparátumait készítettük el. A mintaelőkészítés és

mérések során a Warr és Rice (1994) által közölt mérési paramétereket alkalmaztuk. A félértékszélesség (FWHM) értékek kalibrációját Warr és Rice (1994) által bemutatott CIS sztenderd sorozattal végeztük a fehércsillám és klorit esetében. A CIS kalibrált fehércsillám FWHM értékeket Warr és Mählman (2015) alapján kalibráltuk a KI_{Basel} skálához. Az átlagos kristallit-méretet a Scherrer-egyenlet alkalmazásával becsültük, továbbá az instrumentális vonalszélesedést fehércsillám esetében muszkovit egykristályból készült sztenderd preparátum segítségével kalibráltuk.

A fehércsillám b_0 rácsparaméterének meghatározására Padan et al. (1982) alapján orientálatlan $<2 \mu\text{m}$ szemcseméretű frakciót használtunk. A mérések során Sassi és Scolari (1974) és Guidotti és Sassi (1986) által alkalmazott műszerbeállításokat használtuk. Mind a „kristályosság”, mind a b_0 értékek esetében minden mintán három párhuzamos mérést végeztünk.

4. Eredmények

4.1. Ásványos összetétel és mikroszerkezetek

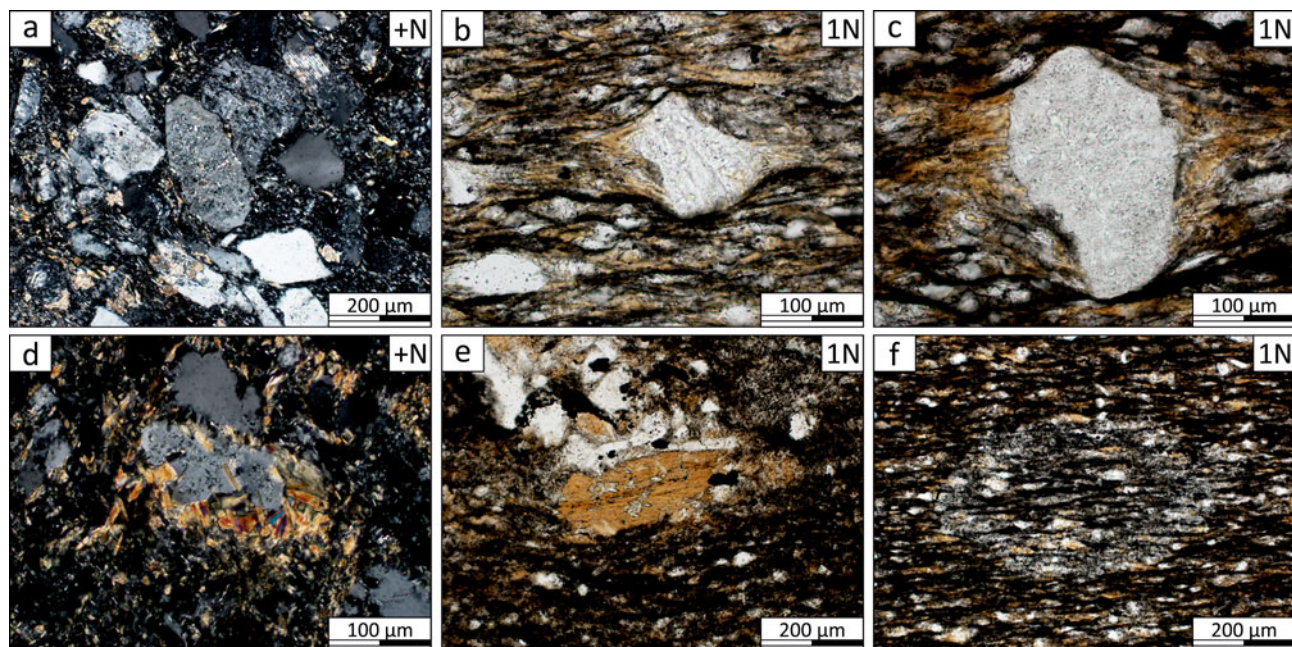
A munkánk során vizsgált agyagpala és metahomokkő minták ásványos összetétele és szöveti, mikroszerkezeti megjelenése a Szalatnak-3 és a Szalatnak-4 fúrásban nagy hasonlóságot mutat. A minták szöveti jellegzetességeit az **1. ábra** mutatja be.

A vizsgált agyagpala–aleurolitpala mintákra K-fehércsillám+klorit+kvarc+plagioklász±biotit± káliföldpát jellemző. A minták általános jellegzetessége a finomszemcsés, vörösbarna, erősen pleokroos biotit, mely jellemzően a foliációval párhuzamos orientációban jelenik meg. A Szalatnak-3 fúrásban 170,2 m, a Szalatnak-4 fúrásban pedig 355 m és 470,6 m mélységből származó mintákban a biotit mellett ovális alakú fehércsillám+klorit összetételű (cordierit utáni?) pszeudomorfózák láthatók. A pszeudomorfózák eredeti ásványa minden esetben poikiloblasztos szövetű volt, mely orientált kvarc+ muszkovit+ biotit+grafit zárványokat tartalmazott. A zárványok, valamint a pszeudomorfózák hossztenegelyének orientációja minden esetben megegyezik a mátrixban jellemző foliációs iránnyal. A szelvény felső (~140–170 m) szakaszában található agyagpala minták némelyikében 50–70 μm hosszú, halványzöld-kékeszöld színű, sajátalakú turmalin tűk jelennek meg.

Az agyagpala–aleurolitpala mintákban változó fejlettségű és intenzitású másodlagos folytonos foliáció (S1) jellemző, mely nyomási oldódásos varratokkal társul.

A másodlagos foliáció rétegzéshez (S0) viszonyított iránya, illetve fejlettsége a szelvény mentén markánsan változik. Bizonyos minták esetében a rétegzéssel közel párhuzamos orientációval rendelkezik, ekkor gyengén fejlett, míg egyes mintákban a rétegzéssel közel merőleges lefutású, erősen fejlett foliáció azonosítható. A folytonos foliáció irányát a fehércsillám+klorit+biotit kötegek, valamint a lapult kvarszemcsék jelölik ki.

A vizsgált metahomokkő mintákat finom-, középszemcsés káliföldpát- és kvarcgazdag metaarauwacke, illetve néhány esetben káliföldpát-gazdag metaarkóza alkotja. A vizsgált mintákban a káliföldpát törmelék dominanciája jellemző a plagioklással szemben. A metahomokkő minták döntő többségében finomszemcsés klorit és fehércsillám mellett biotit jelenik meg a mátrixban, mely gyakran jól fejlett (~20–70 μm) kristályokat, kristályhalmazokat alkot. Orientációja az S1 folytonos foliáció irányával párhuzamos, melyet az irányított filloszilikát kötegek mellett a törmelékes szemcsék erős alaki orientációja, valamint a nyomásárnyékukban megjelenő biotit hozzánövekedések jelölnék ki. A metahomokkő mintákban található káliföldpát szemcséket sok esetben finomszemcsés



1. ábra – a) Törmelékes káliföldpát szemcsék metahomokkőben, Sz-3 170,1 m. b) Biotitos metahomokkő általános szöveti képe, Sz-3 170,2 m. c) Szinkinetikus biotit nyomásárnyék szerkezetek aleurolitpalában, Sz-4 355 m. d) Törmelékes káliföldpát szemcse epigén biotit szegéllyel, Sz-3 158 m. e) Káliföldpát utáni biotit pszeudomorfóza apró földpát reliktszemcsékkel, Sz-3 172,7 m. f) Ellipszis alakú fehércsillám + klorit pszeudomorfóza poikiloblasztos cordierit után

biotit szegély veszi körül, amelyen belül a földpát erősen beöblösödő szemcsehatárral rendelkezik. Némely esetben a biotit szemcsealmaz belsejében csupán apró káliföldpát-reliktumok azonosíthatók.

A képződményben nagyon gyakoriak a mikrovetők, melyek a laminációt minden esetben elmetszik, azonban sok esetben a foliáció felülírja őket. Gyakoriak továbbá változó vastagságú kvarc+klorit, illetve kvarc+albit+biotit, továbbá a kvarc+kalcit erek a mintákban. A rétegsor alsó szakaszában a magmás kontakt közelében káliföldpát (adulár) erek megjelenése gyakori.

4.2. Geotermometria

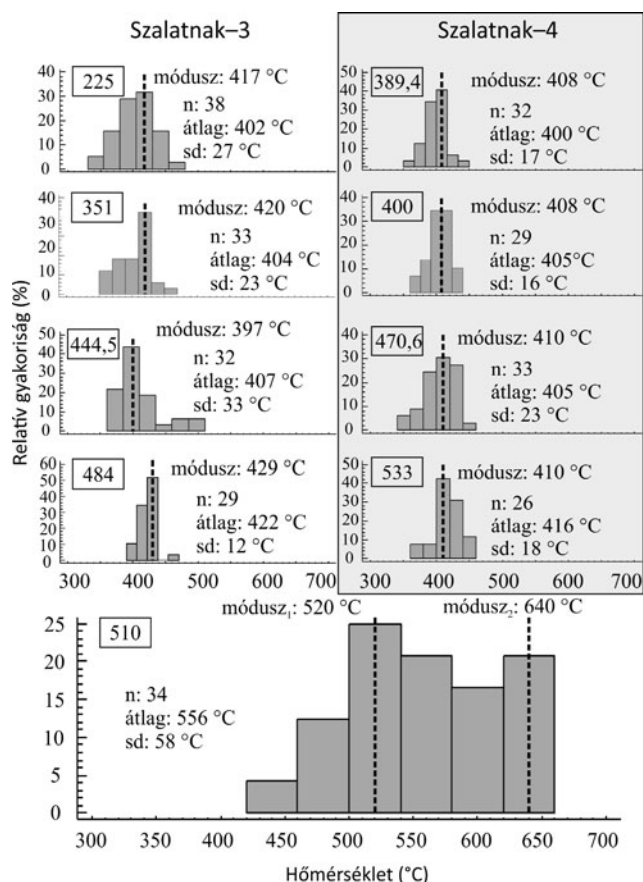
4.2.1. Szénült szerves anyag Raman spektroszkópiai vizsgálata

A szénült szerves anyag (szenes anyag) Raman spektroszkópiai alapú termometriai vizsgálatára az agyagpala és meta-grauwacke mintákban, diszperz formában, valamint a nyomási oldódásos felületek mentén dúsult autochton szemcséket használtuk fel. A mintákat lehetőség szerint a teljes szelvény mentén gyűjtöttük, hogy a feltételezett kontakt metamorf hatás vizsgálható legyen. A szenes anyag autochton és allochton populációja egyértelműen elkülöníthető volt a Raman spektrumok (extrém és kiugró értékek) és a szemcsék morfológiai megjelenése alapján. Mind a Szalatnak-3, mind pedig a Szalatnak-4 fúrásból származó mintákban található autochton szenes anyag Raman spektrumának jellemző tulajdonsága, hogy a D1 csúcs kisebb intenzitással jelentkezik, mint a G csúcs, az R1 arány ($D1_{intensity}/G_{intensity}$, Beyssac et al., 2002) középértéke 0,96. A D2 csúcs minden esetben egy kis vállként jelentkezik a G csúcs nagyobb hullámszámok irányában található oldalán. A másodrendű régióban az S1 csúcs az S2 csúcsnál számottevően nagyobb intenzitással jelentkezik, azonban a csúcs alakja szimmetrikus. Ez alól csupán egyetlen minta kivétel, mely a Szalatnak-3 fúrásban 510 m mélységben a Szalatnaki Agyagpala és a szienitoid magmás test közvetlen kontaktusáról származik. Ebben a mintában a G csúcs nagyon határozott, intenzív csúcs, míg a D1 csúcs nagyon kis intenzitással jelenik meg, az R1 arány értéke 0,17. A D2 csúcs kicsiny, azonban megfigyelhető vállként jelentkezik, továbbá a másodrendű régióban az S2 csúcs teljes hiánya és az S1 csúcs aszimmetriája figyelhető meg.

Munkánk során Beyssac et al. (2002), valamint Aoya et al. (2010) kis nyomású, kontakt környezetre kalibrált termométerét használtuk fel, mivel a szövetileg sugallt metamorf tartományban ezek adhatnak megbízható becslést a metamorfózis maximális hőmérsékletéről (T_{max}). A kontakt metamorf körülményekre kidolgozott kalibráció alkalmazására az előzetesen feltételezett kontakt hatás pontosabb megértése érdekében volt szükség. Az egyes mintavételi mélységekben a Beyssac et al. (2002) kalibrációjával a Szalatnak-3 fúrásban megjelenő magmás kontaktuson becsült metamorf hőmérséklet erős ferdeséget mutat a kisebb hőmérsékletek felé, számtani középértéke 552 ± 48 °C, módusza 573 °C. Ehhez hasonlóan Aoya et al. (2010) termométerével becsült hőmérsékletek eloszlása szintén hasonló ferde eloszlást mutat, azonban két módusza jelentkezik. A hőmérséklet középértéke 556 ± 58 °C, melynek első módusza 520 °C, míg a második 640 °C-nál jelenik meg. A

szelvényből származó további mintákban a maximális metamorf hőmérséklet-eloszlások kis eltéréseket mutatnak, a kontaktushoz közeledve csupán 448 m-től tapasztalható nem túl jelentős emelkedés. Az egyes minták hőmérséklet-eloszlását a szelvény mentén a **2. ábra** mutatja be. A vizsgált mintákban a becsült maximális metamorf hőmérséklet-eloszlások a mintákból adódó heterogenitás és az esetleges kontakt hatás következtében csupán külön kezelhetők. Éppen ezért diszkrét hőmérsékleti becslés nem társítható a szelvény egészéhez. Az egyedi mintákra jellemző eloszlások alapján a képződmény maximális metamorfózisa megközelítőleg ~400–430 °C közé tehető. Az egyedi minták átlagos szórása ~20 °C.

A Szalatnak-4 fúrásból származó mintákban becsült maximális



2. ábra – Jellegzetes szenes anyag termometriai hőmérséklet-eloszlások a Szalatnak-3 és a Szalatnak-4 fúrásban a mintamélység feltűntetésével

metamorf hőmérséklet a két termométer alkalmazásával ~410–420 °C-ra becsülhető, a szórások átlaga ~19 °C.

4.2.2. Filloszilikát „kristályosság”

Az etilén-glikolos kezelést követően a preparátumok duzzadó fázis jelenlétét nem mutatták, így csupán a légszáraz diffraktogramok eredményét mutatjuk be. A vizsgált minták agyagfrakciójának ásványos összetételére a muszkovit+klorit+quartz jelenléte jellemző. Az egyes ásványfázisok aránya mintánként nagy eltéréseket mutat. Mivel Árkai et al. (1995)

korábbi vizsgálatait, valamint az általunk vizsgált minták $I(5\text{\AA})/I(10\text{\AA})$ arányai biotit jelenlétét mutatták a minták döntő többségében, így a K-fehércsillám kristályossági értékeken alapuló metamorf fok becslésére kizárólag a $I(5\text{\AA})/I(10\text{\AA}) > 0,25$ aránnyal rendelkező, biotitmentes szeparátumokat használtuk fel.

A vizsgált szeparátumok jellemző K-fehércsillám $d=10\text{\AA}$ -hoz tartozó bázisreflexiójának kalibrált félértékszélességei (KI_{Basel}) átlagosan $0,25 - 0,67\text{ }^\circ2\theta$ között erősen szórnak. A minták $I(5\text{\AA})/I(10\text{\AA})$ indexe alapján 33 mérésből csupán 4 mérés bizonyult megfelelőnek a KI legjobb becslésére, amelynek értéke $0,22 \pm 0,005\text{ }^\circ2\theta$ ($n=4$). A $I(5\text{\AA})/I(10\text{\AA})$ arány csökkenésével párhuzamosan a KI értékek erős növekedése figyelhető meg, mely a biotit jelenlétével magyarázható. A klorit $d=7\text{\AA}$ -hoz tartozó reflexiójának kalibrált félértékszélessége ($ChC_{\text{Cis7}\text{\AA}}$) $0,308 \pm 0,025\text{ }^\circ2\theta$, $n=33$.

Az instrumentális vonalszélesedés korrekcióját követően, a Scherrer-egyenlet (Klug, Alexander, 1974) alkalmazásával számolt átlagos kristallit méretek a K-fehércsillám esetében a félértékeknek megfelelően alakulnak, a biotitmentes mintákban $723 \pm 43\text{\AA}$ átlagos doménméretek jellemzőek. A klorit 002 reflexiójából számolt érték $578 \pm 144\text{\AA}$.

Sassi (1972) és Sassi és Scolari (1974) munkája alapján a K-fehércsillám $b_0=6d(060,331)$ paramétere szoros kapcsolatot mutat a K-fehércsillámban található szeladonit komponens mennyiségével, amelynek értéke erősen nyomásfüggő. Mivel a szeladonit helyettesítés a nyomás mellett erősen függ a hőmérséklettől és a kémiai rendszer összetételétől, így csupán bizonyos megszorítások (Guidotti, Sassi, 1986) alkalmazásával nyílik lehetőség a csillám képződésekor fennálló nyomás-viszonyok becslésére. Mivel azonban a biotit a vizsgált reflexiók szélesedéséhez vezet, így a b_0 értékét jelentősen torzíja. Emellett metapelitek esetében az első biotitképző reakció a fengit+klorit \rightarrow biotit+muskovit+kvarc+ H_2O , amely a K-fehércsillám szeladonit komponensének mennyiségét csökkenti (Miyashiro, 1994), így biotit jelenlétében a b_0 paraméter félrevezető eredményt mutat. Éppen ezért a vizsgálat során csupán azokat a mintákat használtuk fel a b_0 paraméter meghatározására, melyek $I(5\text{\AA})/I(10\text{\AA})$ értéke $0,25$ alatti, azonban ezen értékek is csupán tájékoztató jelleggel vehetők figyelembe. A vizsgált szeparátumok b_0 értéke $9,011$ és $9,029\text{\AA}$ között változik.

4. Metamorfózis és képlékeny deformáció

Az $I(5\text{\AA})/I(10\text{\AA})$ intenzitás arány alapján az agyagfrakció orientált mintáinak többségében Árkai et al. (1995) megfigyeléséhez hasonlóan a K-fehércsillám mellett trioktaéderes csillám jelenléte igazolható, melynek jelenléte a kalibrált KI_{Basel} erős szórását és abnormálisan magas értékeit eredményezi. Éppen ezért azon mintáknál ahol kimutatható a trioktaéderes csillám jelenléte a KI érték a metamorf fok becslésére nem alkalmas. Az $I(5\text{\AA})/I(10\text{\AA}) > 0,25$ értékkel rendelkező mintáknál azonban a KI_{Basel} átlagos $0,22$ értéke epizónás metamorfózist mutat, noha ezzel ellentétben a ChC_{Cis} adatok alacsonyabb, anchizónás átalakulást sugallnak. Fontos azonban megjegyezni, hogy a fengit+klorit \rightarrow muszkovit+biotit+kvarc+ H_2O reakció a metapelit minták esetében a ChC_{Cis} értékek

változását, az adott metamorf fokra jellemző értékektől való eltérését eredményezheti. Hasonló jelenség játszódhat le a geotermikus gradiens becslésére használt b_0 értéknél, melynél a biotitképző reakciók következtében erős szórással rendelkező és félrevezető eredményt kaphatunk (Miyashiro, 1994).

A szénült szerves anyag Raman spektroszkópiai vizsgálatának eredménye alapján a Szaltnak-3 és a Szaltnak-4 fúrásban a vizsgált képződmény hasonló maximális metamorf átalakulása valószínűsíthető, mely hőmérséklete megközelítőleg $400\text{--}430\text{ }^\circ\text{C}$. Ettől csupán a Szaltnak-3 fúrásban, 510 m mélységben tapasztalható eltérés, a szienitoid magmás testtel való kontaktuson, ahol $640\text{--}520\text{ }^\circ\text{C}$ -os intervallum jelölhető ki, feltehetően a kontaktuson bekövetkezett gyors termális relaxáció következtében. Árkai et al. (1995) munkájukban a KI és a ChC értékek csökkenésének hiányát emelik ki a magmás kontaktushoz közeledve, melyet az eredeti kontaktus tektonikus áthelyeződésével értelmeztek. A Raman adatok alapján ehhez hasonlóan csupán a kontaktus $<30\text{ m}$ -es zónájában tapasztalható számottevő hőmérséklet-emelkedés, amely feltehetően nem tektonikus áthelyeződéssel, hanem a magmás test kis vastagságával magyarázható. Erre utal a közvetlen átsült zóna hőmérsékleti értékeinek erős szórása, ami feltehetően a gyors termális relaxációra vezethető vissza.

A képződményben általánosan megjelenő biotit foliációhoz viszonyított szinkinematikus helyzete annak regionális metamorf képződését sugallja a korábban feltételezett kontakt metamorf eredettel szemben. Képződéséért a metapelit mintákban feltehetőleg a fengit+klorit \rightarrow muszkovit+biotit+kvarc+ H_2O reakció felelős, melynek legalsó hőmérsékleti határa összetételtől függően $\sim 420\text{--}450\text{ }^\circ\text{C}$. Ezzel szemben a káliföldpát-tartalmú metahomokkő mintákban a káliföldpát körül gyakori biotit reakciószegély alapján a káliföldpát+klorit \rightarrow biotit+muskovit+kvarc+ H_2O reakcióval magyarázható a biotit megjelenése, mely reakció kezdete a pelites mintáknál alacsonyabb, $\sim 380\text{--}400\text{ }^\circ\text{C}$ (Miyashiro, 1994). A fehércsillám+klorit pszeu-domorfózák megjelenésük alapján valószínűleg cordierit utáni pinit pszeu-domorfózák (Jamieson et al., 2012), melyek kis nyomású metamorf átalakulásra utalnak (Spear, 1993; Miyashiro, 1994). A pszeu-domorfózák szöveti helyzete szinkinematikus képződésre utal, ami a zárványként megjelenő biotitszemcsék alapján feltehetőleg a biotitképződés késői fázisára tehető.

A foliáció intenzitásának és orientációjának nagy heterogenitása a képződmény redőződésére utal (Passchier, Trouw, 2005) a képlékeny deformáció során, mely a szinkinematikus biotit és cordierit jelenléte alapján a metamorfózis csúcsa körül zajlott. A Raman spektroszkópiai eredmények alapján becsült metamorf hőmérséklet zonációjának hiánya a szelvény mentén, valamint a biotit és a cordierit szinkinematikus képződése a kontakt metamorfózissal szemben az átalakulásának, nagy geotermikus gradiensű környezetben végbemenő, azonban regionális jellegére utal.

Az eredmények alapján a Szaltnaki-egységben feltárt szilur kisteknő metamorf övezet maximális metamorf hőmérséklete a Horváthertelendi-egységben becsült $\sim 350\text{ }^\circ\text{C}$ -nál (Mészáros et al., 2016a, 2016b) számottevően magasabb, a Raman spektroszkópos termometria, valamint a biotit és cordierit megjelenése alapján $\sim 400\text{--}430\text{ }^\circ\text{C}$ -os átalakulásra utal. További markáns különbség a két egység között, hogy míg a

Horváthertelendi-egységben semmilyen indexásvány nem jelenik meg, addig a Szalatnaki-egységben általános a biotit jelenléte. Emellett néhány mintában feltételezhetően cordierit utáni pseudomorfózák azonosíthatók, amelyek a metamorfózis kisnyomású karakterét sugallják a Horváthertelendi-egységben tapasztalt közepes nyomású átalakulással szemben.

Irodalomjegyzék

- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., Wallais, S. (2010): *Journal of Metamorphic Geology*, 28/9, 895–914.
- Árkai, P. (1990): *Acta Geologica Hungarica*, 33/1–4., 43–67.
- Árkai, P. (1991): Doktori értekezés, Budapest, 190 p.
- Árkai, P., Lantai, Cs., Lelkes-Felvári, Gy., Nagy, G. (1995): *Acta Geologica Hungarica*, 38/4, 293–319.
- Balogh, K., Kovách, Á., Pécskay, Z., Svingor, É., Árkai, P. (1990): *Acta Geologica Hungarica*, 33/1?4., 69–78.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, N. (2002): *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 859–871.
- Guidotti, C., V., Sassi, F., P. (1986): *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 153, 363–380.
- Jamieson, R., A., Hart, G., G., Chapman, G., G., Tobey, N., W. (2012): *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49, 1280–1296.
- Judik, K., Árkai, P., Horváth, P., Dobosi, G., Tibljaš, D., Balen, D., Tomljenović, B., Pamić, J. (2004): *Acta Geologica Hungarica*, 47, 151–176.
- Judik, K., Balogh, K., Tibljaš, D. & Árkai, P. 2006: *Acta Geologica Hungarica*, 49, 207–221.
- Judik, K., Rantitsch, G., Rainer, T., M., Árkai, P., Tomljenović, B. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s00015-008-1303-z
- Klug, H., E., Alexander, L., E. (1974): Wiley-Interscience, New York 996 p.
- Mészáros, E., Raucsik, B., Benkó, Zs., Varga, A., Schubert, F. (2016a): Itt az idő! Kőzettani-geokémiai folyamatok és azok geokronológiai vonatkozásai, 7. Kőzettani és Geokémiai vándorgyűlés 61–64.
- Mészáros, E., Raucsik, B., Varga, A., Schubert F. (2016b): *Földtani Közlöny*, 146, 207–222.
- Myashiro, A., (1994): University College London Press, 404 p.
- Padan, A., Kisch, H., J., Shagam, R. (1982): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 85–95.
- Passchier, C., W., Trouw, R., A. (2005): Springer-Verlag, 364 p.
- Sassi, F., P. (1974): *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 18/2, 105–113.
- Sassi, F., P., Scolari, A. (1974): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 143–152.
- Spear, F., S. (1993) *Mineralogical Society of America*, 799 p.
- Szederkényi, T. (1997): in Haas, J. (1997) *Akadémiai Kiadó*, Budapest 298 p.
- Warr, L., N., Rice, A., H., N. (1994): *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141–152.
- Warr, L., N., Mählmann, R., F. (2015): *Clay Minerals*, 50, 282–285.

TÖRMELÉKES ÖSSZLETEK KOMPLEX PETROGRÁFIAI VIZSGÁLATA A BORJÚSRÉTI-VÖLGY (NYUGAT-MECSEK) MIOCÉN KAVICSOS RÉTEGSORÁNAK PÉLDÁJÁN

Miklós Dóra Georgina, Józsa Sándor

ELTE-TTK Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: miklosdoragina94@gmail.com, sandor-jozsa@caesar.elte.hu

1. Bevezetés

A mai Magyarország területén található hegységek közül a Mecsek hegység és környéke mutatja az egyik legnagyobb kőzettani változatosságot. Az 1980-as évek közepén bezűntetett uránérc-bányászatot követően, többek között a nagyaktivitású radioaktív hulladékok elhelyezése céljából újra megindult a térség földtani kutatása. A kristályos aljzat, valamint a felette található paleozós-mezozós képződmények rétegsorának egy része csak fúrásokban tanulmányozható.

A Mecsekben és környékén főleg a kora-középső miocénben nagy területen és helyenként nagy, akár 100 m-es vastagságban rakódott le zömmel polimikt, durvaszemcsés folyóvízi hordalék. A részben csak fúrásokból ismert alaphegység törmelékei, más ismeretlen eredetű kőzetek törmelékével együtt nagy változatosságban tanulmányozhatók a felszínen a mecseki miocén durvatörmelékes összlet kavicsanyagában (Józsa et al. 2009).

Összetételét tekintve az általunk vizsgált, Bükkösdől északra található kora-miocén korú előfordulások területe (Szászvári Formáció, nyugat-mecseki terület) a legváltozatosabb a megkülönböztetett négy kifejlődési terület közül (Józsa et al., 2009). Az ELTE és a MÉV között létrejött terepgyakorlati együttműködés keretében számos kézíratos terepgyakorlati jelentés készült a témában, amelynek kavics- és vékonycsiszolat anyaga megtalálható az ELTE-TTK Közettan-Geokémiai Tanszékén. Néhány ritka kavicsot is leírt Szakmány és Józsa (1994) a hegység területéről.

2. A kutatásunk célja

Jelen munkában a korábbi kavicsvizsgálatok eredményeit is felhasználva új szemléletű, átfogó törmékvizsgálati módszer alkalmazását mutatjuk be a Borjúsréti-völgy rétegsorán. Ennek során a vizsgált rétegsor törmékanyagának ásvány-kőzettani vizsgálatát három különböző vizsgálati módszer együttes alkalmazásával végezzük el. Ezek a módszerek a következők: 1. Nagykavicsok egyedi vékonycsiszolatos minőségi elemzése, 2. Beágyazott darakavicsok vékonycsiszolatos minőségi és mennyiségi elemzése, 3. Egyedi nagykavicsok és a befoglaltó törmelékes rétegek nehézasvány vizsgálata külön-külön.

Az eddigi munkákban (Szeberényi et al, 2014; Benei, 2014, Simon, 2015) a beágyazott darakavics vizsgálatot csupán durva kavicsanyag makroszkópos és mikroszkópos leírásával vetették össze. Célunk, hogy a fentebb említett módszerek mellett klasszikus nehézasványtani vizsgálatokat is végezzünk. Az aprókavicsos,

valamint az imént említett módszerek összehasonlítására eddig csak elméleti alapon került sor (Benei, 2014).

További célunk a fentebb említett módszer alkalmazásának bemutatása mellett a nyugat-mecseki miocén konglomerátum-durvahomokkő összlet kavicsainak pontos petrográfiai leírása, valamint a fő kőzettípusok mennyiségi eloszlásának vizsgálata egy kiválasztott rétegsorban. Reményeink szerint ezzel a vizsgálattal számos fontos információt nyerhetünk a Mecsek és környékének egykori földtani felépítéséről, fejlődés- és lepusztulás történetéről.

3. Vizsgálati módszer

A durva kavics vizsgálat az 1980–90-es években történt terepgyakorlatok, valamint az azt követő időszakban készült szakdolgozati anyagok, egyéni saját gyűjtések során vett kavicsminták makroszkópos és az azokból készített vékonycsiszolatok elemzésén alapul. A Nyugat-Mecsekben észlelt rétegsor minden egyes tagjából készült vékonycsiszolat, amelyeket tanulmányoztunk. Ezek a minták analógiaként szolgáltak a további vizsgálatokhoz.

A beágyazott darakavics vizsgálatot a 2010-es években kezdték el alkalmazni, először Rózsás (2012), majd többek között Bradák et al. (2014), Benei (2014), Szeberényi et al. (2014) és Simon (2015). Ez a vizsgálat a laza üledékből szitálással szeparált 2–3 mm-es mesterségesen beágyazott szemcsék vékonycsiszolatából (1. ábra, 5, 6) történik.

A módszer előnye, hogy nagyszámú szemcsét lehet nagy megbízhatósággal és részletességgel közbeként vagy már korábban megismert kőzet részeként meghatározni (Szeberényi et al, 2014; Benei, 2014, Simon, 2015). Továbbá olyan kőzetek is megjelenhetnek ebben a mérettartományban, amelyek a nagyobb méretű szemcsék közül már kikoptak, vagy nagyon ritkák (Simon 2015). A nagyméretű kavicsok válogatásával ellentétben a terepi mintavételezés véletlenszerűen történik, így nagyobb esély van arra, hogy a ritkább kőzetek is előkerüljenek. Ehhez szükséges, hogy reprezentatív mintavételezést hajtsunk végre, amely az eddigi kísérletek és a fentebb említett irodalmi adatok alapján 200–300 szemcsét jelent rétegenként. A módszer segítségével nemcsak a kavicsfajták megoszlását, illetve változását lehet nyomon követni a rétegsorban, hanem azok csoportosítását forrásterületük alapján és a lehordási terület megváltozását is.

Az aprókavicsos módszer lényege, hogy a terepbejárás során a laza homokot, valamint a kavicsrétegek (1. ábra, 1) kötő-

anyagát begyűjtve a laborban száraz (1. ábra, 2) és nedves (1. ábra, 3) szitálásnak vetjük alá. A finomabb szemcseméretű rétegek esetében a durvább frakcióból nem volt elegendő a mintamennyiség a vizsgálathoz, így szükséges volt az 1–2 mm-es szemcsetartomány elkülönítése is. A módszer hátránya, hogy a vízben oldódó, esetleg már eredetileg szétmállott kavicsok a nedves, majd a harmadikfázisban következő ismételt száraz szitálás során elveszhetnek.

A megtisztított ésszeparált apró kavicsokat finomszemcsés portland cement segítségével, víz hozzáadásával (fele-fele arányban, kavics-cement) tejfölszerű állagúra kevertük és egy vízhatlan téglalap alakú műanyag tartóba helyeztük. A cement kiválasztása során fontos, hogy szilárd, kemény állagot alkosson, ne lépjen kölcsönhatásba a mintával, jól elkülöníthető legyen mind színét, mind anyagát tekintve a kavicsoktól, valamint, hogy hő és nedvesség hatására ne torzuljon a csiszolás során. Ezt követően tömörítettük az anyagot, ezáltal elérve a maximális tömörséget (1. ábra, 4). Jelenleg többféle cementtel folyik kísérlet (2 fajta szürke, 1 fehér, valamint fogászati gipsz) és gyorsítót is kipróbáltunk, hogy a következő fázisban szükséges száradási, keményedési időt lerövidítsük a szükséges 2 hétről akár pár napra.

A továbbiakban célunk, hogy a szemcseméret optimalizálását elvégezzük. Ez a gyakorlatban azt jelenti, hogy a vizsgált feltárás durvább rétegeiből, különböző helyekről vett mintákat a laborban kézi sziták segítségével különböző frakciókra különítjük el és ezáltal kiderítjük, mely szemcseméret reprezentálja leginkább a réteg valódi összetételét.

Nehézasvány leválasztás a laza üledékanyagból, valamint a durva kavicsos módszernél tárgyalt kavicsokból egyaránt történt.

4. Vizsgálati eredmények

1. A durva kavicsok vékonycsiszolatos vizsgálata révén megismertük a nyugat-mecseki rétegsorból a kora-miocénben lepusztult kőzetfajtákat a kristályos aljzattól a miocénig.

2. A beágyazott darakavics vizsgálat lehetővé tette a miocén

rétegsor egyes tagjaiban a kőzetek eloszlásának, összetételének megismerését, valamint annak változását.

3. A korábbi vizsgálatokhoz képest statisztikus mintavételezés történt a miocén rétegsor kavicsanyagából. Ezáltal a kapott eredmény kellően reprezentatívnek tekinthető nagyszámú mintamennyiség esetén.

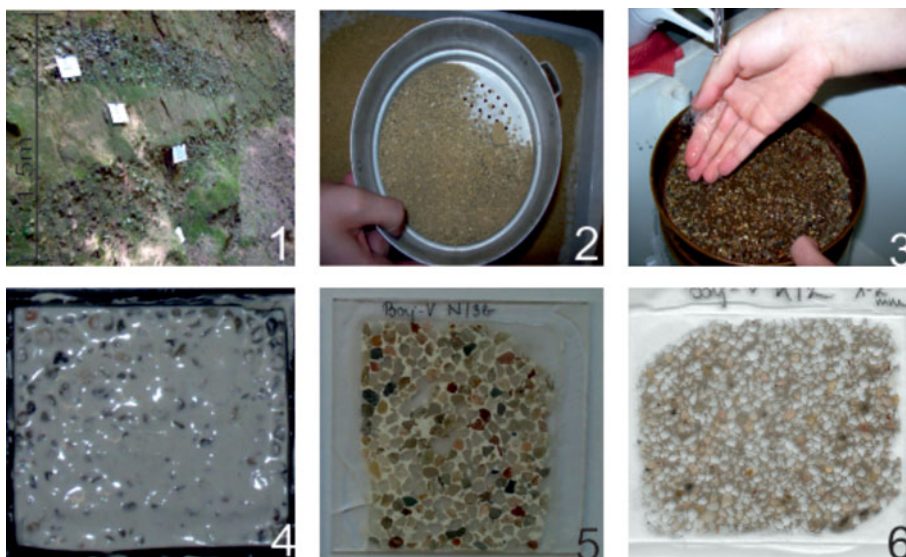
4. Az aprókavics módszert kiegészíti a durva kavicsok vékonycsiszolatos vizsgálata, ezáltal lehetővé teszi a kőzetek felismerését a kisebb mérettartományban is.

5. A laza üledékből vett nehézasványok szintén a miocén rétegsor összetételbeli változását reprezentálják, azzal a kiegészítéssel, hogy a beágyazott darakavics módszerrel kombinálva lehetőség nyílik a különböző kőzet típusokban előforduló nehézasványok azonosítására, valamint azok összetételbeli változására a miocén rétegsoron belül.

6. Ezt kiegészíti az egyedi kavicsokból vett nehézasványok vizsgálata, amely szintén lehetővé teszi a különböző típusú kavicsokhoz kötődő ásványszemcsék azonosítását, bizonyos ásványok esetén akár korreláció is felfedezhető, amely az egyes nehézasványok azonos kőzetből való származását feltételezi.

Irodalomjegyzék

- Benei, B. (2014): Diplomamunka, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 73 p.
- Bradák, B., Kiss, K., Bartha, G., Varga, Gy., Szeberényi, J., Józsa, S., Novothy, Á., Kovács, J., Markó, A., Mészáros, E., Szalai, Z. (2014): Quaternary International, 319, 119–136.
- Józsa, S., Szakmány, Gy., Máthé, Z., Barabás, A. (2009): GeoLitera, 195–217.
- Rózsás, A. (2012): Diplomamunka, ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 54 p.
- Simon, I. (2015): Országos Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 44 p.
- Szakmány Gy., Józsa, S. (1994): Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, 35, 53–64.
- Szeberényi, J., Józsa, S., Alžbeta, M., Juraj, H., Balogh, J., Fábíán, Sz.Á., Kiss, É., Varga, Gy., Viczián, I. (2014): VII. Magyar Földrajzi Konferencia, Miskolc-Lillafüred, 513–527.



1. ábra – Az aprókavicsos módszer minta előkészítési fázisai. 1) A vizsgált feltárásban észlelt kavics és homok rétegek; 2) Száraz szitálás; 3) Nedves szitálás; 4) Beágyazott darakavics minta, a cementáló fázisban; 5) Csiszolási fázisban lévő minta (fehér cementtel); 6) Az elkészült vékonycsiszolatok szkennelt képe (szürke cementtel készült minta). * A 4., 5., 6. számú fényképek 5×5 cm-es méretet reprezentálnak

A RECKSI INTRÚZIÓK MÉLYSÉGI FOLYTATÁSÁNAK 3D GEOMODELLJE

Miklovicz Tamás¹, Földessy János², Royer, Jean-Jacques³, Hartai Éva², Szabényi Géza⁴

¹ La Palma Research Centre, Spanyolország

² Miskolci Egyetem, MF Kar, Ásványtani és Földtani Intézet

³ Université de Lorraine, Laboratoire GeoRessources, Nancy

⁴ Mecsekérc Zrt, Pécs

e-mail: tamas.miklovicz@lapalmacentre.eu

1. Bevezetés

A recski érces komplexum hasznosítása és termelésbe állítása évtizedek óta napirenden lévő megoldatlan feladata a hazai földtani és bányászati szakmáknak. Az 1960–1984 közötti kutatások adatai alapján alternatív hasznosítási lehetőséget nyújthat a CHPM technológia. Az előadás az előkészítő földtani modellezést mutatja be, a lelőhely mélységi irányú kiterjesztésére.

2. Recski érces komplexum földtana, érc típusai és geotermiai viszonyai

A recski érces komplexum a Pannon medencét NyDNY–KÉK irányban átlósan átmetsző, mintegy 600 km hosszú intrúzió fűzér legkeletibb tagja. Kora 30 Ma körüli átlagértékkel, a felső-eocén – felső-oligocén időszakokat öleli fel (Földessy et al., 2008). Recskén az intrúzív kőzetek kvarcdiorit és diorit, a vulkanitok andezit, dácit összetételűek. Az intrúziók több egymást követő benyomulásként É–D-i sávban jelentkeznek a kb. 1200 m megkutatott mélységig. A legkésőbbi benyomulás a porfíros Cu–Au ércesedést már követő, de az epitermális Au ércesedést megelőző időszakaszban szilárdult meg (Földessy, Hartai, 2003).

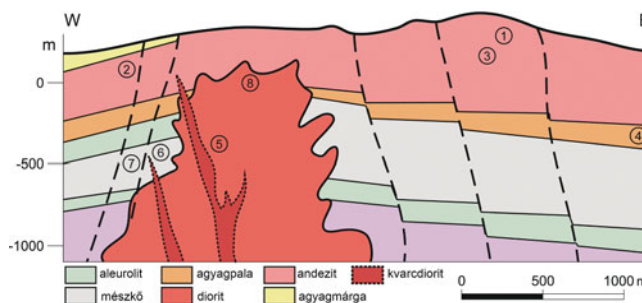
A benyomulás befogadó környezete a Bükk Para-autochton képződményekkel párhuzamosított felső-triász korú mészkő, aleurit, agyagpala rétegsor, míg a keleti peremen a Bükk fiatalabb, triász és jura korú takaró egységei (Mónosbéli egység, Szarvaskői egység) is megjelennek (Kovács et al., 2008). A Bükk Paraautochtont képviselő kőzetek a magmás benyomulást megelőzően erős szerkezeti deformációt szenvedtek, és kiemelt felszíni helyzetben kerültek az intrúzív tevékenység hatókörzetébe. A magmás érintkezéseken kiterjedt szkarnosodás jött létre, mely az intrúzió környezetében hidrotermális hatásokra további átalakulást szenvedett (Csillag, 1975).

Az intrúzió és a befogadó képződmények alkotta egység fölött a felső-eocén–felső-oligocén vulkáni–üledékes képződményösszetételű kőzetek, majd alsó-miocén üledékes összlet települnek (Less et al., 2008). Délen ezt a Keleti-Mátra alsó–középső-miocén üledékes és vulkáni képződményekből álló rétegsora fedi (1. ábra).

A földtani környezet legmarkánsabb szerkezeti eleme, a Darnó-zóna részben már preformálja a paleogén magmatiz-

must, részben fiatalabb deformációs elemként balos eltolódásos szerkezettel keletről lehatárolja (Zelenka, Kiss, 2008).

A jellemző hidrotermális elváltozások a porfíros rézérces intrúziók körül: mély helyzetű centrális K-metaszomatózis, ezt övező kvarc-szericit átalakulási öv, illetve legkülső propilités átalakulási öv. Hét fontos érc képződési domén alakult ki: 1) Cu, Au epitermális-HS ércesedés az andezitekben, 2) Cu, Au, Ag epitermális-IS, LS ércesedés az andezitekben és dácitokban, 3) Cu–pirit–enargit–luzonit, 4) Zn, Pb metasomatikus réteggövető ércesedés a triász üledékes kőzetekben, 5) Porfíros Cu, Au (-Mo) ércesedés az intrúzív környezetben, 6) Cu, Au ércesedés az intrúzió közeli endo- és exoszkarnokban, 7) Zn–Pb szkarn ércesedés, 8) Porfíros Cu ércesedés.



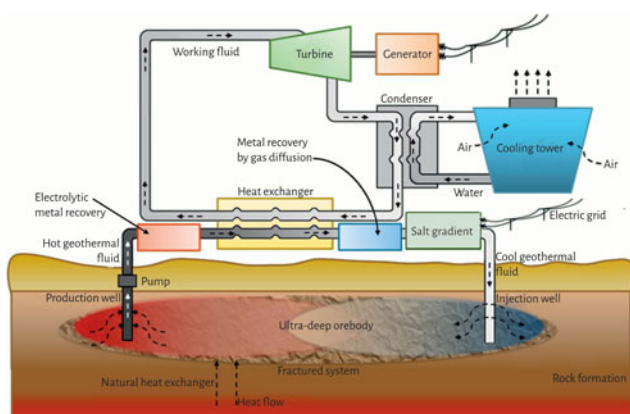
1. ábra – A recski érces komplexum idealizált földtani metszete (Földessy, Szabényi, 2008). Az aleurit, az agyagpala és a mészkő a triász befogadó kőzeteket képviseli, a diorit a porfíros ércesedés előtti, a kvarcdiorit az ezt követő intrúzív benyomulást. Az andezit és dácit sorozatot paleogén agyagmárga fedi részlegesen. A számok a szövegben felsorolt főbb érc típusok helyzetét jelzik

Recsk területén anomálishan nagy a földi hőáram, 0,108 W/m². A geotermikus gradiens értéke 0,0427 °C/m. Külön figyelmet kapott a geotermikus hőtermelés annak fényében, hogy egy leendő földalatti termelőüzem munkahelyi klímája hűtést, azaz intenzív földhő elvonást tesz szükségessé. Korábban felvetették az elárasztott bányából történő geotermikus hőtermelés lehetőségét is (Tóth, Bobok, 2007, Göcz, 2005). A fenti geotermikus gradienst figyelembe véve 3000 m mélységben a várható közethőmérséklet 140 °C, azaz magas entalpiájú, elektromos energia termelésre is alkalmas geotermikus környezet valószínűsíthető.

3. A fejlesztés alatt álló CHPM technológia

A CHPM akroníma a technológia teljes angol nevéből származik: Combined Heat, Power and Metal Extraction, és egy nemzetközi projekt keretében kerül kidolgozásra. A partnerek Svédország, Belgium, Románia, Spanyolország, Portugália, az Egyesült Királyság, Izland és Magyarország több egyetemét, kutatóintézetét, K+F+I vállalatát képviselik, a projekt koordinátora a Miskolci Egyetem.

A kutatás célja olyan technológia kialakítása, amelynél az EGS (fokozott hatékonyságú) geotermikus hőtermelési rendszerhez egyúttal a mélyben kioldott fémek kitermelését lehet kapcsolni. A célt első lépcsőben laboratóriumi szinten kell megvalósítani. A 2030-ra kitűzött cél négy előre kiválasztott vizsgálati területen – portugál, lengyel, román, angol előfordulásokon – a technológia működőképességének tesztelése. A program több tudományterület harmonikus együttműködését



2. ábra – A CHPM technológia elvi vázlata (©CHPM2030 Project Team)

feltételezi, a megújuló energiatermeléstől a nagy mélységű érctelepek viselkedésének vizsgálatán keresztül a felszínre érkező oldatok kémiai technológiai eszközökkel való feldolgozásáig, és ezek gazdaságossági vizsgálatáig. A kutatás végeredményeként 2050-re az ipari megvalósítás szintjén kell a technológiát igazolni (2. ábra).

4. A modellezéshez használt adatok és eszközök

A modellezéshez GOCAD tervező szoftvert alkalmaztunk. A földtudományi modellezésre alkalmas program kezdeti fejlesztése a Université de Lorraine-hez kapcsolódik. 2008-tól a programot a Paradigm szoftvercsaládba integrálták. A munkához Paradigm™ GOCAD® 2009.4 32 bites verziót használtunk.

A mélyszinti kutatások földtani adatait a Miskolci Egyetem Ásványtani–Földtani Intézetének könyvtárából kaptuk meg. Ezek közé tartoztak a külszínről indított kutatómélyfúrások részletes földtani dokumentációi, elemzési táblázatai, a legutolsó külszíni kutatási zárójelentésben mellékelt geofizikai adatok és szelvények, az ugyanebben a dokumentumban megtalálható földtani szelvények. Emellett áttanulmányoztuk és felhasználtuk a legutóbbi összegző tanulmányokban szereplő adatokat is.

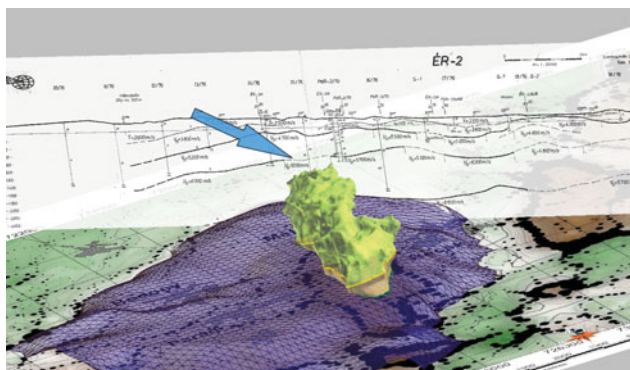
A modellezés részeként elkészítettük a fő kőzettani egységek drótvázis modelljét, illetve a lelőhely porfirózisos rézércének

50×50×20 méteres blokkokkal épített ásványvagyon/koncentráció modelljét is, amit most itt nem ismertetünk. Nem foglalkoztunk a befogadó üledékes képződmények részletesebb mélységi modellezésével, mely a szerkezeti igénybevételek, elmozdulások miatt gondos és időigényes előzetes értékelést igényel.

5. Az intrúzív testek mélységi modellje

Az adatokat – geológiai és szeizmikus szelvények, az RM jelzésű fúrások, regionális (Bouguer gravitációs, mágneses deltaT és deltaZ) és lokális (szűrt gravitációs, látszólagos fajlagos ellenállás, mágneses) geofizikai térképek, felszíni eleváció modell, műhold képek, felszíni geológiai térkép – georeferáltuk, rendeztük és a programba importáltuk. Ezekből a bemenő adatokból GOCAD program segítségével állítottuk elő a lelőhely földtani szerkezeteinek 3D geológiai modelljét. A modellben kiemelt szerkezeti elemek a következők voltak: triász, paleogén rétegtani szintfelületek, törésrendszer, intrúzív test.

Mellékelt példaként az intrúzív test kontúrját mutatjuk be. Az észak felé néző ábrán a zöld felülettel burkolt kontúrban belül található a komplex intrúzív test, a különböző egymást követő szakaszok elkülönítése nélkül. Az ismert intrúzív testek értelmezésünk szerint az ábra alapsíkját alkotó gravitációs erőter térkép alapján kijelölhető mély elhelyezkedésű (kék színnel jelzett) batolitra épülnek, melynek felszíne az ÉR-2 szeizmikus szelvény legalsó reflektáló felszínéért értelmez-



3. ábra – Az intrúzív komplexum (zöld) és az alatta kb. 3000 m mélységben található kupolázónával a forrásként feltételezett batolit (kék) helyzete a gravitációs Bouguer-anomália gradiens térképen (Zelenka, Kiss, 2008) és az ÉR-2 szeizmikus reflexiós szelvény (Baksa et al., 1984) alsó reflektáló felülete alapján. A kék nyíl az intrúzív testre utaló reflektáló szint szakadásra mutat

hető. Az ÉR-2 szelvényen több reflektáló felületet érintő szakadás nagy valószínűséggel az intrúzív testek folytatását jelzi északi irányban (3. ábra, Miklovicz, 2017).

6. Összefoglalás

A modellezés a recski komplexum adatsora töredékének felhasználásával jelölte meg a nagy mélységű zónában várható, az ismert intrúzív testek gyökerét jelentő batolit lehetséges kupola zónáját, és kapcsolatát az intrúzív testekkel, illetve az ezekben kialakult ércesedésekkel. A batolit feltételezhető jelenléte a CHPM technológia számára megfelelő elemforrást jelent. A modell tovább fejleszthető, és alapja lehet további

komplex földtani értelmezéseknek akár lokális, akár regionális léptékekben.

Irodalomjegyzék

- Baksa Cs. (1984): Földtani Közlöny, 114/3, 335–348.
- Csillag J. (1975): Földtani Közlöny, 105, 646–671.
- Földessy, J., Hartai, É. (2003): Mineralia Slovaca, 8, 22–29.
- Földessy, J., Szabó, G. (2008): Publications of the University of Miskolc, Series A. Mining, 73, 85–98.
- Földessy, J., Zelenka, T., Benedek K., Pécskay Z. (2008): Publications of the University of Miskolc, Series A. Mining, 73, 7–20.
- Göőz L. (2005): Magyar Geofizika, 46/4, 163–164.
- Kovács, S., Haas J., Szabó, G., Gulácsi, Z., Pelikán, P., Árgyelán-Bagoly, G., Józsa, S., Ozsvárt, P. (2008): Publications of the University of Miskolc, Series A. Mining, 73, 33–56.
- Less, Gy., Báldi-Beke M., Pálfalvi, S., Földessy, J. (2008): Publications of the University of Miskolc, Series A. Mining, 73, 57–84.
- Miklovicz T. (2017): MSc diplomatervezés, Miskolci Egyetem ÁFI. Kézirat.
- Tóth, A., Bobok, E. (2007): Proceedings, Thirty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 22–24, 2007, SGP-TR-183
- Zelenka, T., Kiss J. (2008): Publications of the University of Miskolc, Series A. Mining, 73, 21–32.

ELŐZETES SZILIKÁTOLVADÉK-ZÁRVÁNY VIZSGÁLATOK A CSOMÁD VULKÁNRAÓL

Németh Bianka, Lukács Réka, Kiss Balázs, Harangi Szabolcs

MTA ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, ELTE TTK FFI, Közettani és Geokémiai Tanszék, Budapest
e-mail: bianca.nemeth@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát-Pannóniai régióban (CPR) történt legutóbbi vulkán-kitörések a Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni lánc délkeleti végén fekvő Csomád vulkánon, mintegy 56–32 ezer év között zajlottak (pl. Szakács et al., 1993; Seghedi et al., 2011; Harangi et al., 2015a). Bár az utolsó kitörés óta viszonylag hosszú idő telt el, a legutóbbi vizsgálatok egy geofizikai anomáliát mutatnak a vulkán alatt, amely egy olvadék-tartalmú kristálykásaként értelmezhető (pl. Popa et al., 2012; Harangi et al., 2015b) és amely arra utal, hogy a korábbi vulkánkitöréseket tápláló magmás rendszer még nem hűlt ki teljesen. A legújabb kutatások azt feltételezik, hogy az olyan intermediér magmák, mint az andezit és a dácit, vulkáni szigetív rendszerek esetén egy, a magmatározóban történő magmakeveredéssel jöttek létre, amely közvetlen a kitörés előtt zajlott (pl. Kent et al., 2010).

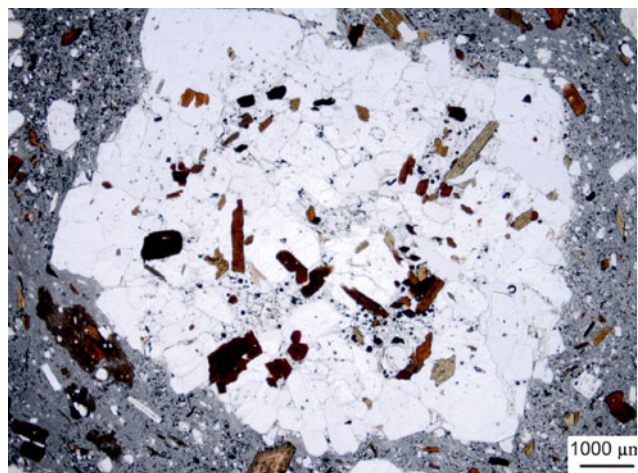
A kutatás fő célja a szilikátolvadék- és fluidumzárványok eredetének meghatározása, amelyek látszólag nyílt rendszerben keletkeztek, ahol magmakeveredés és intenzív fluidum-kőzet kölcsönhatás történt.

2. Petrográfia

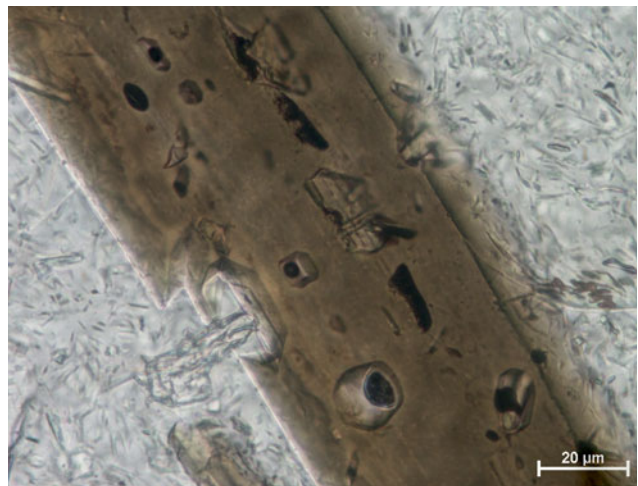
Számos (~70) vékonycsiszolatot vizsgáltunk át a Csomád Vulkánról származó dácitos mintákból, amelyek a megfigyeléseink alapján azonos petrográfiai jellemzőkkel rendelkeznek. A kémiailag homogén, nagy K-tartalmú, kristályban gazdag dácitot felzikus (1. **ábra**) és mafikus kristálycsomók, valamint különböző feno- és antekristályok építik föl. Az ásványok közül a plagioklász, az amfibol és különösen a biotit befogadó ásványokban nagyszámú, koegzisztens, elsődleges fluidum- és szilikátolvadék-zárványt figyeltünk meg.

Különböző reakciók is megfigyelhetők a mintákban, amelyek közül a befogadó ásványokat is érintő reakciók a biotit esetében jelennek meg. Megfigyelhetők ép biotit kristályok elsődleges fluidum- és szilikátolvadék-zárványokkal (2. **ábra**), biotitok titanit körül, valamint biotit roncsok plagioklász kristályokban és kristálycsomókban, nagyszámú fluidum- és szilikátolvadék-zárvány jelenlétében (3. **ábra**).

Az elsődleges fluidumzárványok minden esetben szobahőmérsékleten egyfázisúak és sötét színűek. Méretük 1–10 mm közötti, alakjuk gömbölyű vagy ovális. Nem dekrepitálódtak.



1. **ábra** – Felzikus kristálycsomóban megjelenő biotit és amfibol kristályok és reliktumok



2. **ábra** – Elsődleges fluidum- és szilikátolvadék-zárványok biotitban

A szilikátolvadék-zárványok kőzetüveg + buborék összetételűek. A buborék szobahőmérsékleten egyfázisú és homogén. A kőzetüveg szintelen. Leányásványt nem figyeltünk meg. A zárványok széle ép.

Az elsődleges szilikátolvadék-zárványok szöveti helyzete eltérő. Megfigyeltünk elszórt megjelenésű szilikátolvadék-zárványokat (plagioklász, amfibol és biotit befogadó ásvá-



3. ábra – Biotit roncs mellett megjelenő apatit tűk és elsődleges fluidumzárványok

nyokban), valamint növekedési zónák mentén csapdázódott szilikátolvadék-zárványok is megjelennek (plagioklász és amfibol ásványok esetén). A plagioklász befogadó ásványban csapdázódott szilikátolvadék-zárványok mérete 5–80 mm, amfibol és biotit befogadó ásvány esetén 5–30 mm.

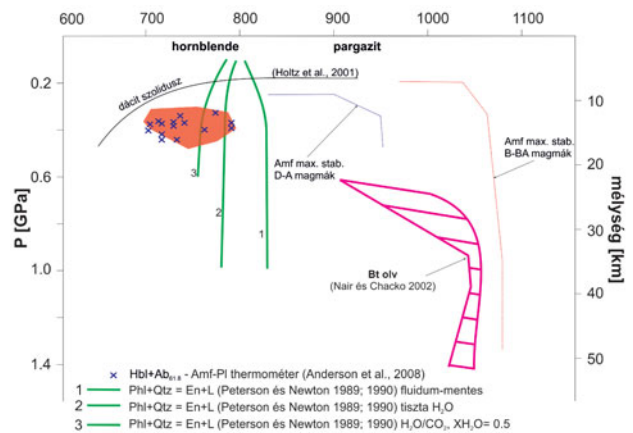
3. Következtetések

Szöveti megfigyelések (felzikus és mafikus kristálycsomók) alapján magmakeveredés feltételezhető, amelyben részt vett egy kisebb hőmérsékletű savanyú kristálykása és egy, ebbe a kásába benyomuló, nagyobb hőmérsékletű primitív mafikus magma.

A fluidum- és szilikátolvadék-zárványok (FI-k és SMI-k) kiválóan alkalmazhatók a magma fejlődésének tanulmányozására, beleértve az illó-tartalom szételegyedését és a kigázosodás történetét is. A megfigyelt nagyszámú koegzisztens fluidum- és szilikátolvadék-zárvány a felzikus csomókban, a feno- valamint antekristályokban (plagioklász, biotit, amfibol) azt jelzi, hogy ezen ásványok keletkezésekor a fluidum fázis már elkülönült a szilikátolvadéktól, amely a szöveti megfigyelések alapján több lépcsőben csapdázódott. A fluidum- és szilikátolvadék-zárványok természetének és eredetének tanulmányozása alapján úgy tűnik, hogy nyílt rendszerben, különböző összetételű és fluidum-tartalmú magmák keveredése révén jöttek létre.

A biotit és titanit között megfigyelt reakció hőmérséklet-növekedésre enged következtetni. A biotit stabilitási viszonyait vizsgáló számos kísérleti munka (Peterson, Newton, 1990; Vielzeuf, Clemens, 1992) azt mutatja, hogy az ásvány ~800 °C-ig stabil egy KFMASH rendszerű ásványtársulás esetén, de Ti és/ vagy F beépítésével képes a nagyobb hőmérsékletek felé, ~900 °C-ig (**4. ábra**) stabilizálódni fluidum mentes környezetben (Dooley, Patiño-Douce, 1996; Nair, Chacko, 2002). Ez a hőmérsékleti érték nagyobb, mint a Kiss et al., (2014) által amfibolokból meghatározott egyensúlyi hőmérsékleti tartomány (**4. ábra**).

A biotit reliktumként való megjelenése szintén hőmérséklet-növekedést és/vagy fluidum beáramlást feltételez. A biotit olvasztásával foglalkozó kísérleti munkák (Peterson, Newton, 1990) azt mutatják, hogy a biotit olvadási hőmérséklete CO_2 -



4. ábra – Nyomás–hőmérséklet–mélység diagram, amelyen feltüntetettük az amfibol és a biotit stabilitási tartományát, Kiss et al., (2014) amfibol termometriai eredményeit (narancssárga terület, ahol az egyes számítási eredmények kék x-ekkel vannak jelölve), valamint a biotit+ kvarc ásványtársulás olvasztásának kísérleti nyomás–hőmérséklet tartományát. Rövidítések: Ab – albit, Amf – amfibol, D-A – dácit-andezit, B-BA – bazalt, Bt – biotit, Hbl – hornblende En – ensztatit, L – liquid, Qtz – kvarc, Phl – phlogopit, stab. – stabilitás

dús fluidumok hatására csökken, és ha H_2O is kerül a CO_2 mellé, további hőmérsékletcsökkenés érhető el (**4. ábra**). A biotit reliktumok mellett nagy számban megjelenő fluidumzárványok (**3. ábra**) egy külső forrásból való beáramlást feltételeznek, amik származhatnak a keveredő dácitos magma bazaltos alkotóelemeiből, azaz mindkét folyamat szerepet játszott a magma felszínre kerülésében.

Irodalomjegyzék

- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F. (2008) In Putirka, K.P. and Tepley, eds., Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69, 121–142.
- Dooley, D.F., Patiño-Douce, A.E. (1996): Am Mineral, 81, 202–212.
- Harangi, S., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M. (2015a): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 301, 66–80.
- Harangi, S., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Westergom, V., Metwaly, M., Gribovski, K. (2015b): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 290, 82–96.
- Holtz, F., Becker, A., Freise, M., Johannes, W. (2001): Contributions to Mineralogy and Petrology, 141, 347–357.
- Kent, A.J., Darr, C., Koleszar, A.M., Salisbury, M.J., Cooper, K.M. (2010): Nature Geoscience, 3, 631–636.
- Kiss, B., Harangi, S., Ntafos, T., Mason, P. D., Pál-Molnár, E. (2014): Contributions to Mineralogy and Petrology 167/3, 1–27.
- Nair, R., Chacko, T. (2002): J Petrol, 43, 2121–2142.
- Peterson, J.W., Newton, R.C. (1990): Am Mineral, 75, 1029–1042.
- Popa, M., Radulian, M., Szakács, A., Seghedi, I., Zaharia, B. (2012): Pure and Applied Geophysics, 169/9, 1557–1573.
- Seghedi, I., Matenko, L., Downes, H., Mason, P.R.D., Szakács, A., Pécskay, Z. (2011): Tectonophysics, 502/1–2, 146–157.
- Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z. (1993): Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, 37, 21–37.
- Vielzeuf, D., Clemens, J.D. (1992): American Mineralogist 77, 1206–1222.

METASZOMATIKUS FOLYAMATOK A BÜKK TRIÁSZ KORÚ VULKÁNI EREDETŰ KÖZETEIBEN

Németh Norbert, Kristály Ferenc

Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézet, Miskolc
e-mail: foldnn@uni-miskolc.hu, askkf@uni-miskolc.hu

1. Bevezetés

Az észak-magyarországi Bükk hegységben változatos eredetű paleo-mezozoos kőzetanyag bukkan a felszínre. Egy kréta orogén öv különböző zónáiból származó szerkezeti egységek későbbi nagyléptékű oldaleltolódások során nyerték el jelenlegi térbeli elrendeződésüket. A triász metavulkanitokat tartalmazó ún. „paraautochton” egységek őslénytani-rétegtani megfigyelésekkel alátámasztott rokonságú dinári rétegsorokkal állíthatók párhuzamba (Balogh, 1964). Az ásványos és kémiai összetétel, valamint a szövet azonban sok esetben olyan mértékű változásokon ment keresztül, hogy a kőzetek eredeti tulajdonságai felismerhetetlenné váltak. A korábbi vizsgálatok során a jelenlegi petrográfiai helyzetet általában dinamotermális metamorfózis és az azzal egyidejű képlékeny deformáció eredményének értelmezték (Árkai, 1973, Árkai et al., 1995), egyes testekben megőrzött magmás eredetű elemekkel (Balogh, 1964 és forrásai, Szoldán, 1990). Vannak azonban olyan nyomok, amelyek ettől különböző kőzetátalakulási folyamatokra utalnak. Kutatásunk ezeknek a nyomoknak a megfigyelésére irányult.

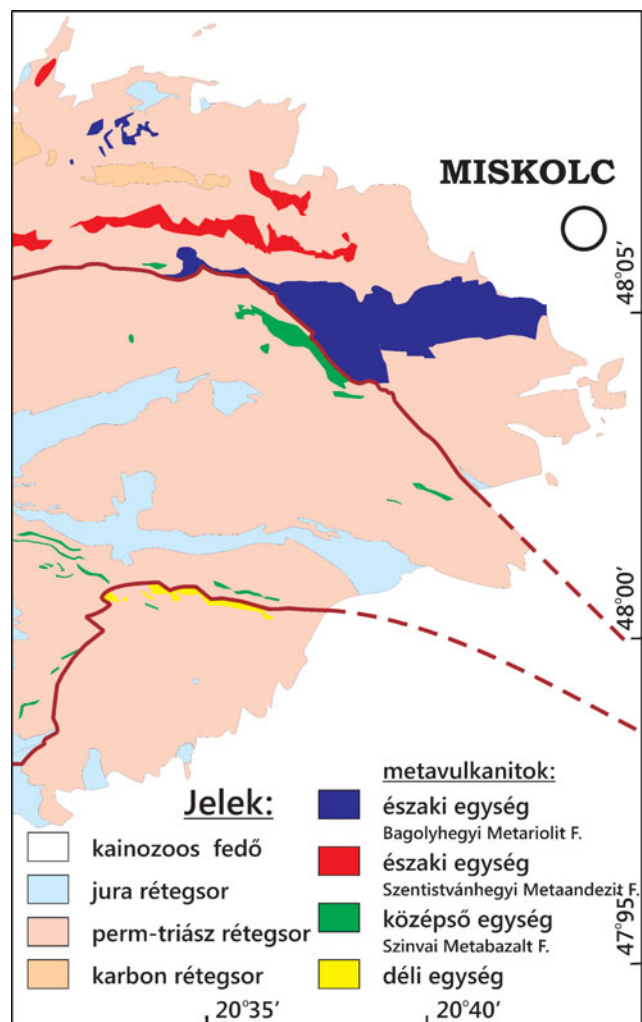
Mintavételezésünket gamma-spektrometriai észlelések segítették (Németh et al., 2015, 2016), így leginkább a kálium és a tórium dúsulásával vagy hiányával jellemezhető átalakulásokat tudtuk hatékonyan megtalálni. Mintázásunk kiterjedt a hegység keleti felének valamennyi vulkáni eredetű anyagot tartalmazó kőzettestére, továbbá olyan üledékes kőzetrétegekre is, amelyekben radiometrikus anomáliát tapasztaltunk, de az eddig megvizsgált minták kis száma folytán egyik kőzettestre sem tekinthető reprezentatívnak. Számos mintáról rendelkezésünkre állnak a teljes kőzetre vonatkozó ICP-AAS, illetve XRF módszerrel készült kémiai elemzések. Az ásvány- és kőzettani megfigyeléseket röntgen-pordiffrakcióval, vékonycsiszolatok optikai, valamint felületi csiszolatok elektron-mikroszkopos vizsgálatával végeztük. Egyes ásványszemcsék kémiai összetételét sztenderd nélküli EDX mérésekkel határoztuk meg.

2. A kőzettestek főbb típusai

A vizsgált terület vulkáni eredetű kőzettestei három nagyobb szerkezeti egységhez tartoznak, amelyek tektonikusuk alapján különböznek egymástól; ezeket a keleti részen nagyjából K-Nyitól DK-ÉNy-ig változó csapású oldaleltolódási zónák határolják, amelyek vetőszeleteiben a határolt egységek anyaga

váltakozva fordulhat elő (1. ábra). Elhelyezkedésük alapján északi, középső és déli egységként hivatkozunk rájuk a továbbiakban.

Az északi egység metavulkanitjai két, rétegtanilag is jól behatárolt sávban (Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció és Bagolyhegyi Metariolit Formáció) 100 m-t meghaladó vastagságban, ezen kívül a rátolódásokkal tagolt Bánya-Bükk és Kisfennsík térségében számos pikkelyben fordulnak elő. A középső egységben mészkőbe ágyazott, sokszor mészkő közbetele-



1. ábra – A Bükk keleti része a metavulkanit-kőzettestek elhelyezkedésével

pülésekkel váltakozó, rendszerint bázikus összetételű, peperites metavulkanitok találhatók (Szinvi Metabazalt Formáció). Ezek vastagsága ritkán haladja meg a 10 métert, és a testek csapás-irányban sem követhetők 1–2 km-nél hosszabban, ennek azonban tektonikus okai is vannak. A déli egységben csak az északi szegély vetőszeleteiben bukkan elő metavulkanit (bizonytalan rétegtani helyzetben), ezért a testek aránylag kicsik, és mészkővel érintkező rétegeik gyakorta peperitesek.

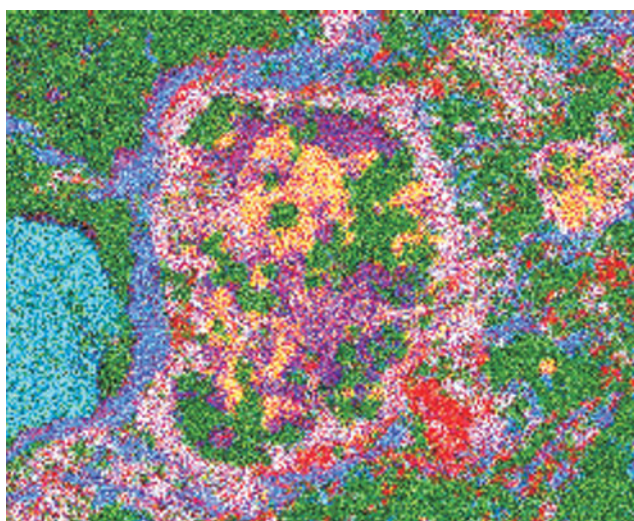
Az északi és a középső egység kőzeteinek nagyobb része nyírási bélyegeket tartalmazó, intenzíven deformált szövetű, azonban egyes, valószínűleg zömmel lávakőzet-eredetű, vagy összesült, átkováódott testek a képlékeny deformáció során kompetensen viselkedtek mátrixukhoz képest, és ellapult magmás szöveti elemeket őriztek meg. A déli egységben viszont dinamikus átkristályosodás nem volt észlelhető, és fennmaradtak olyan elemek is, amelyeket piroklaszt eredetűnek értékeltünk.

3. Kőzetelváltozások

3.1. Propilitesedés, szpilitesedés

A középső és a déli egységben vizsgáltunk több bázikus jellegű vulkanit-mészkő érintkezést (dinamikus átkristályosodással, illetve anélkül). A minták fő kőzetalkotó ásványai az albit, káliföldpátok (mikroclin és szanidin), csillámok (muszkovit, fengit és flogopit), klinoklór, agyagásványok, kvarc és kalcit, gyakori járulékos ásványai az anatóz és a fluorapatit. Mindezek átalakulási termékek, amelyek korábbi szövetalkotókat helyettesítettek. Gyakoriak olyan fenokristály-maradványok, amelyek eredetileg plagioklászok lehettek (2. ábra); ritkán kimutathatók az eredeti földpát relikumai a kisebb méretű átalakulási termékek között. Sokszor észlelhetők pirit utáni pseudomorfózák vasoxidokkal. Geokémiailag jellemző a K_2O+Na_2O 4–6% közötti aránya, valamint hogy a Ca kalcitban (ritkábban dolomitban) van jelen, annak hiányában pedig igen alacsony a koncentrációja a kőzetekben.

Az ásványtársulás egyaránt jellemző lehet a kistokú



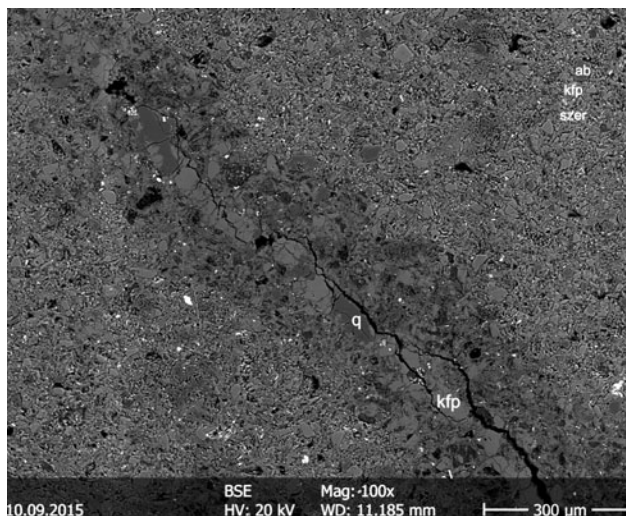
2. ábra – Elektron-mikroszkopos elemkép (130×160 µm) egy peperit-mintában lévő elbontott plagioklászról ásványokat megkülönböztető színezéssel. Fehér: albit; sárga: káliföldpát; piros: kvarc; lila: kaolinit; kék: klorit; zöldeskék: dolomit; zöld: kalcit

metamorfózisra és propilites metasomatózisra. A klorit és a szericit az intenzíven deformált mintákban palásságot és nyírást követő irányítottággal jelenik meg, az albit ellenben ilyenkor is töredezett halmazokban és deformált fenokristályokban. Egy lávatest szegélyén kalcitos hólyagüreg-kitöltések voltak észlelhetők, ami szpilites jellegzetesség. Valószínűnek tartjuk, hogy már a tengerfenéken zajló vulkanizmus során propilites-szpilitesedett kőzeteket ért metamorf hatás, ami az ásványos összetételt csak kis mértékben változtatta meg.

3.2. Kálimetaszomatózis

Két területen, az északi egység Bükk-szentlászló és Bükk-szentkereszt közötti részén, valamint a déli egységben volt észlelhető a kálium kiterjedt metasomatikus dúsulása (Németh et al., 2015, 2016). Egyértelmű geokémiai nyom a K_2O 5–10%-os vagy még magasabb, emellett a Na_2O 1% alatti értéke, valamint a nyomelemek szintjén a Rb és Tl dúsulása mellett a Ti-, Ba-, Sc- és Th-tartalom csökkenése.

A kálimetaszomatizált kőzetek fő kőzetalkotó ásványai a káliföldpátok (ortoklász, mikroclin és szanidin), muszkovit, kvarc, albit, agyagásványok és klinoklór, gyakori járulékos ásvány a hematit és a mikrométeres nagyságrendű egyéb vas- és titán-oxidok (3. ábra). Az albit rendre relik szöveti elemnek mutatkozik. A kalcit e kőzetekből hiányzik, a peperites kőzetek pedig akkor sem alakultak át, ha mellettük kálimetaszomatizált test található.



3. ábra – Durvakristályos kvarc-káliföldpát és szericit-mikroclin-albit mátrixban visszaszórt elektronmikroszkopos felvétel. A fényes, hintett szemcsék titán- és vasoxidok

Az északi egységben néhány 10 m-es léptékű, a palásság mentén megnyúlt lencsékben kovásodás is tartozik az elváltozáshoz, finomszemcsés pirittel; ezek sötétszürke, csengő és szilánkos törésű sziklagerincek formájában preparálódtak ki kevésbé állékony környezetükből. A nem kovás kőzetanyag palás szericit-mátrixában a porfiros káliföldpátok elforgatottak, esetenként szét is törtek. A kovás testekben ellenben nem ilyenek, sőt itt vulkáni eredetű folyásos szövet is megőrződött, vagyis az elváltozás megelőzte a képlékeny deformációt. Valószínűnek tartjuk, hogy dinamotermális metamorfózist megelőző, utóvulkáni kőzetelváltozással állunk szemben.

3.3. Fenitesedés

A szerkezeti egységek határázónáiban több helyen bukkantunk egy olyan kőzetelváltozás nyomára, amelynek megkülönböztető sajátossága a nagy térrejtű nyomelemek feldúsulása (Németh et al., 2016). Nemcsak mészkővel érintkező metavulkanitok, hanem mészkőbe települő sziliciklasztos üledékrétegek is hordozhatják. Az érintett, olykor csak néhány méter vastag rétegszerű kőzettestek alatt és felett települő mészkőben azonban semmilyen elváltozási jelenséget nem észleltünk. Legteljesebb kifejlődését a középső szerkezeti egység déli peremének egy peperites testjében találtuk meg, ahol 700 ppm-et meghaladó össz-ritkaföldfém-tartalom mellett a Nb, Th és az Y is 100 ppm-et meghaladó, a Zr pedig 1200–1500 ppm-es koncentrációt ér el. Bár legfeljebb néhány 10 ppm-es, de a hasonló el nem változott kőzetanyagbelihez képest 5–10-szeres a Ta, U, Be és Sn koncentrációja is. Megfigyelhető emellett a kálium dúsulása és a nátrium hiánya.

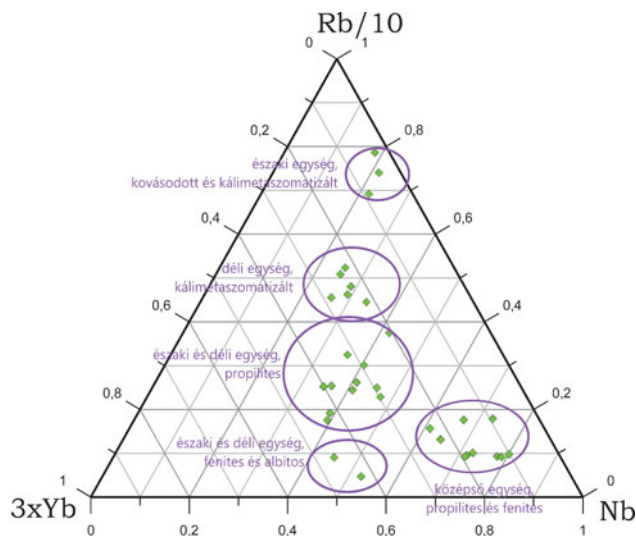
A ritkaelem-dúsulás hordozóásványai a cirkon, a monacit-Ce és a Nb-tartalmú Ti-oxidok. Egy-egy üledékes réteg mintájában emellett parisit-Ce-t, illetve nioboeszkinit-Y-t is találtunk. A monacit kálföldpátokkal, a cirkon szmektitekkel és káliumos csillámokkal fordul elő, általában hintve, olykor pedig a palásságot átmetsző erekben. A cirkon- és monacitszemcsék néhány mikrométeresek, ezért jelenlétüket csak elektronmikroszkóppal lehet megfigyelni.

Megjegyzendő, hogy Nb- és ritkaföldfém-tartalmú ásványokat (Ti-oxidokat, kolumbit-Fe-t, xenotim-Y-t és nioboeszkinit-Y-t) sikerült találni savanyú metavulkanitok palásságot követő albit-kvarcereiben is az északi egységben, azonban az önálló ásványfázisok megléte ellenére ott a nagy térrejtű elemek koncentrációja rendkívül alacsony (Zajzon et al., 2014). Ugyanitt albitosodás is megfigyelhető volt néhány mintában ($\text{Na}_2\text{O} > 6\%$ és $\text{K}_2\text{O} < 1\%$), amihez mikrométeres cirkon és nióbiomos Ti-oxidok, de alacsony Ti- és Zr-koncentrációk párosultak.

Az elváltozás kémiai és ásványos jellegét tekintve fenitesedés, amely egyértelműen felülbélyegzi a képlékeny deformációt. Ilyen elváltozás alkáli magmatizmus környezetében jellemző, azonban a Bükkben nem ismerünk lehetséges hatót. Valószínűnek tartjuk, hogy a nagy léptékű oldaleltolódások során került a kőzetanyag érintkezésbe olyan hatótesttel, amely az elváltozást okozó hidrotermális oldatokat szolgáltatta a vetőzónákban.

4. Kőzettani egységek

Észleléseink és vizsgálataink alapján a bükki triász metavulkanitok olyan metasomatikus átalakulási folyamatokon mentek keresztül, ahol a kiinduló ásványos és kémiai összetétel többszörösen megváltozhatott, és az általában az eredeti magmás kőzet típus meghatározására felhasználható „immobilis” nyomelemek sem mindig voltak stabilak. Megfelelően megválasztott összetételi jellemzőkkel ennek ellenére nemcsak a három nagy szerkezeti egység kőzetei különíthetők el, hanem azokon belül is lehetséges különböző genetikai egységeket



4. ábra – Nb-Rb-Yb háromkomponensű diagram a rendelkezésre álló nyomelem-geokémiai elemzési adatokból

felállítani – ez azonban nem feltétlenül közös magmás, hanem közös metasomatikus eredetet jelent. Erre szolgáltat példát a 4. ábra, ahol a Nb-, Rb- és Yb-koncentrációk arányai az északi és déli egységek különböző elváltozási típusai szerint csoportokat alkotnak. A középső egység ehhez képest szintén elkülönül, itt viszont a fenitesedés miatti, mindhárom elemben jelentős mértékű dúsulás sem okoz változást az összetételi arányokban.

Egyértelmű geokémiai hasonlóság jelzi azt, hogy a nagy szerkezeti határok zónáiban a középső egység metavulkanitjai olyan vetőselektokban is előfordulnak, amelyek a szomszédos egységből származó kőzettestek közé ékelődnek. Ilyen a „Létrási Metabazalt” néven számon tartott, széttagolt test az északi, valamint a nagy-baglyasi fenites test a déli határázónában.

Köszönetnyilvánítás

Az elvégzett mérésekhez támogatást nyújtott a Miskolci Egyetem stratégiai kutatási területén működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági Központ TÁMOP-4.2.2. A 11/1/KONV-2012-0005 jelű projektje. Köszönjük továbbá a lektor gondos munkáját.

Irodalomjegyzék

- Árkai P. (1973): Acta Geologica Hungarica, 17/1-3, 67–83.
Árkai P., Balogh K., Dunkl I. (1995): Geologische Rundschau, 84/2, 334–344.
Balogh K. (1964): MÁFI évkönyv, 48/2, 245–553.
Németh N., Pethő G., Zajzon N. (2015): Open Geosciences, 7, 318–331.
Németh N., Baracza M. K., Kristály F., Mórész F., Pethő G., Zajzon N. (2016): Földtani Közlemény, 146/1, 11–25.
Szoldán Zs. (1990): Acta Mineralogica-Petrographica, 31, 25–42.
Zajzon N., Németh N., Szakáll S., Gál P., Kristály F., Fehér B., Mórész F. in Szakáll S. ed. (2014): CriticEI Monográfia sorozat, 5, 91–108.

AZ ERDÉLYI-MEDENCE PALEOGÉN FEJLŐDÉSE A NEHÉZÁSVÁNYOK TÜKRÉBEN

Obbágy Gabriella¹, Dunkl István², Józsa Sándor¹, Silye Lóránd³, von Eynatten, Hilmar²

¹ ELTE TTK, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Georg-August Universität, Földtudományi Központ, Üledék- és Környezetföldtani Tanszék, Göttingen

³ Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Biológiai és Geológiai Kar, Geológiai Intézet, Kolozsvár

e-mail: obbagy.gabriella@gmail.com

1. Bevezetés

Az Erdélyi-medence több km vastag miocén üledékeit már a XX. század második fele óta folyamatosan vizsgálják szénhidrogéntartalmuk miatt (Krézsek, Bally, 2006). Az új, korszerű módszerek azonban lehetőséget nyújtanak a kisebb elterjedésű, de helyenként több száz méter vastag, három szintben is előforduló, fossziliában szegény, kontinentális paleogén rétegek vizsgálatára is. Ezen rétegek ásványos összetétele és U-Pb koreloszlása alapján betekintést nyerhetünk nem csak a medence, de az egész térség fejlődéstörténetébe is.

2. Földtani háttér

Az Erdélyi-medence a Keleti- és a Déli-Kárpátok, valamint az Erdélyi-szigethegység gyűrűjében található posztcenomán üledékes medence (1. ábra). Üledékeinek eredete tehát a kréta végétől a medencét helyenként környező hegységekben keresendő. Az Erdélyi-középhegység jelenkori topográfiája elsősorban a késő-kréta kiemelkedés során alakult ki (Reiser et al., 2017), melyet később további kisebb exhumációs események követtek, amely ezáltal potenciális forrásterületként szolgált a paleogén üledékek számára. Azonban a medencét

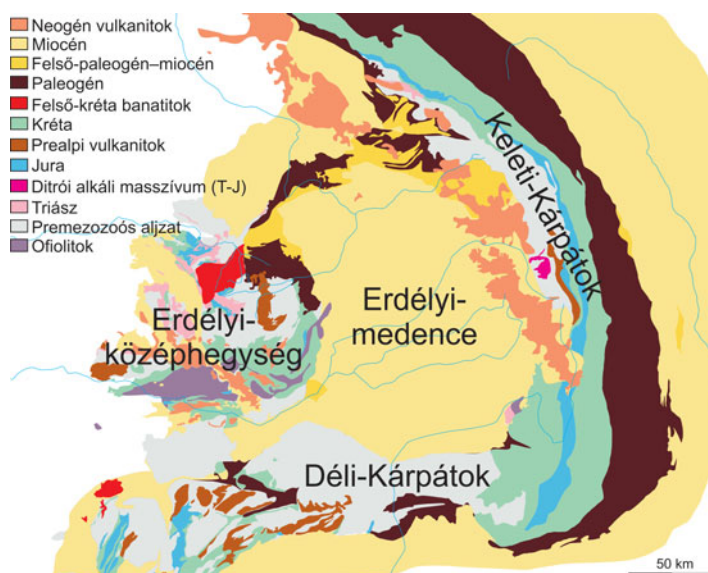
hordozó Tisza és Dácia mikrolemezek csak a miocén során kerültek a mai helyzetükbe – a hátráló szubdukció, valamint az ellentétes irányban forgó mikrolemezek mozgásának következményeként – így a vonatkozó paleogeográfia korántsem egyértelmű.

3. Vizsgálati módszerek

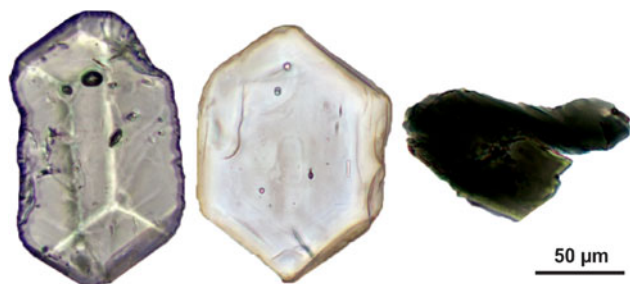
A homok, homokkő, márga és agyagkő minták fő kőzetalkotó fázisainak azonosítása elsősorban vékonycsiszolat alapján, finomszemcsés anyag esetében röntgen-pordiffrakcióval (XRD) történt. A nehézasványok 63–125 µm-es szemcseméret-tartományából mintánként legalább 300 véletlenszerűen kiválasztott áttetsző szemcsét azonosítottunk sztereó-, és polarizációs mikroszkóp, illetve Raman-spektroszkóp segítségével. A karakterisztikus minták cirkon és titanit U-Pb kormeghatározása lézerablációs ICP-MS segítségével történt.

4. Eredmények és következtetések

Az Erdélyi-medence paleogén, törmelékes üledékes formációi többnyire éretlenek, mely azt mutatja, hogy az egyes forrásrégiók nem lehettek messze a sziliciklasztitok leülepedési



1. ábra – Az Erdélyi-medence földtani helyzete



2. ábra – A 37–32 Ma szingenetikus magmás tevékenység jellemző nehézasványai: titanit, apatit és hornblende

helyétől. Az egyes forráskőzetek időbeli elhelyezésében a cirkon és titanit U-Pb geokronológia nyújt segítséget. Ez alapján a kora-kréta üledékek fő forrása az Erdélyi-szigethegységben is megtalálható kréta banatitok (82–76 Ma). Ezt követően válnak jelentőssé a kristályos aljzat protolitjainak képződési korát tükröző cirkonok az egyes egységekben.

Az eocén–kora-oligocén üledékek nehézasvány-együtteseiben a krómspinell, szerpentin és a mafikus litoklasztok dúsultak, amely szintén a jelenleg az Erdélyi-középhegységben feltárt ofiolitos kőzetek lepusztulására utal. A priabonai – korarupéli rétegekben a nehézasványok 80%-át idiomorf titanit, apatit és hornblende alkotja, melyhez a teljes összlet legfiatalabb cirkon és titanit U-Pb korai (37–32 Ma) társulnak (**2. ábra**). Ez az üledékképződéssel egyidejű, Periadriai vagy Dinári eredetű magmás tevékenységre utal, mely a fiatalabb homokkő rétegekben nem mutatható ki.

Irodalomjegyzék

- Krézsek, Cs., Bally, W. (2006): Marine and Petroleum Geology, 23, 405–442.
- Reiser, M.K., Schuster, R., Spikings, R., Tropper, P., Fügenschuh, B. (2017): International Journal of Earth Sciences, 106/2, 659–685.

MÁRVÁNYOK A TISZAI-FŐEGYSÉGBEN: A DOROZSMAI ÉS A BAKSAI MÁRVÁNY ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLATÁNAK ELŐZETES EREDMÉNYEI

Papp Nikoletta¹, Varga Andrea¹, Raucsik Béla¹, Mészáros Előd¹, Czuppon György²

¹ SzTE, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 'Vulcano' Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

² MTA CsFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

e-mail: pappnicki@gmail.com

1. Bevezetés

A Tiszai-főegység (Tisia) kristályos aljzatában több különböző vastagságú márványtest ismert, amelyekről meglehetősen szegényesek az ismereteink. Munkánk célja a Dorozsma (Dél-Alföld) környéki metamorf aljzatban található márvány összehasonlítása a Baksai Komplexumban (Dél-Dunántúl) található márvány kifejlődéssel. Annak ellenére, hogy korábban nem publikáltak részletes leírást, ásványtani és geokémiai vizsgálati eredményeket az érintett két képződményről, a széles körben elérhető hazai szakirodalom szerint azok egymáshoz megtévesztésig hasonlóak (Szederkényi, 1998). Munkánkban, a címbe szereplő márványok részletes jellemzésén túl a lehetséges korrelációs kapcsolatok feltárására szintén törekszünk.

2. Földtani háttér

A Közép-magyarországi-főegységtől délre elhelyezkedő Tiszai-főegységen belül Szederkényi (2001) három prealpi térrénumot különített el: Szlavóniai-Drávai, Kunsági, illetve Békési-térrénumot. Az általunk vizsgált két mintaterület, a Baksai Komplexum a Szlavóniai-Drávai-térrénumon belül, míg a Dorozsma környéki metamorf aljzat a Békési-térrénumban található.

2.1. Dorozsma környéki metamorf blokk

A Dorozsma környéki metamorf aljzat átfogó, részletes vizsgálata M. Tóth (2008) munkájához köthető. A metamorf blokkot szerkezetileg három fő litológiai egységre osztotta fel, amelyek nemcsak kőzettani összetételben, hanem a metamorfózis maximális hőmérsékletében is eltérést mutatnak. A két szerkezeti egység között egy maximum néhányszor tíz méter vastag, erős töréses deformációt szenvedett márványzóna található. A márvány maximális metamorf hőmérséklete a dolomit mellett megjelenő szilikátfázisok (kvarc+Mg-klorit+talk), illetve a dolomit szemcsék rekristallizációjának hiánya alapján nem érte el a 450 °C-ot (M. Tóth, 2008).

2.2. Baksai Komplexum

A Baksai Komplexum a Tiszai-főegységen belül a Dél-Dunántúl kristályos aljzatához tartozik. Kelet felől az ÉÉNy-DDK-i csapású Villányi-öv határolja, míg a képződménytől nyugatra a Tésényi Metahomokkő és a Babócsai Komplexum képző-

ményei találhatók. A Baksai Komplexumtól északra az Ófalu Formáció helyezkedik el, a komplexum déli kiterjedése azonban nem ismert.

A komplexumot legnagyobb vastagságban a Baksa-2 fúrás tárta fel, ami 57,1 m-től egészen 1200 m mélységig kristályos képződményeket harántolt. Ez a tartomány az uralkodó, jellegzetes kőzettípusok alapján öt szakaszra osztható fel, amelyből két márványos rétegcsoporthoz különíthető meg: a felső márványos rétegcsoporthoz 57,1–223,7 m között, valamint az alsó márványos rétegcsoporthoz 821,8–866,6 m között (Fintor et al. 2008). A márvány rétegcsoporthoz metamorf fejlődéstörténetéről nem rendelkezünk pontos adatokkal, azonban az alsó márványos rétegcsoporthoz elhelyezkedő óriásgránátos gneisz és csillámpala tagozatokban található földpátok termometriai vizsgálata, valamint a GASP barométer alapján a képződmény metamorf hőmérsékletére 680–720 °C és 8–9 kbar nyomás feltételezhető (Nagy, M. Tóth, 2009).

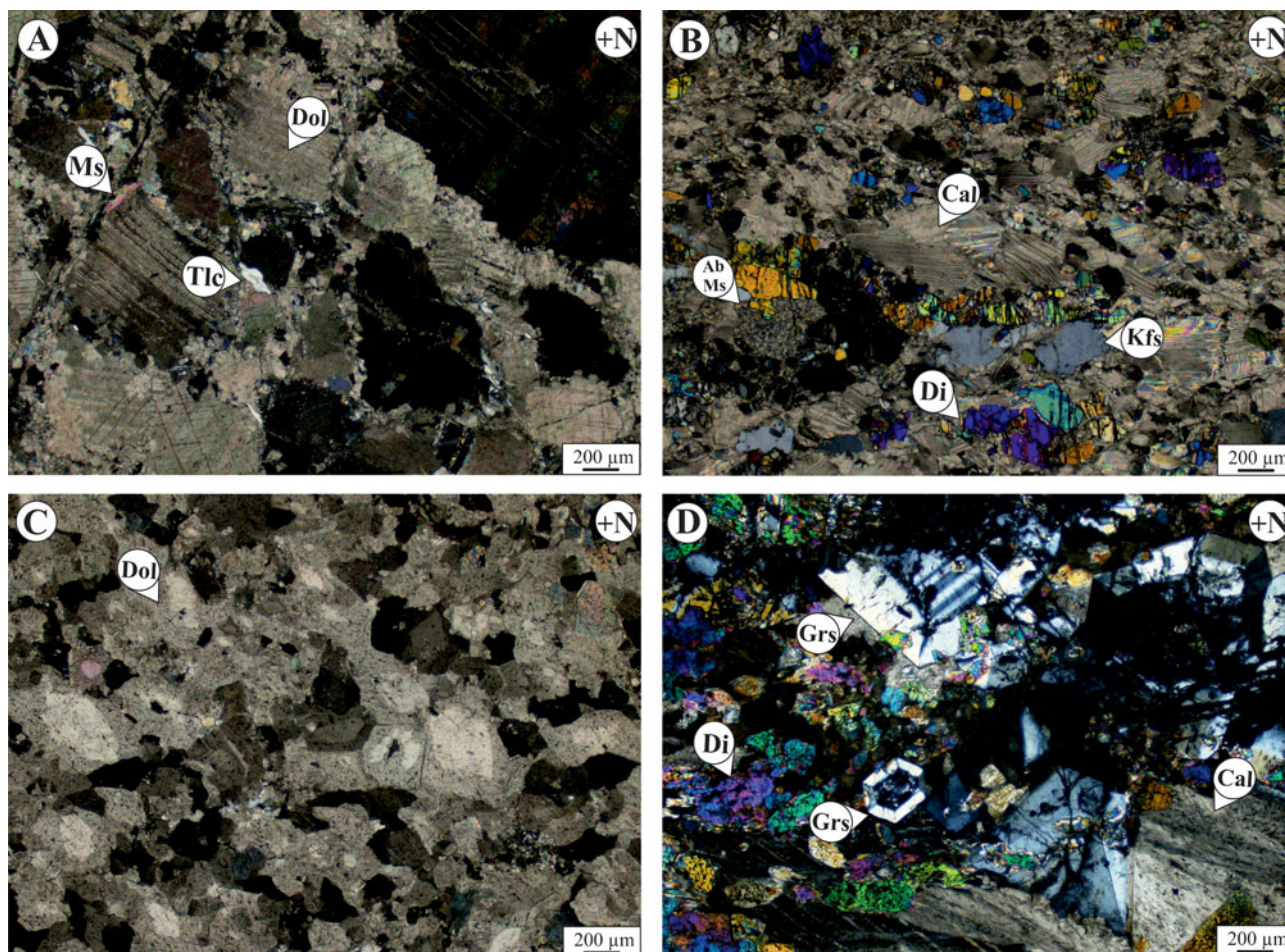
3. Módszertan

A kőzetminták makroszkópos jellemzésén túl, a jellegzetes kőzettípusokból készült archiv és új vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálatát végeztük el. A minták ásványos összetételének meghatározásához Raman spektroszkópos méréseket végeztünk, továbbá sor került stabil szén- és oxigénizotópos mérésekre is az MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézetében, Finnigan delta+XP tömegspektrométerrel.

4. Eredmények

4.1. Dorozsmai márvány

A dorozsmai márványt dominánsan dolomit+kvarc+Mg-klorit+talk összetételű, finomszemcsés, heteroblasztos szövettű márvány építi fel, melyre szutúrált, valamint beöblösödő szemcsehatárok jellemzők. A deformációs ikerlemezek összes morfológiai típusa megfigyelhető a mintákban, azonban dominánsan a II. és a IV. típus van jelen. A minták általános jellemzői a kisméretű, kvarccal és karbonáttal kitöltött oldódásos üregek, illetve vékony erek, amelyeket mikrokristályos karbonátszegély övez. Erősen átalakult, mikrokristályos kőzetváltozat szintén megfigyelhető, valamint nagyméretű, szig-



1. ábra – A dorozsmai és a baksai márvány szöveti jellegzetességei: (A) Dinamikusan rekrisztallizált dolomitmárvány a Dorozsma-4 fúrásból. (B) Nagyon finomszemcsés, heteroblasztos szövetű márvány a Baksa-2 fúrás felső márványos rétegcsoportjából. (C) Nagyon finomszemcsés, homeoblasztos szövetű márvány, amelyben a szemcsék belsejében zárványmentes, esetenként romboéder alakú dolomit mag figyelhető meg (Baksa-2 fúrás, alsó márványos rétegcsoport). (D) Kalcit+diopszid+grosszulár összetételű márvány a Baksa-2 fúrás alsó márványos rétegcsoportjából. Jelmagyarázat: Ab-albit; Cal-kalcit; Di-diopszid; Dol-dolomit; Grs-grosszulár; Kfs-káliföldpát; Ms-muskovit; Tlc-talk

moid-alakú karbonátklasztk és rezorbeált, polikristályos, alszemcsés szerkezetű kvarcklasztk is megjelennek a mikrokristályos alapanyagban. Helyenként mag-köpeny szerkezetek, továbbá nagyméretű karbonátszemcsék deformációs ikerlemezeit helyettesítő apró, zárványmentes karbonátkristályok figyelhetők meg (**1. ábra, A**).

4.2. Baksai Komplexum márvány kifejlődése

A Baksa-2 fúrás által feltárt, a felső márványos rétegcsoportba tartozó minta kalcit+diopszid+káliföldpát+titanit+albit+muskovit összetételű, nagyon finomszemcsés, heteroblasztos szövetű márványból áll. A szemcsehatárookra általában szutúrált, illetve beöblösödő érintkezés jellemző, a deformációs ikerlemezek típusai közül az I., II. és IV. típus dominál (**1. ábra, B**).

Az alsó márványos rétegcsoportba tartozó mintákat változatos, nagyon finom–finomszemcsés, heteroblasztos szövetű márvány építi fel, amelyre dominánsan szutúrált szemcsehatárok jellemzőek. Deformációs ikerlemezek morfológiai típusai közül (amennyiben jelen vannak a mintában) I., II. és IV. típus figyelhető meg. Homeoblasztos szövetű márvány is megjelenik a minták között, amelynek érdekessége a dolomit kristályokban megfigyelhető zárványmentes, gyakran rombo-

éder alakú mag, amelyet zárványdús perem vesz körül (**1. ábra, C**). A vizsgált márványminták igen heterogén összetételt mutatnak: dolomit+diopszid+flogopit+klorit+aktinolit; kalcit+flogopit+tremolit; dolomit+kvarc; kalcit+diopszid+aktinolit+tremolit+grosszulár+apatit+cirkon+wollastonit összetételt egyaránt megfigyeltünk (**1. ábra, D**).

4.3. Stabilizotópos eredmények

A Dorozsma-4 fúrásból származó márványmintákból mért $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ értékek $-0,33\%$ és $-2,44\%$ között változnak, míg a $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ értékek $14,78$ – $18,69\%$ közé esnek. Ezzel szemben a Baksa-2 fúrás által feltárt márványminták stabil szén- és oxigénizotópos értékei igen nagy szórást mutatnak: a $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ értékek $0,44\%$ és $-5,23\%$ között, míg a $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ értékek $7,51$ – $14,40\%$ között mozognak.

5. Következtetés

Az előzetes petrográfiai és stabilizotópos eredmények alapján elmondható, hogy a korábban rendkívül hasonlóknak leírt dorozsmai és baksai márvány jelentősen eltér egymástól, sőt a Baksai Komplexumban található alsó és felső márványos

rétegcsoporthoz is igen jelentősen különbözik egymástól. A képződmények genetikai jellemzéséhez és az esetleges korrelációhoz további vizsgálatokat végzünk.

Köszönetnyilvánítás

Jelen tanulmány az NKFIH K 108375 témaszámú projekt támogatásával, továbbá a MOL Nyrt-vel kötött együttműködési megállapodás keretében készült.

Irodalomjegyzék

- Fintor, K., Schubert, F., M. Tóth, T. (2008): Földtani Közlöny, 138/3, 257–278.
- Nagy, Á., M. Tóth, T. (2009): Geoliter, 65–81.
- M. Tóth, T. (2008): Doktori értekezés, MTA, 399 p.
- Szederkényi, T. (1998): MOL Rt.-MÁFI, Budapest, 93–107.
- Szederkényi, T. (2001): Eötvös University Press, Budapest, 148–161.

EXTRÉM VÍZSZEGÉNY FELSŐKÖPENY-XENOLITOK A NÓGRÁD–GÖMÖR VULKÁNI TERÜLETRŐL

Patkó Levente¹, Kovács István², Liptai Nóra^{1,3}, Aradi László¹, Szabó Csaba¹

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

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI), Budapest

³ Macquarie University, CCFS-GEMOC, Sydney, Ausztrália

e-mail: levente.patko@ttk.elte.hu

1. Bevezetés

A Kárpát–Pannon régióban öt olyan alkáli bazalt lelőhely található, ahol a felfelé áramló olvadékok felsőköpeny-eredetű kőzetdarabokat, azaz xenolitokat szállítottak a felszínre. Ezen lelőhelyek között legészakabbi előfordulás a Nógrád–Gömör Vulkáni Terület (NGVT).

Korábbi kutatásaink során az NGVT mind a tizenegy, felsőköpeny-xenolitot tartalmazó lelőhelyén nagyszámú mintagyűjtést végeztünk. A xenolitokat petrográfiai tulajdonságaik alapján két nagy csoportra osztottuk (Liptai et al., 2017). Az egyik csoport olivin- és ortopiroxén-gazdagságot mutat (Iherzolitos sorozat), a másik csoport ezzel szemben klinopiroxén-gazdag (wehrlites sorozat). Bár a Iherzolitosorozat xenolitjai meglehetősen változatos geokémiai összetételűek, alapvetően kevésbé gazdagodottak bazaltos főelemekben (Ti, Fe, Mn) és könnyű ritkaföldfémekben (RFF) (La, Ce).

A felsőköpeny fontos tulajdonságai közé tartozik annak víztartalma, amely befolyásolja a köpeny olvadáspontját, elektromos vezetőképességét, valamint reológiai és deformációs tulajdonságait. A földköpenyben a „víz”, H^+ , OH^- , vagy H_2O formájában, elsősorban önállóan megjelenő fluidumfázisban (fluidum- és szilikátolvadék-zárvány) vagy víztartalmú ásványokban (amfibol, csillám) van jelen, továbbá névlegesen vízmentes ásványok (olivín, piroxének) szerkezetébe is beépülhet. Utóbbi jelentősége rendszerint alulbecsült a kis koncentrációk miatt. Azonban ezek az ásványok gyakoriságuk miatt jelentősen hozzájárulnak a köpeny teljes „víztartalmához” (Kovács et al., 2008).

A névlegesen vízmentes ásványok „víztartalmának” meghatározására alkalmazott egyik módszer a Fourier-transzformációs infravörös spektroszkópia (FTIR). Kovács et al. (2008) szerint $n > 5$, véletlenszerűen orientált szemcsében a nem poláros fénnel mért abszorbanciaérték átlagának háromszorosával meghatározható a totál abszorbancia értéke, amelyből ásványspecifikus kalibráció segítségével számszerűsíthető a „víz”-tartalom.

2. Eredmények

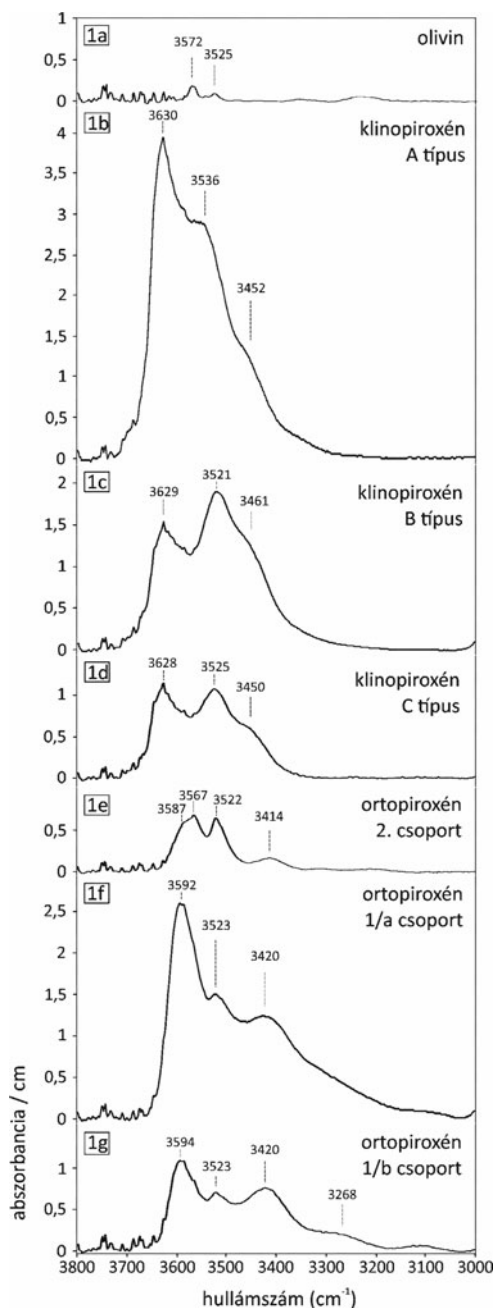
Jelen munkában 64 NGVT felsőköpeny xenolit kőzetalkotó szilikátjainak „víz”-tartalmát határoztuk meg, amelyek egyaránt származtak a wehrlites és a Iherzolitos sorozatból.

Az olivinspektrumok többsége nem tartalmaz vízcsúcsokat. Az kivétel 4, Jelsőcrről származó xenolit, amelyek spektruma

3572, 3568 és 3525 cm^{-1} értékeknél Ti-klinohumit-helyettesítési sávokat mutat (1. ábra, a). Ezekben a xenolitokban a kiértékelés során 2,5–4 ppm „víz”-tartalmat határoztunk meg.

A klinopiroxén legintenzívebb csúcsa uralkodóan ~3630 cm^{-1} hullámszámnál (A típus; 1. ábra, b), ritkábban az anomális 3625–3610 cm^{-1} -nél jelenik meg. A vizsgált minták ~15%-ában a legnagyobb intenzitású csúcs az előbbtől kisebb hullámszámnál, ~3525 cm^{-1} -nél észlelhető (B típus; 1. ábra, c). Előfordul továbbá egy olyan csoport (10%), amelyben a két csúcs közel azonos intenzitású, azaz arányuk 1–1,2 között változik (C típus; 1. ábra, d). A fent jelölt csúcsok mellett kisebb gyakorisággal láthatók csúcsok 3700–3680, ~3450 és ~3250 cm^{-1} hullámszámoknál. A legintenzívebb csúcs pozíciója és intenzitása, valamint a további csúcsok pozíciói és intenzitásai a B típusú klinopiroxéneket leszámítva nem mutatnak összefüggést sem a klinopiroxén előfordulásának gyakoriságával, sem geokémiai jellemvonásaival, sem fizikai paramétereivel. A B típusú klinopiroxén domináns csúcsának intenzitása a teljes kőzet könnyű RFF-tartalmával mutat összefüggést, olyan módon, hogy minél kevésbé inkompatibilis az adott könnyű RFF, annál gyengébb a korreláció. A klinopiroxén „víztartalma” meglehetősen tág határok között változik (11–894 ppm). A wehrlitesorozat xenolitjai, amelyek egy mintán belül is heterogén „víz”-tartalommal jellemezhetők, a leginkább vízgazdagok.

Az ortopiroxén víztartalmának meghatározása sikeresen csak a Iherzolitosorozat mintáiban történt, hiszen a wehrlitesorozat nem, vagy csak kisméretű zárvány formájában tartalmaz ortopiroxént, amelyek mérésre alkalmatlanok voltak. Az ortopiroxén leggyakoribb és legintenzívebb csúcsa ~3600 cm^{-1} hullámszámnál fordul elő. Néhány xenolitban az előbbi hullámszámnál nem, csupán 3585 cm^{-1} körül tapasztalunk csúcsot, amelyhez szinte mindig egy ~3565 cm^{-1} hullámszámú csúcs is társul. A második legintenzívebb csúcs, amely a xenolitok 60%-ában fordul elő, 3525 cm^{-1} -nél jelenik meg. Azokban a xenolitokban, ahol mind az első (~3600 cm^{-1}) és mind a második csúcs (~3525 cm^{-1}) jelen van, két különböző csoportot különítettünk el a csúcsintenzitásuk alapján. Az első típusban az első csúcs intenzívebb, mint a második csúcs (1. típus), míg a második típusban épp a fordítottját tapasztaljuk (2. típus; 1. ábra, e). Szintén gyakori a harmadik csúcspozíció, amely ~3420 cm^{-1} -nél jelenik meg. Az 1. típust a második és a harmadik csúcs intenzitása alapján két alcsoportra tudjuk osztani aszerint, hogy a második (1/a csoport; 1. ábra, f), vagy



1. ábra – a) típusos „víz”-tartalmú olivin átlagspektruma egy jelsőci xenolitból (NJS1304). b-d) az elkülönített klinopiroxén-spektrumok egy-egy típusos példája (A típus: NFL1327; B típus: NTB1124; C típus: NFK1108). e–g) az elkülönített ortopiroxén-spektrumok egy-egy típusos példája (2 típus: NMM1115; 1a típus: NFR0309; 1b típus: NJS1307)

a harmadik (1/b csoport; **1. ábra, g**) csúcs az intenzívebb. Néha további csúcsok jelennek meg $\sim 3690\text{ cm}^{-1}$ és $\sim 3250\text{ cm}^{-1}$ hullámszámnál. Hasonlóan a klinopiroxénben tapasztaltakhoz, az ortopiroxén-csúcsok pozíciója és intenzitása nem mutat összefüggést sem az ortopiroxén gyakoriságával, sem geokémiai és fizikai paramétereivel. Az ortopiroxén „víztartalma” meglehetősen változatos, 1 és 146 ppm között változik.

A vizsgált xenolitokban a klinopiroxén és ortopiroxén „víz”-

tartalmának aránya 0,1-től 42-ig szór, ami nagyon jelentős változatosság.

3. Következtetések

Az NGVT-xenolitok „víz”-tartalma változatos. Figyelemre méltó, hogy kizárólag a jelsőci xenolitok olivinjei tartalmaznak szerkezetileg kötött hidroxilt. A jelsőci minták piroxénjeinek „víztartalma” a többi lelőhely piroxénjeihez viszonyítva szintén nagy. Mindezt kiegészítve azzal, hogy Jelsőc az egyetlen lelőhely a vizsgált területen, ahol a xenolitok bennfoglaló kőzete piroklasztit. Ez arra utal, hogy a xenolitokat felszínre szállító vulkanizmus jellege befolyásolhatja a minták „víz”-tartalmát.

A wehrli-sorozat xenolitjainak teljes „víz”-tartalma jóval nagyobb, mint amit a Iherzolitos sorozat xenolitjaiban tapasztalunk. Mindez magyarázható az esetükben jóval gyakoribb, nagy hullámszámon ($3675\text{--}3690\text{ cm}^{-1}$) megjelenő csúcsokkal, amelyek víztartalmú fázisok jelenlétéhez köthető (Ventura et al., 2007). Az amfibol- és csillámszemcsék petrográfiai megfigyelések alapján kisméretű szilikátolvadék-zárványok leányásványaként vannak jelen a xenolitokban, és a névlegesen vízmentes ásványok szerkezetileg kötött hidroxiltartalmának túlbecslését eredményezik. Hasonló csúcsokkal kevésbé gyakran a Iherzolitsorozat xenolitjainak piroxénjeiben is találkozunk.

Az NGVT-xenolitok változatos spektrumlefutásai nagy valószínűséggel az egyes helyettesítési pozíciók különböző diffúziós sebességével magyarázhatók (Ferriss et al., 2016; Tian et al., 2017). Ez a felszínre szállításhoz vagy felszíni folyamatokhoz kapcsolódó vízvesztés egyaránt magyarázhatja a xenolitok extrém vízszegény természetét, valamint a „víz”-tartalom geokémiával mutatott kapcsolatának hiányát.

A nógrád–gömöri xenolitok névlegesen vízmentes ásványainak FTIR vizsgálatai értékes adatokkal szolgálnak a peridotit „víz”-tartalmának változásáról a befogadó olvadékba kerülést követően, azonban a köpenyben jellemző eredeti koncentrációkra vonatkozó következtetések terén igen korlátozottak a lehetőségek.

Köszönetnyilvánítás

A kutatáshoz szükséges vizsgálatok OTKA (vezető kutató: Dr. Kovács István, OTKA azonosító: PD 101683) és Marie Curie (vezető kutató: Dr. Kovács István János, azonosító: NAMS-230937) pályázatok támogatásával történtek, amelyért a szerzők köszönetet mondanak.

Irodalomjegyzék

- Ferriss, E., Plank, T., Walker, D. (2016): Contributions to Mineralogy and Petrology, 171/6, 1–24.
- Kovács, I., Hermann, J., O'Neill, H.S.C., Gerald, J.F., Sambridge, M., Horváth, G. (2008): American Mineralogist, 93/5-6, 765–778.
- Liptai, N., Patkó, L., Kovács, I., Hidas, K., Pintér, Zs., Jeffries, T., Zajacz, Z., O'Reilly, S., Griffin, W.L., Pearson, N., Szabó, Cs. (2016): Journal of Petrology, beküldött anyag.
- Tian, Z.Z., Liu, J., Xia, Q.K., Ingrin, J., Hao, Y.T., Christophe, D. (2017): Geology, 45/1, 87–90.
- Ventura, G.D., Oberti, R., Hawthorne, F. C., Bellatreccia, F. (2007): American Mineralogist, 92/10, 1645–1651.

MIT MONDHAT A BÖRZSÖNY MAGMÁINAK VÍZ-TARTALMÁRÓL A PLAGIOKLÁSZOK NYOMNYI HIDROXILTARTALMA?

Pálos Zsófia¹, Kovács István János², Karátson Dávid¹, Biró Tamás¹, Sándorné Kovács Judit³, Bertalan Éva², Besnyei Anikó², Falus György², Fancsik Tamás²

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE), Természettudományi Kar, Budapest

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

³ Nemzeti Szakértői és Kutatóközpont

e-mail: paloszsofia@gmail.com

1. Bevezetés

Az illótartalom fontos tényező a magmák fizikai-kémiai tulajdonságainak kialakulásában, pl. ásványi összetételét, sűrűségét, viszkozitását határozza meg. A vulkáni működés szempontjából is fontosak a fenti jellemzők: az illógazdagabb magmák inkább explozív, az illószegényebbek inkább effuzív vulkáni kitöréseket produkálnak.

Az illók közül a víz az egyik, a fent felsorolt tulajdonságokat legjobban meghatározó komponens, ezért fontos, hogy a hatását a magmaképződés és a kitörési folyamatok szempontjából minél jobban megismerjük. A névlegesen vízmentes fenokristályok szerkezetébe beépülő nyomnyi mennyiségű hidroxil és molekuláris víz (OH⁻ és H₂O) koncentrációja általában a magma víztartalmával arányos, így jó közelítéssel becsülhető egy magma H₂O-illótartalma a vízmentes ásványok hidroxilkoncentrációjának mérésével. A névlegesen vízmentes fenokristályok az utóbbi tíz év kutatásai alapján (Wade et al., 2008; Nazzareni et al., 2011; Okumura, 2011; Hamada et al., 2011; 2013; Weis et al., 2015) kerültek az érdeklődés középpontjába, mivel a szerkezeti víztartalmuk jól kvantifikálható fourier-transzformációs infraspéktrometriával (FTIR).

Kutatásom célja a magmás víztartalmak vizsgálata volt a fent említett módszerrel, melyhez mintaterületként a múltban már alaposan tanulmányozott vulkáni rétegtannal rendelkező Börzsöny hegységéből lettek reprezentatív minták kijelölve (a Karátson et al., 2000; Karátson, 2007 munkák alapján). A vulkáni működés 16,5-13,7 Ma között zajlott, három kitörési periódust értelmeztek benne (Karátson et al., 2000) melyek a fiatalodással egyre mafikusabb kőzetekből álló képződményekkel jelennek meg. Az első kitörési szakasz még részben sekély tengeralföldi, dácitos, riolitos explozív kitöréssel és lávadóm épüléssel járt, a másodikban már teljesen szárazföldi környezetben andezites vulkanizmus zajlott, a végén egy kiterjedt hidrotermális ércesedést okozó eseménnyel. A harmadik kitörési szakaszban már inkább a szárazföldi lávafolyások domináltak, melyeknek andezites-bazaltandezites volt az összetétele. A különböző vulkáni szakaszok víztartalmainak mérése mellett másodlagos kutatási céloom a szín- és poszt-eruptív folyamatok hatásának figyelembe vételével a magmakamrára minél reprezentatívabb fenokristályokat tartalmazó kőzettestek kijelölése volt.

2. Kutatási módszerek

2.1. FTIR

Az FTIR spektrometriának az ásványi mintákon két módszere van, az polarizált és a nem polarizált sugárzást alkalmazó. A poláros infraspéktrometriához az ásványon egymásra merőlegesen kell felvenni három spektrumot, melyek összege az ún. totál abszorbancia, mely az elnyelő molekula koncentrációjával arányos a Beer-Lambert törvény alapján 1 és 2 egyenletek

$$(1) \quad \bar{A}_{unpol} = \frac{1}{3}(A_a + A_b + A_c) = \frac{1}{3}A_{pol}^{tot}$$

$$(2) \quad c = \frac{A^{tot} \times M_A}{\epsilon \times t \times \rho}$$

ahol a nem poláros abszorbanciák átlagát $A_{a,b,c}$ az irányított poláros abszorbanciát, c a koncentrációt (ppm), t a vastagságot (cm), ρ a moláris abszorpciós együtthatót (mol/L×cm⁻²) jelöli, az M_A a moláris tömeget (g/mol) és ρ a sűrűséget jelöli (g/L.) (Libowitzky, Rosmann, 1996).

A nem poláros módszerrel az infravörös sugárzás polarizálatlanul halad át a kristálytanilag nem orientált mintán, ennek használatához több, min. 10 orientálatlan szemcsének spektruma szükséges, melyek abszorbanciáinak átlagának a háromszorosát véve számítható ki a Beer-Lambert törvényben használható teljes abszorbancia (Kovács et al., 2008; Sambridge et al., 2008). Az utóbbi módszerrel mértem mintáimat, mert az előkészítés egyszerűbb, a mérések gyorsabbak, az eredmény pontossága pedig összevethető a poláros módszerével. A mintákból 5 cm-szer 5 cm-es, kb. 150 µm vastagságú, egyik oldalán polírozott vékonycsiszolat készült, melyből kb. 10-10 plagioklászra hajtottam végre a mérést. A mérendő fenokristályok kiválasztásánál a következőket vettem figyelembe: (1) a szemcse jól feltárt, mátrix nem fedi a kijelölt mérési helyet, (2) a megmintázható térfogata üde az ásványnak, (3) nincsen benne sem olvadék, sem más (pl. akcesszória) zárvány. A víztartalom homogenitásának meghatározása céljából mintánként minimum egy profilmerést is csináltam.

Az FTIR méréseket a Bünygyi Szakértői és Kutatóintézetben végeztem, egy Bruker Vertex 70-es spektrométer és egy Bruker Hyperion 1000-es inframikroszkóp használatával. Az apertúra 100 µm-szer 100 µm-es volt. Egy-egy adott spektrum 4 cm⁻¹

névtelen felbontással, 128 leolvasás átlagával, 400 cm⁻¹-től 4000 cm⁻¹-ig került felvételre (részletesebb leírás Biró et al. (2016)-ban található).

A spektrumokat az OPUS szoftverrel értékelttem ki. A spektrumokat háttérkorrekció nélkül a hidroxil elnyelési sávjainak a tartományában, 3052 és 3746 cm⁻¹ között, integráltam (A_{unpol}) meghatározása érdekében. Az integrált területeknek az átlagát véve az 1 egyenlettel közelíthető a teljes poláros abszorbancia (Kovács et al., 2008; Sambridge et al., 2008).

A teljes abszorbancia a Beer-Lambert törvény szerint a sugárzást elnyelő komponens koncentrációjával arányos a 2 egyenlet szerint. A plagioklászok sűrűségét minden esetben 2680 g/L-nek vettem. Az 1 moláris abszorpciós együtthatóként plagioklászra specifikus értéket használtam: $202\,600 \pm 20\,260\text{ L}/(\text{mol H}_2\text{O} \times \text{cm}^2)$ (Mosenfelder et al., 2015). A mintavastagságokat Mitutoyo mikrométerrel ($\pm 1\text{ }\mu\text{m}$ pontossággal) lemérve minden minta koncentrációját 1 cm-es vastagságra normáltam.

A plagioklászba a víztartalom szerkezeti hidroxilként épül be, mely ~3200 cm⁻¹ körül okoz egy széles elnyelési sávot, ezen kívül ~3400 cm⁻¹ és ~3600 cm⁻¹ körül jelentkeznek kisebb sávok (Johnson, Rosmann, 2003; Mosenfelder, Rossmann, 2015). A plagioklász víztartalmának mennyiségi kiértékelésében kihívás, hogy a zárványokban előforduló molekuláris víz ~3400 cm⁻¹-es sávja átfedhet, a ~3200 cm⁻¹-es hidroxil rezgésekkel. Mivel a plagioklászban nincsen szerkezeti molekuláris víz, így a szerkezeti hidroxil alacsonyabb hullámszámnál jelentkező ~3200 cm⁻¹-es sávja jól elkülöníthető, ahol a magasabb hullámszámhoz tartozó sáv intenzívebb, ott az olvadékzárványok hatását feltételezhetjük.

Az integrált abszorbanciák átlagát kétféle válogatási módszerrel származtattam: a „száraz” módszerrel első körben a mintaelőkészítésből származó maradék szervesanyaghoz (pl. ragasztó, kanadabalsam) tartozó (~2900 cm⁻¹) elnyelési sávokkal rendelkező spektrumokat zártam ki, és ahol a ~3600 cm⁻¹ körüli, átalakulásból származó, OH-tartalmú rétegszilikátok sávjai intenzívek voltak. Ezután azokat az adatokat tartottam meg, ahol az abszorbancia a legkisebb integrált abszorbanciának legfeljebb 3-szorosa. Így homogén víztartalom-eloszlást feltételezve csak a zárvány- és átalakulás mentes plagioklászok adatait vettük figyelembe. A 'nedves' kiértékelési módszernél csak az intenzív szervesanyag-sávokat tartalmazó spektrumokat hagytam ki, ott az olvadékzárványok és az átalakulási termékek hatása érvényesül a kapott plagioklász-víztartalmakban.

2.2. Egyéb vizsgálatok

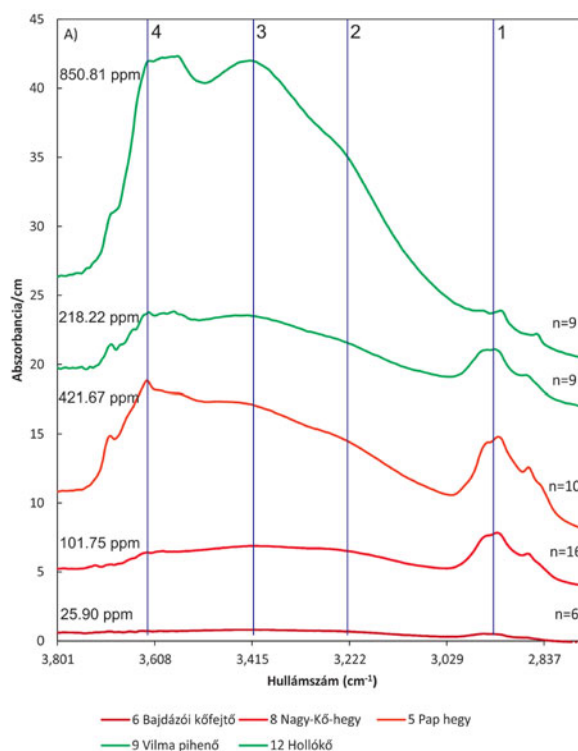
Hogy a fenokristályok víztartalma összevethető legyen a minták geokémiai tulajdonságaival, a kőzetekből teljes kémiai elemzés is készült (LiBO₂ oldatos ICP-MS és ICP-OES módszerrel), valamint egyes fenokristályok főelem összetételének meghatározására is sor került mikroszkópia (EMPA) elemzéssel. A főelemeket és egyes nyomelemeket induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometriával (ICP-OES) határozták meg egy Jobin Yvon Ultima 2C spektrométeren. A nyomelemeket, beleértve a ritkaföldfémeket is Perkin-Elmer SCIEX ELAN DRC II induktív csatolású plazma tömegspektrométerrel (ICP-MS) mérték. A mérések helyszíne a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet volt.

A szöveti bélyegek, mállottság és ásványos összetétel ismerete érdekében a rendelkezésre álló minták vékonycsiszolatain petrográfiai elemzést hajtottam végre az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékének hallgatói mikroszkópjával, valamint fényképfelvételek készültek az egyes csiszolatok reprezentatív ásványairól a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben.

3. Eredmények

3.1. FTIR vizsgálat és magmás víztartalom számítása

Az egyes minták reprezentatív, átlagolt, 1 cm vastagságra normált spektrumait mutatja be az (1. ábra, 2. ábra). A főbb elnyelési sávok (1) ~2900 cm⁻¹-nél, (2) ~3200 cm⁻¹-nél, (3) ~3400 cm⁻¹-nél, (4) ~3600 cm⁻¹-nél vannak.

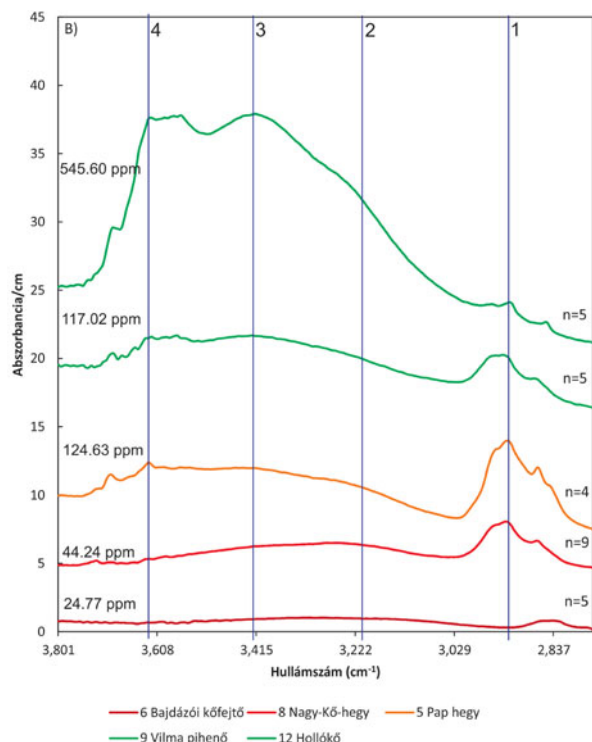


1. ábra – „Nedves” kiértékelés átlagspektrumai 1 cm-re normálva

A 'száraz' becslés alacsonyabb, 25 ppm-től 546 ppm víztartalmakat adott, a 'nedves' becslés valamivel nagyobb, 26-851 ppm körüli értékeket. A kapott mennyiségek összhangban vannak a szakirodalomokban eddig publikált víztartalmakkal (Johnson, 2003; 2005; Hamada et al., 2011; 2013; Mosenfelder, Rossmann, 2015). Legjobban a Johnson (2005) által közölt, dácitból származó plagioklász és a Hamada et al., (2011) által közölt plagioklászok víztartalom adatai közé illeszkednek az értékek.

Az első kitörési szakasznak a mintái vízszegények: 24, illetve 44 ppm a víztartalmuk, a második kitörési szakaszból, 124 ppm-es a plagioklászok víztartalma, míg a harmadik kitörési szakasznak a legmagasabb, 117 és 545 ppm-mel.

A plagioklászok víztartalmából a Hamada et al., (2013) által közölt, bazaltos magmára meghatározott megoszlási együttható és a 'száraz' módszer használatával az első kitörési fázisban 0,3

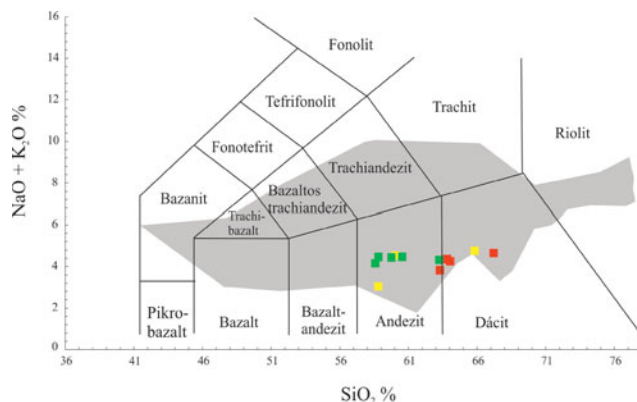


2. ábra – 'Szárász' kiértékelés átlagspektrumai 1 cm-re normálva

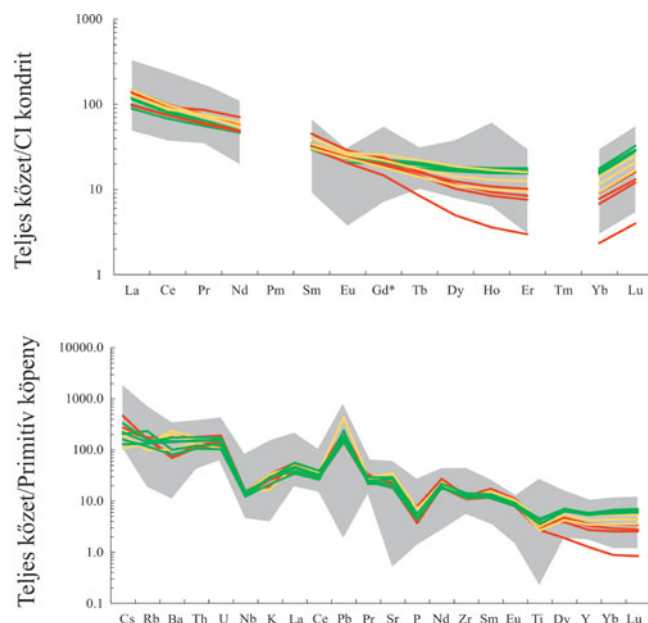
–0,55 t.%, a második kitörési fázisban 1,56 t.%, a harmadikban 1,46–6,82 t.% a magmás víztartalom.

3.2. Geokémiai vizsgálatok

A teljesközet adatokat TAS diagramon ábrázolva (3. ábra) a minták az andezites és a dácitos mezőkbe esnek. Az első vulkáni szakasz kőzetei (pirossal) magasabb SiO_2 tartalommal és kisebb alkália tartalommal jellemezhetők. A második vulkáni szakasz mintái (sárgával) átmenetet képeznek a SiO_2 tartalom és a kőzettípus szerint is, de ezek érik el a legnagyobb össz-alkália tartalmat, melynek oka a hidrotermális felülbélyegzés lehet. A harmadik szakasz mintái (zölddel) andezitesek, kis SiO_2 tartalommal. A szürke mezőben a Kárpát-medence miocén vulkanitjainak geokémiai adatai vannak feltüntetve referen-



3. ábra – TAS diagram: 1. szakasz – piros, 2. szakasz – sárga, 3. szakasz – zöld, a Kárpát-medence miocén vulkanitjainak eddig publikált referencia adatai – szürke (Kovács, Szabó, 2008)



4. ábra – Normált nyomelemdigramok, a színek a 3. ábrával azonosak

ciaként a Kovács, Szabó (2008)-ban közöltek alapján. A börsönyi minták a Kárpát-medence középső miocén vulkanitjai között az alkáli elemekben szegényebb, SiO_2 -ban gazdag, neutrális területre esnek.

A kondritra normált sokelemes diagramon (Nakamura, 1974) (4. ábra) ritkaföldfém eloszlás felfelé konkáv, sima, anomália nem látszik rajta, a minták könnyű ritkaföldfémekben (La-tól Eu-ig) jobban, nehéz ritkaföldfémekben (Gd-tól Lu-ig) kevésbé dúsultak.

Az első kitörési szakasz termékei a többinél kissé gazdagabbak Nd, Sm és Eu-ban. A második kitörési szakasz mintái a legmagasabb La-anomáliát mutatják, a nehéz ritkaföldfémek aránya az első és a harmadik szakasz közötti. A harmadik vulkáni szakasz a könnyű ritkaföldfémekben kisebb mértékben gazdagodott míg nehéz ritkaföldfémekben kevésbé van elszegényedve, mint az idősebb vulkanitok.

A Sun és McDonough (1988) alapján primitív köpenyre normált nyomelem diagramot (4. ábra) a Cs-tól a Lu-ig szegényedő minta jellemzi. A Börsöny kőzeteinek nagy ionrádiuszú litofil (LIL) elemekben való dúsulása és a nagy térerejű (HFS) elemek enyhe kimerülése figyelhető meg rajta. Pozitív anomáliát mutat a Cs, Ba, Rb, U, Pb, La, Sr, Nd, Sm esetében. Negatív anomália figyelhető meg a Nb, P, Zr, Ti, Y elemeknél.

Az inkompatibilis nyomelemek a vulkanizmus időbeli előrehaladásával enyhe csökkenést mutatnak.

4. Konklúziók

A plagioklászok víztartalmának becslése a „szárász” kiválogatási módszerrel realitás, mivel a kapott abszorbancia értékben az esetleges olvadékszárnyak és mállástermékek víztartalma növelné a plagioklász számított szerkezeti víztartalmát, ezzel hibát vinne a magma víztartalom becslésébe. Ez a módszer egy konzervatív becslést adott. A 'nedves' módszer csak az erős agyagásványos sávokkal rendelkező spektru-

mokat zárja ki, minden integrált abszorbanancia érték benne van. Használata azért indokolt, mert a molekuláris vizet tartalmazó zárványok származhatnak a szerkezeti hidroxil szételegyedéséből is, ezért a vizsgálatukból kapott érték – bár nagyobb fenokristály-víz tartalmat fog adni – lehet, hogy a kitörés előtti víz tartalmat jobban közelíti.

A korábbi munkákban azt tapasztalták (Hamada et al., 2011; Johnson, 2005), hogy az idősebb kitörési termékekből származó plagioklászokban nagyobb a víz koncentrációja. Ezt annak tulajdonították, hogy a gyorsabban felemelkedő magma kisebb mértékű vízvesztést, kigázosodást szenved, valamint a forrárségió vízben gazdagabb.

A Börzsönyi minták ezzel ellentétes trendet mutatnak, ahol az első fázis földpátjai vízben szegényebbek, mint a későbbi kitörési szakaszok mintái. A teljes kőzetek fiatalodásával csökkenő nyomelemarányok viszont azt sugallják, hogy a forrárségió folyamatosan merül ki a vulkáni működés fejlődésével, így logikus lenne feltételezni, hogy a víz tartalom is hasonló trendet követ. Ezt az ellentmondást az eruptív folyamatok sajátosságai miatt tapasztalhatjuk.

Amennyiben a magma vastag lávafolyást, lávadómot alkotva tör a felszínre, a lassú lehűlésnek köszönhetően a plagioklász víz tartalma a magas hőmérsékleten és kis nyomáson a nagymértékű diffúzió hatására csökkenhet. Ez alacsony és homogenizálódott fenokristály víz tartalmakhoz vezethet (Bíró et al., 2016). Az első kitörési fázis esetében lávadómból származó szálkőzet és lávadómkitörés áthalmozott terméke (Nagy-Kő-hegyi breccsa ld. Karátson et al., 2000; Karátson, 2007) lett megmérve, melyeknél a fent leírt folyamat nagyon valószínű. A kitörést követő lassú lehűlés tehát jelentős diffúziós vízvesztést okozhat a földpátokban, mely a piroklasztit kőzeteket is befolyásolja, de pl. piroklasztitok talpáról történő mintavétellel a hatás minimalizálható (Bíró et al., 2016; Wallace et al., 2002)

Habár a geokémiai indikátorok a Börzsöny vulkáni fejlődésével, a magmák mobilis elemekben való kimerülését mutatják, a víz tartalmaknál éppen fordítottan tűnik ez a tendencia. Figyelembe kell venni azonban a következőket: (1) plagioklászok által maximálisan befogadható hidroxil mennyiséget (pl. rehidratációs kísérlettel) nem vizsgáltam, (2) egyelőre nem áll rendelkezésre megfelelő megoszlási együttható, mely a plagioklász és az olvadék víz-illótartalma közötti összefüggés felzikus-neutrális kőzetekre alkalmazható, (3) a különböző genetikájú kitörési termékek még ha azonos olvadékból származnak is (pl. Johnson, 2005, Mount St. Helens) az eruptív folyamatoktól függően más-más mértékben őrzik meg a kitörés

előtti víztartalmat. Fontos kiemelni, hogy a mért adatokat mindig a fizikai vulkanológiai jelek ismeretében kell értékelni.

Köszönetnyilvánítás

A jelen munka elkészítését az OTKA K119740 pályázat és a Bolyai János Posztdoktori ösztöndíj támogatta Kovács István János részére

Irodalomjegyzék

- Bíró, T., Kovács, I., Király, E., Falus, G., Karátson, D., Bendő, Z., Fancsik, T., Sándorné, J. K. (2016): *European Journal of Mineralogy* DOI: 10.1127/ejm/2016/0028–2515.
- Hamada, M., Kawamoto, T., Takahashi, E., Fujii, T. (2011): *Earth and Planetary Science Letters*, 308/1–2, 259–266.
- Hamada, M., Ushioda, M., Fujii, T., Takahashi, E., (2013): *Earth and Planetary Science Letters* 365, 253–262. Johnson, E. A., Rossman, G. R. (2003): *American Mineralogist*, 88/1, 901–911.
- Johnson, E. A. (2005): Magmatic water contents recorded by hydroxyl concentrations in plagioclase phenocrysts from Mount St. Helens, 1980–1981. In *Goldschmidt Conference Abstracts 2005* (Vol. A743).
- Karátson, D., Márton, E., Harangi, Sz., Józsa, S., Balogh, K., Pécskay, Z., Kovácsvölgyi, S., Szakmány, Gy., Dulai, A. (2000): *Geologica Carpathica*, 51/5, 325–343.
- Karátson, D. (2007): A Börzsönytől a Hargitáig (Karátson D., Ed.). Budapest: Typotex Kiadó
- Kovács, I., Hermann, J., O'Neill, H. St. C., FitzGerald, J., Sambridge, M., Horváth, G. (2008): *American Mineralogist*, 93, 765–778.
- Kovács, I., Szabó, C. (2008): *Journal of Geodynamics*, 45/1, 1–17.
- Libowitzky, E., Rossman, G. R. (1996): *Physics and Chemistry of Minerals*, 23, 319–327.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., (1988): *Chemical Geology* 70/1–2, 12–112.
- Mosenfelder, J. L., Rossman, G. R., & Johnson, E. A. (2015): *American Mineralogist*, 100/5–6, 1209–1221.
- Nakamura, N. (1974): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38/5, 757–775.
- Nazzareni, S., H. Skogby & Zanazzi P.F. (2011): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 275–288.
- Okumura, S. (2011): *European Journal of Mineralogy*, 23/5, 771–778.
- Sambridge, M., Gerald, J. F., Kovács, I., O'Neill, H. S. C., Hermann, J. (2008). Physical and mathematical development. *American Mineralogist*, 93/5–6, 751–764.
- Wade, J.A., Plank, T. Hauri, E.H. Kelley, K.A. Roggensack, K. Zimmer M. (2008): *Geology*, 36, 799–802.
- Wallace, P. J., Dufek, J., & Anderson, A. T. (2003): *Bulletin of Volcanology*, 65, 105–123.
- Weis, F.A., Skogby, H., Troll, V.R., Deegan, F.M., & Dahren, B. (2015): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16/7, 2127–2146.

SZIHALOM ÉS KÖRNYÉKÉNEK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI ÉS FELSZÍNALAKTANI SAJÁTOSSÁGAI

Pecsmány Péter

okleveles geográfus, Szihalom

e-mail: pecsmany.p@gmail.com

1. Bevezetés

Szihalom a Bükkalja egyik hegylábi hordalékkúpján, a Rima-patak (az Eger-patak Nagytályától a torkolatig tartó szakasza) mentén elhelyezkedő település (1. ábra). A falu és környéke felszínalakítási és fejlődéstörténeti problémákban igen gazdag, bár ezt az avatatlan szemlélő az élénk domborzat hiányában kevésbé érzékeli. Munkámban a terület egyik felszínalakítási érdekességének, egy terasz félszigethegy kialakulását, fejlődését és kultúrtörténeti jelentőségét mutatom be.

2. Módszertan

Munkám elsősorban alapos terepbejárásra épült, ezt egészítettem ki térinformatikai vizsgálatokkal és régészeti megfigyelésekkel, valamint a téma és a terület szakirodalmának feldolgozásával.

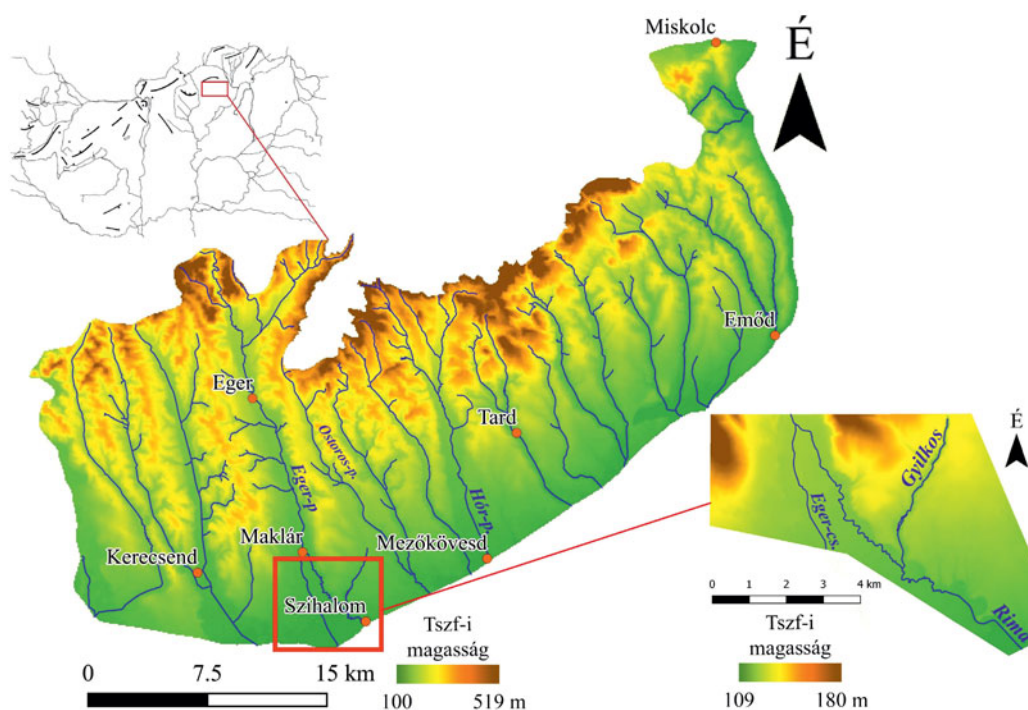
1: 10 000 méretarányú EOTR térképszelvények digitalizálásával elkészítettem Szihalom környékének nagyfelbontású

digitális domborzatmodelljét, melyet QGIS 2.8.3, ArcGIS 10.1 és SAGA GIS 2.1.2. térinformatikai szoftverek segítségével dolgoztam fel.

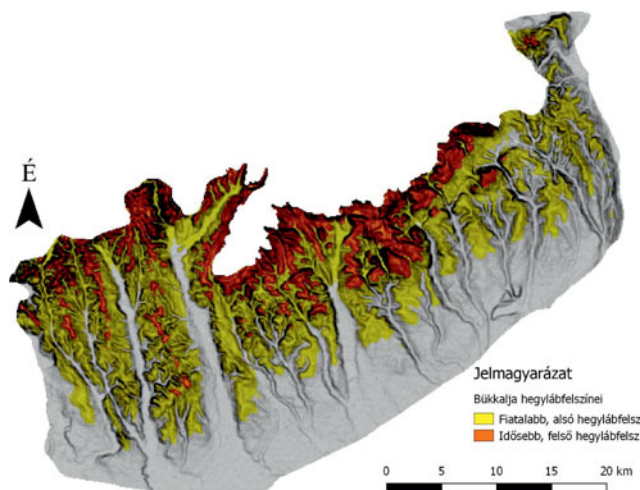
3. A Bükkalja felszínfejlődése

A Bükkalja kettős hegyláb felszínének (Martonné Erdős, 2000, Dobos, 2002, 2006b) (2. ábra) kialakulásáról több elmélet született.

Bulla (1958), Székely (1961) és Pinczés (1961a, 1961b, 1968) a miocén során lejátszódó tönkösödéssel magyarázta közephegységeink felszínének „lépcsős” szerkezetét. Bulla (1958) szerint trópusi tönkfelszínről beszélhetünk, melyet a szerkezeti mozgások daraboltak föl. Pécsi (1997) meglátása az, hogy bár Bulla (1958) megállapítása kétségtelen helyes lehet egyes esetekben, de a fiatalabb hegyláb felszínének (H_2 , H_1 , Q_1) helyzete arra enged következtetni, hogy nem szerkezeti mozgások következtében alakultak ki. Trópusi tönkösödéssel ma már nem lehet magyarázni azt a folyamatot, hogy az alsó



1. ábra – A terület elhelyezkedése



2. ábra – A Bükkalja hegylábfelszínei (Hegedűs, Vágó 2007 alapján készítette: Pecsmány, 2017)

pedimenten a felső-pannóniai és felső-pliocén üledékek közel azonos tszf-i magasságban helyezkednek el, hiszen a pliocén korú üledékek lerakódása esetében már az éghajlati körülmények sem álltak fönn (Pécsi 1997). Szerinte a hegylábfelszínek félig száraz éghajlat alatt, oldalazó (laterális) és felszínleöblítő (areális) letarolásnak köszönhetően alakulhatnak ki, és nedves éghajlati körülmények között pusztulnak (Pécsi, 1997).

Ha Pécsi (1997) véleményét elfogadjuk, akkor meglátásom szerint az első hegylábfelszín kialakulását (ami már az erózió áldozatául esett) előbbre, az oligocén végére, miocén elejére (eggenburgi [aquitaniai] korszak) lehetne helyezni. Az oligocén és miocén határán globális mértékben folyamatosan csökkent a hőmérséklet és az éghajlat is szárazabbá vált (Monsbruger et al., 2005). A mezőnyáradí fűrásban (Mn-2) az egri korú (késő-oligocén) homokkőre szárazföldi eredetű kavicsanyag, limonitos homokkő, homokos agyag, kavicskő települt (Kőrössi, 2004). Ezt a szárazföldi eredetű réteget több szintben is, 2400 métertől 2000 méterig, maradványtalajos rétegek tagolják. A rétegekben helyenként megjelenő karbonátgumók száraz éghajlatra utalnak (Petrik, 2016) ami feltételezheti az esetleges pedimentációt; viszont a tardi (Tard-1) fűrásban már csak néhány tíz méter vastag durvatörmelékes, maradványtalajos réteget találunk. Lehetséges, hogy ez a réteg jórészt az erózió áldozatának esett (Petrik, 2016).

Hevesi (1986; 2002b) és Dobos (2002; 2006a) viszont az ottngi-kárpáti-bádeni korszakra helyezi az első hegylábfelszín kialakulását, ami igaz is a kárpáti korszakban, de az ottngi és bádeni korszakban az éghajlati feltételek a pedimentációt nem teszik lehetővé, inkább tönkösödés játszódhatott le, mivel Pálffy et al. (2007) a szintén ottngi korú ipolytarnóci flórát a mai DK-Ázsia szubtrópusi erdeihez hasonlította, ahol a csapadék mennyisége 1800 mm körül alakulhatott, az évi középhőmérséklet pedig a 18 °C-ot is meghaladhatta.

A késő-miocén szarmata korszakában ismét globális méretű éghajlatváltozás következett be, amely változás előidőzője nagy valószínűséggel a Himalája és Tibet kiemelkedése, valamint a sarkok jégtakarójának megnövekedése volt (Vincent et al., 1985, Kennet, Barker, 1990). Ennek következtében a Paratethys is visszahúzódott a Bükk előteréből. A hőmérséklet

a miocén folyamán fokozatosan csökkent (Shackleton, Kennett, 1975, Hevesi, 1986, Zachos et al., 2001), a Pannon-medencében az éghajlat szárazabbá vált, a csapadék évszakonkénti eloszlása is nagymértékben megváltozott (Crowley, North, 1991). Az ősnövény-maradványok mediterrán éghajlatot tükröznek, ahol a csapadék mennyisége 1000 mm-nél kevesebb volt, az évi középhőmérséklet pedig 15 °C körül alakulhatott (Erdei et al., 2007). Tehát adottak voltak az éghajlati feltételek a pedimentációra. Télen a domborzat formálásában a csapadék-, folyóvizek, nyáron a hőmérséklet-ingadozás okozta aprózódás, valamint a szél felszínalakító tevékenysége volt jelentős. Hevesi (1986, 1990) ebben a korszakban is feltételezi a hegylábfelszín képződést.

A kora-pannóniaiban a Bükk szarmatában szárazulattá vált D-i és DK-i peremét az előrenyomuló Paratethys ismét elöntötte, laza agyagos – homokos üledékeket lerakva (Vitális, 1977; Hevesi, 2002a; Dobos, 2002; 2006a; b). A miocénban zajló attikai hegységképződés következtében a Bükk és az Alföld közötti szintkülönbség megnövekedett. A szerkezeti mozgások hatására a hegység déli pereme tovább tagolódott kialakítva a Tard-Bükkaranyosi boltozatot, valamint a Bogács-Cserépfalui- és a Novaji süllyedéket (Hevesi, 2002a; Dobos, 2002).

A hegylábfelszín képződés második szakaszát a miocén sümegi és bélbaltavári időszakra tehetjük (Hevesi, 2002a; Dobos, 2002). A fauna vizsgálatok alapján az évi csapadékmennyiség 976 és 424 mm között lehetett (Van Dam, 2006; Fortelius et al., 2006). Az ekkor lezajló szerkezeti mozgásoknak köszönhetően a Déli-Bükk jelentősen megemelkedett, ezzel tekintélyesen növekedett a peremi területek felé a magasságkülönbség. A magasságkülönbség, a félszáraz-száraz éghajlat, valamint a hegységből kifutó vízfolyások lineáris illetve areális eróziója jelentős szerepet játszott a felszín egyengetésében (Pinczés et al., 1993; Dobos, 2002; 2006a), ekkor kezdődik meg a Bükkalja hordalékkúpjának kialakulása és fejlődése is. A Bükkből érkező, nagyrészt záporpatak jellegű vízfolyások kiterjedt deltákat építettek a Pannon-beltőbe, melyek újjasan kapcsolódtak össze egymással (Pinczés, 1978).

A hegység emelkedésének és az Alföld süllyedésének köszönhetően az eredetileg közel vízszintes miocén korú felszínek kibillantek. Ezen kibillant és a folyóvízi erózióknak köszönhetően környékük fölé magasodó, 300–360 méteres abszolút magasságú tetők alkotják a megmaradt idősebb hegylábfelszínt (Dobos, 2002; 2006a).

A pliocén ostromontiai, rusciniái és kora-villafrankai, csarnó-tai szakaszában zajló rodáni és új-román szerkezeti mozgásoknak köszönhetően a Bükk ismét emelkedni kezdett. Ekkor már állandó vízfolyások feldarabolták a felszínt (Hevesi 2002a), elkezdődik a Bükkalja völgyeiben a teraszok kialakulása (Pecsmány, 2016; 2017).

A pliocén–pleisztocén határán ismét alkalmasak voltak a feltételek a hegylábfelszín képződésre. A villányi korszakban lezajló pedimentációs folyamatok következtében kialakuló hegylábfelszín fokozatosan nőtt az idősebb pediment kárára. Maradványait 200 és 280 méteres abszolút magasságban nyomozhatjuk (Vágó, 2012). Ez a fiatalabb hegylábfelszín képezi a hordalékkúp északi határát (Pinczés, 1978).

A negyedidőszaki szerkezeti mozgások és éghajlatváltozások tovább darabolták a kettős hegylábfelszínt (Dobos,

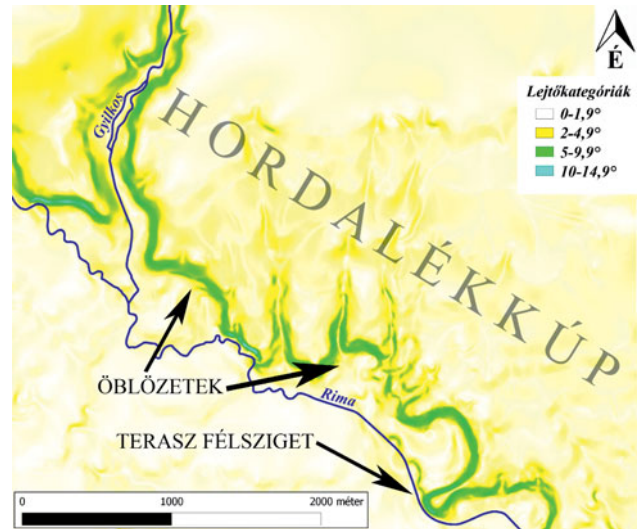
2002, 2006a) és a hordalékkúp fejlődésében is minőségi változást eredményeztek. A pliocén és a pleisztocén határát a Bükk környezetében a kavics anyag megjelenése jelzi (Pinczés, 1978). Északon a fiatalabb hegyláb felszínnel érintkező hordalékkúp vastagsága néhány méter, délen Szihalomnál már a 80 métert is eléri. Az üledékek északról dél felé haladva folyamatosan finomodnak. A hordalékkúp önfejlődéséből adódóan a vízfolyás lerakott hordalékába sok esetben belemart és áttelepítette azt fiók hordalékkúpokat hozott létre (Pinczés, 1978), ebből következik az is, hogy pontos korukat igen nehéz meghatározni. Pinczés (1978) a Budapest-Füzesabony-Miskolc vasútvonal mentén két részre osztja a hordalékkúpot. A vonaltól északra fekvő része az idősebb, délebbre fekvő része fiatalabb. A kettőt egymástól törésvonal választja el, ezért fejlődésüket a szerkezeti mozgások jobban befolyásolták, mint a hordalékkúp „önfejlődése” (Pinczés, 1978). Szihalom az idősebb és a fiatalabb hordalékkúp határán helyezkedik el.

4. Szihalom domborzati viszonyai

Az imént már említett hordalékkúp építésében az Eger-patakon kívül nagy valószínűséggel az Ostoros-patak is részt vett, sőt az sem lehetetlen, hogy keleti szárnyának építésébe a Hór is bekapcsolódott, mivel a terület környezetéhez képest a negyedidőszak során erőteljesen süllyedt, így magához vonzhatta az említett vízfolyásokat (Pinczés, 1978). A hordalékkúp képződése eltérő intenzitással a pleisztocén végéig tartott. Valószínűleg az Eger II. sz. teraszának kialakulásakor még élő hordalékkúpot alkotott.

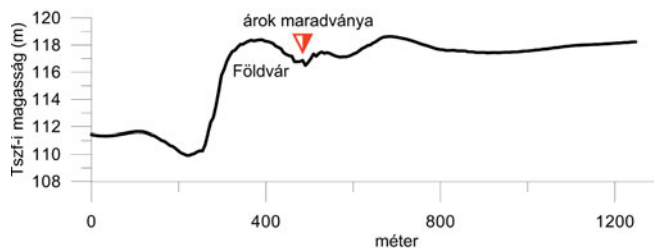
A holocén során lejátszódó szerkezeti mozgások következtében az Alföld ismételt többször megsüllyedt (Pinczés, 1978; Hevesi, 2002a; b). Ezekről a holocénben lejátszódó szerkezeti mozgásokról tanúskodik a Rima-patak szihalmi magaspártja is. A Bükk és az Alföld között újra megnövő szintkülönbségnek köszönhetően az Eger/Rima-patak mozgási energiája megváltozott, bevágott a hordalékkúpba és jelentős részét áttelepítette. Ekkor kezdett kifermálódni az Eger/Rima-patak I. sz. teraszfelszíne is. Bár kétségtelen, hogy az éghajlatváltozások is részt vettek a párkánysík fejlődésében, de a szerkezeti viszonyok meghatározóbbak lehettek, hiszen a Nagytályaánál kettéváló Eger-patak csak ezen ága teraszos. A teraszfelszín formálásában nyilvánvaló, hogy a szerkezeti viszonyok és az éghajlatváltozások együtt hatottak, hiszen az egyensúlyi helyzet beálltával a Rima elkezdett kanyarulatokat fejleszteni. A holocén preboreális, atlanti, szubboreális, szubatlanti korszak egyes szakaszaiban az oldalazó (laterális) erózió volt jelentős (Gábris, 1995), mely a teraszfelszín további pusztulásában játszott nagy szerepet. A kanyarulatképződés és -vándorlás során a Rima a meander külső ívének fokozatosan belemart a teraszba, míg belső ívében nem, vagy csak kevésbé erodálta, így létrehozva kisebb-nagyobb öblözeteket és egy terasz-félszigetet, melyek a területéről készült lejtőkategória térképén is szépen kirajzolódnak (3. ábra). Ezt a jelenséget a Rima magaspártjánál még most is jól megfigyelhetjük, ahol az oldalazó erózió okozta partpusztulás máig jelen van, a kanyarulat vándorlása alámossa a magaspártot.

A teraszfélsziget bronzkorban valószínűleg szigethegy volt (szemi-antropogén terasz szigethegy), hiszen a bronzkori ember nem várta meg, hogy a Rima vágja le a félsziget elkeskenyedő



3. ábra – A terület lejtőkategória térképe (Pecsmány, 2014)

részt, hanem árokkal átvágta, ezzel jól védhető magaslati helyet alakított ki, melynek központi részére tell típusú földvárat emelt (Sári, 2007). Az árok mára már részben feltöltődött, de nyomait még felfedezhetjük és a domborzatmodellből készült délnyugat-északkeleti hossz szelvényen is felismerhető (4. ábra). De nem csak a bronzkori ember számára nyújtott menedéket a hordalékkúp terasz, hanem a jelenlegi település is ezen területen.



4. ábra – Az árok maradványát bemutató hossz-szelvény

Szihalom utcahálózata a XX. századig szépen követte a hordalékkúp terasz futását, azonban az elmúlt évtizedekben már az ártéri terület beépítése is megtörtént. A terepbejárásaim során előkerült legrégebbi cseréptöredék az alföldi vonalvezetésű kultúra jegyeit hordozza magán, vagyis neolitikus korú, kb. 6500–7500 éves lehet. A ^{14}C izotópos vizsgálatok adatai alapján a teraszfelszín legkorábban már Kr.e. 3650 körül lakott volt (Horváth et al., 2008), ami azt jelenti, hogy a Rima-patak I. sz. hordalékkúp teraszát nagy valószínűséggel a holocén atlanti szakaszában már a nagyobb áradások sem öntötték el. A párkánysík Duna teraszokkal való párhuzamosítása, az eltérő szerkezeti mozgások miatt nem lehetséges (Pinczés, 1957; Pecsmány, 2017).

Nagy valószínűséggel a hordalékkúp feldarabolódása a holocén csapadékosabb szakaszaiban kezdődött meg, erre utal néhány belemélyülő eróziós völgy is. A holocénben megjelenő, a hordalékkúpot kettévágó Gyilkos-patak hajdanán jelentős mennyiségű vizet szállíthatott a területre, erre utal mély eróziós völgye is. A plusz vízmennyiség jelentősen megnövelhette a Rima munkavégző képességét, napjainkra azonban a Gyilkos már időszakos vízfolyássá vált, csak hóolvadás és nagyobb esőzések idején szállít vizet, melyre alsó és felső szak-

szán a meder megléte utal. Völgyének nagy részét napjainkban az intenzív mezőgazdasági tevékenység és lejtőmarásos folyamatok lankásítják, melynek hatására a meder is feltöltődik.

5. Összegzés

Szíhalom és környékének felszínfejlődése elválaszthatatlanul összefügg a Bükkalja felszínének fejlődésével, hiszen a hordalékkúp kialakulása egyidős a Bükkalja hegylábfelszíneinek kialakulásával. A hordalékkúp képződése a pleisztocén végéig eltérő intenzitással zajlott.

A terület eróziós és deráziós völgyekkel való feldarabolódása a pleisztocén végén, a holocén elején kezdődik meg, azonban több mint 5 ezer éve az ember is aktívan bekapcsolódott a felszínformálásba, ezt bizonyítják az előkerült régészeti leletek és a vidék geomorfológiai érdekességére, egy terasz félszigetegyre épült tell típusú bronzkori földvár is.

Irodalomjegyzék

- Bulla, B. (1958): Földrajzi Értesítő, 7, 257–274.
- Crowley, T. J., North, G. R. (1991): Paleoclimatology. Oxford University Press, New York, 339.p.
- Dobos, A. (2002): Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. 217–227.
- Dobos, A. (2006a): Acta Academiae Paedagogicae Agriensis. Nova Series Tom. XXXIII. Sectio Pericemonologica, Eger, 47–70.
- Dobos, A. (2006b): OTKA beszámoló. Eszterházy Károly Főiskola, Környezettudományi Tanszék, Eger. 42
- Erdei, B., Hably, L., Kázmér, M., Utescher, T., Bruch, A. A. (2007): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology Volume, 253, 115–140.
- Fortelius, M., Eronen, J., Liu, L., Pushkina, D., Tesakov, A., Vislobokova, I., Zhang, Z. (2006): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238, 219–227.
- Gábris, Gy. (1995): Földrajzi Közlemények, 43/1–2, 3–10.
- Hegedűs, A., Vágó, J. (2007): microCAD International Science Conference, 2007. Miskolc. 47–52.
- Hevesi, A. (1980): Földtani Közlöny, 110/3–4, 540–550.
- Hevesi, A. (1986): Kandidátusi értekezés, Budapest, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. 187. p.
- Hevesi, A. (1990): Magyar Földrajzi Társaság, Budapest. 67. p.
- Hevesi, A. (2002a): A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz Cs. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. 15–22
- Hevesi, A. (2002b): A Bükki Nemzeti Park. Szerk.: Baráz Cs. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. 83–108.
- Horváth, T., Svingor, S. É., Molnár, M. (2008): Radiocarbon, 50/3, 447–458.
- Kőrössi, L. (2004): Általános Földtani Szemle, 28, 9–120.
- Kennet, J. P., Barker, P. F. (1990): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Result, 113, 937–960.
- Martonné Erdős, K. (2000): Kézirat, Debreceni Egyetem. Letöltve: <http://geo.science.unideb.hu/taj/dokument/bukk.doc>
- Monsbruger, V., Utescher, T., Dilcher, D. L. (2005): Proceedings of the National Academy of Sciences, 7.p.
- Pálfy J., Mundil, R., Renne, P. R., Bernor, R. L., Kordos L., Gasparik M. (2007): Earth and Planetary Science Letters, 258, 160–174.
- Pécsi, M. (1997): Szerkezeti és vázlatalképződés Magyarországon. Tekintettel a deráziós – korráziós – domborzatalakulásra, talajhordalék- és üledékképződésre a negyedidőszak során. MTA FKI, Budapest. 295. p.
- Pecsmány, P. (2014): Diáktudomány – A Miskolci Egyetem Tudományos Diákköri Munkáiból. TDT VII. kötet. Miskolci Egyetem Sokszorosító Üzem, pp. 27–31. ISSN 2062-07-21
- Pecsmány, P. (2016): Diáktudomány – A Miskolci Egyetem Tudományos Diákköri Munkáiból. TDT IX. kötet. Miskolci Egyetem Sokszorosító Üzem, pp. 22–27. ISSN 2062-07-21
- Pecsmány, P. (2017): Diplomamunka, Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar, DOI: 10.13140/RG.2.2.14094.15688 90. p.
- Petrik, A. (2016): Doktori (Ph.D.) értekezés. ELTE-TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék. Budapest. 264.p.
- Pinczés, Z. (1957): Földrajzi Értesítő, 6, 29–43.
- Pinczés, Z. (1961a): Földrajzi Értesítő, 9, 463–477.
- Pinczés, Z. (1961b): Kandidátusi értekezés. 264. p.
- Pinczés, Z. (1968): MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Természetföldrajzi Dokumentáció 7, 32–39.
- Pinczés, Z. (1978): Alföldi Tanulmányok. Békéscsaba, 49–69.
- Pinczés, Z., Martonné Erdős K., Dobos A. (1993): Földrajzi Közlemények, 41, 149–162.
- Sári, Zs. (2007): Szíhalom anno – Fejezetek a falu múltjából. Szíhalom Község Önkormányzata, Szíhalom. 7–22. ISBN 978-963-06-2176-2
- Shackleton, N. J., Kennet, J. P. (1975): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, US Government Printing Office, Washington DC, 29. pp. 743–755.
- Székely, A. (1961): Kandidátusi értekezés. 762. p.
- Van Dam, J. A. (2006): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238/1–4, 190–218.
- Vágó, J. (2012): Doktori (Ph.D.) értekezés. Miskolc. 111. p.
- Vincent, E., Killingley, J. S., Berger, W. H. (1985): Geology Society of America Memoir, 38, 103–144.
- Vitális, Gy. (1977): Hidrológiai Közlöny, 50/2, 49–55.

ÚJ EREDMÉNYEK A DOMOSZLÓI ANDEZIT RÉGÉSZETI ELTERJEDÉSÉHEZ: AVAR MALOMKÖVEK HAJDÚNÁNÁSRÓL

Péterdi Bálint¹, T. Biró Katalin², Tóth Zoltán³, Bajkai Rozália⁴, Tóth Ivett⁵, Bendő Zsolt⁶

¹ MFGI, Földtani és Geofizikai Gyűjteményi Főosztály, Budapest

² Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest

³ Miskolci Egyetem, Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskola, Miskolc

⁴ MTA Bölcsészettudományi Kutatóközpont, Régészeti Intézet

⁵ ELTE TTK FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tsz.

⁶ ETLE TTK FFI Közettan-Geokémiai Tsz.

e-mail: peterdi.balint@gmail.com

1. Bevezetés, korábbi kutatások, régészeti háttér

A Domoszló (Mátra-hegység) közeli hegyek (Pipis-hegy, Középső-hegy, Hosszú-hegy, Hegyes-hegy stb.) oldalában található őrlő- és malomkő készítő műhely és nyersanyag-kitermelő területeket 2009-ben azonosítottuk (T. Biró, Péterdi, 2011). A hegyoldalakon elszórva találhatóak kifaragott, rontott és töredékes malomkövek, valamint őskori jellegű őrlőkövek is.

Magyarországon csak nagyon kevés csiszolt kőeszköz, illetve szerszámkő-nyersanyag kitermelő helyét sikerült azonosítani, részben azért, mert a szerszámkövek jelentős része helyi nyersanyagból készült. Célul tűztük ki a lelőhelyek és a kitermelt nyersanyag minél pontosabb megismerését (térbeli lehatárolás, anyagvizsgálatok, tipológia) illetve a nyersanyag régészeti elterjedésének feltérképezését.

A korábbi években szisztematikus terepbejárásokat végeztünk, amelyek során a lelőhelyeket a lehető legkevesebb bolygató dokumentációs eljárást alkalmaztunk: GPS-koordináták és méretek felvétele, fotódokumentáció. A helyi nyersanyagot kőzettani és geokémiai módszerekkel vizsgáltuk: polarizációs mikroszkópia és teljeskőzet-kémiai elemzés (ICP-OES, ICP-MS). A csiszolatok és elemzések az MFGI Laboratóriumi Osztályán készültek. A nyersanyag régészeti elterjedésének vizsgálatát a Magyar Nemzeti Múzeum gyűjteményeiben található őrlő- és malomkövek vizsgálatával kezdtük meg 2015-ben (Péterdi et al., 2016a, b). A régészeti elterjedés vizsgálatát kiterjesztettük más gyűjtemények, illetve folyamatban lévő, vagy a közelmúltban zárult ásatások leletanyagára is.

Előadásunkban avar kori malomkövek és malomkőtöredékek vizsgálati eredményeit mutatjuk be, amelyek Hajdúnánás, Mácsi-dűlő lelőhelyen kerültek napvilágra, mintegy 100 km-re Domoszlótól, a Tisza túlsó oldalán (Bajkai, 2012).

2. Vizsgálati módszerek

A Hajdúnánás, Mácsi-dűlőn előkerült malomkövek és töredékek közül kiválasztott reprezentatív mintákon polarizációs mikroszkópos vizsgálatokat végeztünk (vékonycsiszolaton). A domoszlói nyersanyaghoz csiszolatban is hasonlító minták egy részén

teljeskőzet-kémia vizsgálatokat végeztünk (a nyersanyaghoz hasonlóan ICP-OES, ICP-MS elemzések készültek az MFGI Laboratóriumi Osztályán). Lehetőségünk nyílt néhány minta ásványkémiai vizsgálatára is (a SEM-EDX elemzések az ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszékén készültek), amelyek eredményeit a domoszlói nyersanyagból korábban készült hasonló elemzések eredményeivel vetettük össze.

3. Előzetes eredmények

A vizsgált régészeti leletek nyersanyaga nagyon hasonlít a domoszlói típusokhoz mind ásványos-összetétel, mind szövet szempontjából (ld. Péterdi et al., 2016a, b). A teljeskőzet-kémiai összetétel is jó egyezést mutat. A nyersanyag még biztosabb azonosítása érdekében ásványkémiai vizsgálatokat végeztünk ortopiroxén-, klinopiroxén- és plagioklász-fenokristályokon, valamint az alapanyagot alkotó piroxén, plagioklász és opak szemcséken. A régészeti leleteken mért adatok a nyersanyagon mért adatokkal jó egyezést mutatnak.

A domoszlói nyersanyag felhasználását korábbi munkáinkban (Péterdi et al., 2016a, b) bronzkori, szkíta, kora-középkori (IX. század) és kora-újkor (XVII. század) kultúrákban, illetve népeknél igazoltuk. Hajdúnánás, Mácsi-dűlő lelőhelyen a nyersanyag felhasználásának avar kori igazolásával a kitermelés és felhasználás honfoglalás előtti időkben fennálló kontinuitását bizonyítjuk.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetnek, Domoszló község önkormányzatának, valamint az OTKA K 100385 és NK 104533 sz. pályázatának.

Irodalomjegyzék

- Bajkai, R. (2012): *Ruralia* X., 407–427.
- Péterdi, B., T. Biró, K., Tóth, Z., Bertalan, É., Horváth, Zs., Freiler, Á., Beke, Zs., Budai, F. (2016): *Archeometriai Műhely*, XIII/4 (in press)
- Péterdi, B., T. Biró, K., Tóth, Z. (2016): In: Benkó, Zs. (eds.): 7. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, 77–79. (ISBN: 978-963-8321-52-7)
- T. Biró, K., Péterdi, B. (2011): In: Tóth, Vida (szerk.): *Corolla museologica Tibor Kovács dedicata*, 523–534.

SZUBVULKÁNI ÉS VULKÁNI TESTEK AZONOSÍTÁSA ÉK-MAGYARORSZÁGON: BIZONYÍTÉKOK SZEIZMIKUS SZELVÉNYEK ÉS FÚRÁSI ADATOK ALAPJÁN

Petrik Attila¹, Fodor László^{2,3}, Bereczki László^{4,5}, Lukács Réka³, Harangi Szabolcs^{3,6}

¹Department of Earth, Environment and Resources Sciences, University of Naples Federico II, Naples, Italy

²MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

³MTA-ELTE, Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁴ELTE, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest

⁵MFGI, Budapest

⁶ELTE, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: petrik.atus@gmail.com

1. Bevezetés

A különböző kémiai összetételű és genetikájú, miocén–negyedidőszaki vulkáni képződmények közel 100 000 km²-es területen nyomozhatóak a Kárpát-medencében (Szabó et al., 1992; Harangi, 2001; Segedhi et al., 2004; Harangi, Lenkey, 2007). A litoszféra korai extenziójához kapcsolódó robbanásos, szilíciumgazdag vulkáni kitörések nagy mennyiségű piroklasztitot hoztak létre, elsősorban a térség északkeleti részén (pl.: Bükkalja) (Lukács et al., 2015). A késő kora-miocéntől a késő-miocén elejéig tartó színrift fázisban, a litoszféra legjelentősebb megnyúlása idején (Horváth, 1993; Fodor et al., 1999), a mészkáli vulkanitok (pl.: Börzsöny, Mátra) kialakulása a kéregeredetű olvadékok fokozatos csökkenésével járt együtt (Harangi, Lenkey, 2007). Ezzel párhuzamosan megkezdődött az az alkáli bazaltos vulkanizmus, amely káli-ultrakáli magmákkal együtt számos kitörést eredményezett az elmúlt 1 millió évben is.

A vulkáni felépítmények jó része, különösen az Alföld északkeleti részén azonban fiatal üledékekkel fedett, így vizsgálatuk csak fúrások, szeizmikus szelvények, valamint mágneses és gravitációs anomáliatérképek segítségével lehetséges (Zelenka et al., 2004; Kiss, Gulyás, 2005, 2006).

A Bükkaljától délkeletre található Polgári-árok környékén számos eltemetett vulkáni és magmás test figyelhető meg 1,5–2,5 km vastagságú késő-miocén posztrift üledék alatt. A kutatás célja az eltemetett vulkáni felépítmények és magmás testek kitérképezése, értelmezése 3D szeizmikus adattömb (Polgár 3D), valamint fúrási és különböző geofizikai térképek felhasználásával.

2. Kutatási terület

A Polgári-árok a Közép-magyarországi-nyírózóna (MHFZ) északkeleti részén található, ÉK–DNy-i csapású 2–3 km mély neogén süllyedék (1. ábra). Az árok foraminiferák (Makkay et al., 1963; Kóváry, 1990) és dinoflagelláták (Baranyi, 2016) alapján igazolt legidősebb képződményei badeni és szarmata korú homokkövek, agyagmárgák, amelyek piroklasztitokkal váltakoznak (Tiv–6). Erre 1,5–2,5 km vastagságú pannóniai–negyedidőszaki sziliciklasztit (márga, homokkő, aleurolit)

települ, amely az alján sűrűn váltakozik tufaszintekkel (1. ábra, pl.: Tiv–6, Tikeszi–1, Tit–1). A Polgári-árkot számos ÉÉK–DDNy-i csapású en-écheleon középső-miocén transzzenziós vető tagolja (Petrik, 2016).

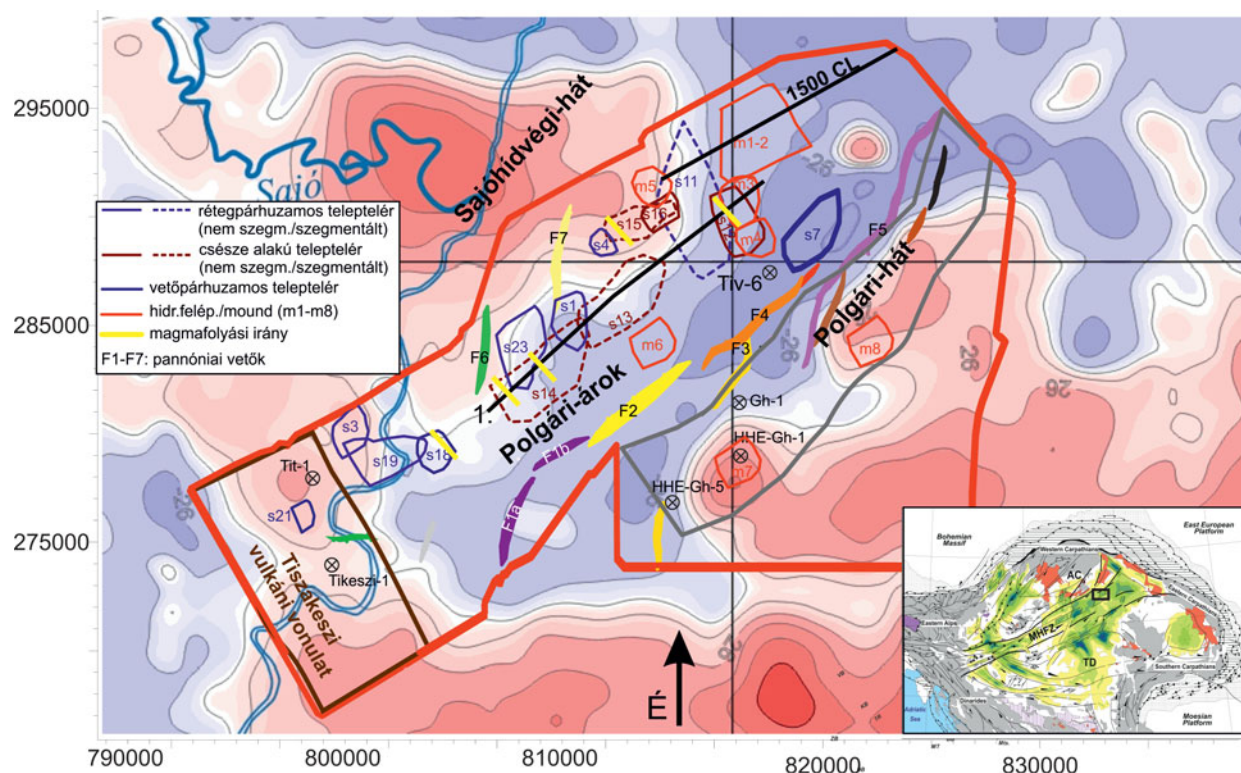
Az árok délkeleti peremét egy KÉK–NyDNy-i csapású szegmentált mestervető (balos eltolódás) jelöli ki (1. ábra, F1–F6 vetők). Ennek fennmaradt talpi blokkjában egy 20–30 km hosszú, vetőpárhuzamos, ~200 km²-nyi összefüggő vulkáni zóna (Polgári-hát) húzódik (1. ábra) (Petrik, 2016). Ez a vulkáni zóna folyamatos pozitív mágneses anomáliával, valamint 1–1,5 km mélységű miocén mágneses hatóval (Posgay, 1967) jelentkezik. A fúrások tanúsága alapján több száz méter vastag piroklasztit (főként riolitit) és lávakőzet (riolit, andezit) építi fel (1. ábra, HHE–Gh–5, Gh–1). A HHE–Gh–1-es fúrás a részletes magvizsgálati jelentés alapján 50 m vastag zeolitosodott bontott tufát és hidrotermás breccsát is harántolt, amely utólagos hidrotermás átalakulást szenvedett (Földessy, Kupi, 2009). A vulkáni felépítményekre mindenhol ~1 km vastagságú pannóniai–negyedidőszaki homokkő–aleurolit–agyag települ.

3. Módszer

A vizsgálathoz a HHE-North Kft. által készített 610 km² kiterjedésű, időmigrált 3D szeizmikus adattömb, fúrási adatbázis (lyukgeofizikai és check-shot adatok), valamint mágneses anomáliatérkép állt rendelkezésünkre. A magmás és vulkáni testek térképezése a hagyományos horizontkövetés mellett, térfogati szeizmikus attribútumok (pl.: RMS amplitúdó, reflexió-intenzitás, variancia) és az ún. önszerveződő neurális háló alkalmazásával történt (Dowla, 1995). A neurális háló új módszernek tekinthető az intrúziók és vulkáni testek lehatárolásában. Az algoritmus során a reflexióerősség és folytonosságkövető attribútumok felhasználásán alapuló klaszterizációval, különböző vulkáni/magmás testek (pl.: intrúziók) definiálhatóak.

A térképezés során időtérképeket, időmetszeteket, szeizmikus attribútummetszeteket, valamint szeizmikus vizuális technikát, ún. *opacity rendering*-et is alkalmaztunk.

A vulkáni/magmás szintek azonosítása mellett, a fontosabb tektonosztatográfiai szintek (pl.: pannóniai talp, selflejtő talpa, teteje) is kitérképezésre kerültek, amelyek közül néhány abszo-



1. ábra – A Polgári 3D-n azonosított vulkáni-szubvulkáni testek térbeli eloszlása geomágneses anomáliatérképen (Kiss, Gulyás, 2006 után módosítva). A teleptelérek (s1–s23) és a hidrotermás felépítmények többsége (m1–m6) kizárólag a Polgári-árokban voltak azonosíthatók, a fő mestervetők (F1–F5) levetett blokkjában. Szürke vonal: Polgári-hát. MHFZ: Közép-magyarországi-nyírozóna

lút korról is rendelkezett, és segítette a vulkáni testek korolását.

Ahol fúrási adatok is rendelkezésünkre álltak (elsősorban a Polgári-háton) ott a fúrási adatokat kontrollpontként tudtuk használni az értelmezés során. A lyukgeofizikai adatok korrelációjára nem nyílt lehetőségünk, főként azért, mert azok a fiatalabb posztrift üledékekre voltak csak elérhetőek.

A vulkáni/magmás testek térképezését az IHS által fejlesztett Kingdom 8.8-al, a neurális hálót a Schlumberger által gyártott Petrel szoftverrel végeztük.

4. Eredmények, diszkusszió

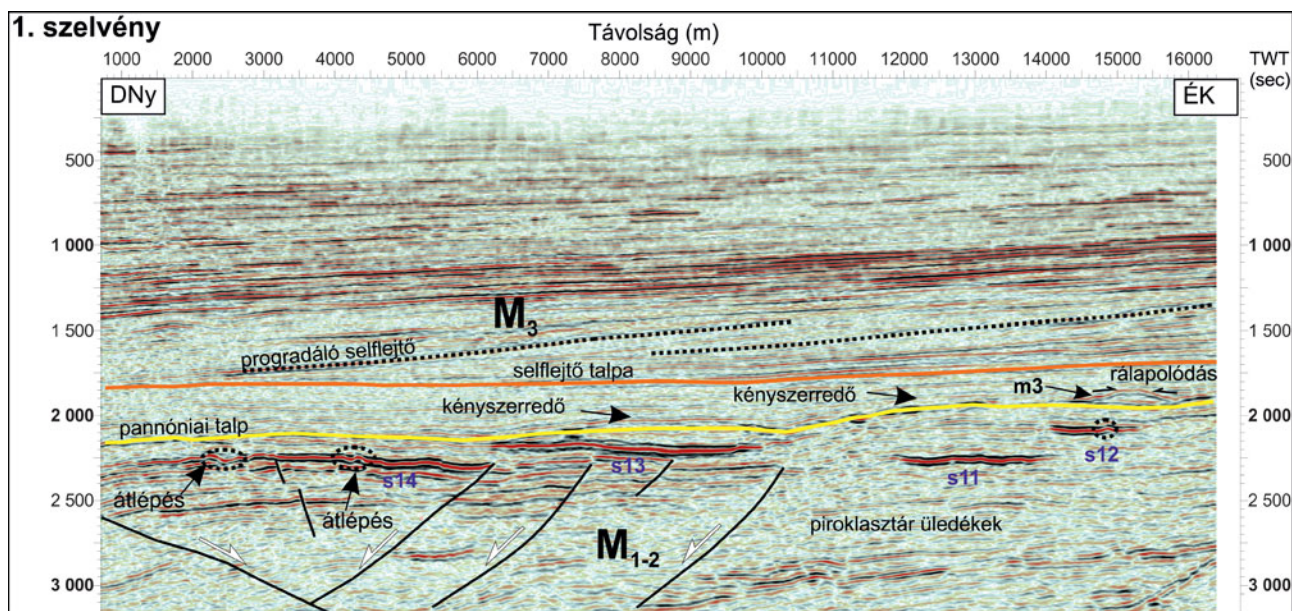
Négy fő különböző típusú vulkáni/szubvulkáni formát sikerült kitérképeznünk.

4.1 Teleptelérek

A Polgári-árokban több, erős pozitív amplitúdóanomáliával és impedanciakontrasztal jelentkező, hirtelen elvégződő reflexiókat figyeltünk meg, amelyeket telepteléreként értelmeztünk. Ezek változatos geometriájúak, többnyire rétegparhuzamosak, vagy enyhén csésze alakúak és az egykori paleofelszíntől alapvetően 100–800 m mélyen helyezkednek el (2. ábra). Hosszuk átlagosan 2 km, a legnagyobb 4 km, a legkisebbek néhány száz méteresek. Vastagságuk 50–100 m lehet. Lehetnek szegmentáltak, illetve folyamatosan követhető erős reflexiók. A szegmentációk, például az átlépések, olyan folyási szerkezetek, amelyet az egyes magmacsatornák laterális és vertikális elkülönülése eredményez (Magee et al., 2013). Később ezek a magmacsatornák összekapcsolódhatnak, de köztük az

egykori átlépések továbbra is nyomozhatóak maradnak (Magee et al., 2013). Az átlépések hossz tengelye a magma folyási irányára mindig merőleges, ezáltal a magma forrásterületére is tudunk következtetni (Magee et al., 2013). A szegmentációk másik csoportja tükrözheti a magmának a már meglévő középső-miocén vetők mentén történő benyomulását is (2. ábra). Ezentúl megfigyeltük több egymás fölött és alatt található teleptelér összekapcsolódását is, például amikor az egyik teleptelér nekifut a másiknak és elvégződik. Ez általában akkor fordul elő, amikor a teleptelérek sűrűsége nagy és a magma folyása gátolt (Holford et al., 2012). Hasonló megfigyelések alapján számos teleptelért azonosítottak az Északi-tenger és Ausztrália partjainál is (Planke et al., 2005; Holford et al., 2012).

Az egykori paleofelszíntől néhány száz méter mélységben található enyhén csésze alakú, szegmentált teleptelérek felett ún. kompaktációs kényszerredőket is megfigyeltünk. A redők 100–150 m amplitúdójúak, a legnagyobb a teleptelérek középső szakasza felett, majd folyamatosan csökken a teleptelérek végpontja felé (2. ábra, s13). Az intrúzió benyomulása jelentős vízkiszorítással jár együtt az alig konszolidált üledékekben, ami eltérő mértékű terheléses kompaktációt vált ki a telér központi része, illetve a telér végpontjai felett lerakódott üledékekben (Hansen, Cartwright, 2006). Az intrúziók benyomulása, majd a kompaktációs redők kialakulása a pannóniai korszak legelejére tehető (11,6–9,78 Ma), mivel a differenciális kompaktáció hatása a pannóniai talp felett és a selflejtő reflexiói alatt látszik. Ez a kor összhangban van azzal a megfigyeléssel, hogy a teleptelérek benyomulása a középső-miocén transztenziós vetőfelületek mentén történt, és a testeket a vetők már nem metszik el.



2. ábra – Az 1. szelvényen a különböző geometriájú teleptelések (s11–s14), kényszerredők, valamint hidrotermás felépítmény (m3) láthatóak. A telérek benyomulása és a hidrotermás felépítmény kialakulása a pannóniai legelejére tehető. Jól látszik, hogy az árokban található kulisszás, transzzenziós vetők a pannóniai talpat már nem metszik el. A szelvény nyomvonala az 1. ábrán látható

Azonban nem mindegyik sekély teleptelér felett találunk kényszerredőt, amit egyrészt a befoglaló üledék litológiája (pórusterfogata, osztályozottsága), másrészt a magma utánpótlódása határozott meg (Hansen, Cartwright, 2006; Magee et al., 2013). Emellett a teleptelérek végpontjánál fellépő anizotróp feszültségmezőnek szintén lényeges szerepe lehetett, hogy a sekély mélységben (100–800 m) elhelyezkedő magmák ne törjenek a felszínre, hanem az alulról érkező magma oldalirányú növekedést eredményezzen.

Az elsődleges folyási szerkezetek (pl.: átlépések) alapján az intrúziók ÉNy-i vagy DK-i irányban nyomultak be a puhább üledékek közé.

Az intrúziók tápláló forrása lehetett mind a Polgári-árkot délről határoló összefüggő vulkáni zóna (Polgári-hát), mind az ároktól északra található Sajóhídvégi-hát alatti magmás rendszer is, ahonnan badeni–szarmata andezitet és piroklasztitokat írtak le (Széky-Fux et al., 2007).

Az önszerveződő neurális hálót felépítő szeizmikus attribútumok segítségével, sikerült definiálni egy olyan osztályt, amely jól korrelál a kitérképezett intrúziókkal.

4.2 Hidrotermás-vulkáni felépítmények (hydrothermal mounds)

A Polgári-árokban 6, a Polgári-hátan 2 db vulkáni folyamathoz kapcsolódó pozitív formát (mound) azonosítottunk az egykori paleofelszínen. Ezek a felépítmények 200–300 m magasak, többnyire önálló, pozitív formaként (pl.: dóm, vagy ún. szemalak) jelennek meg (2. ábra, m3), de a Polgári-árok északkeleti részén, vetők felett kialakult összetett, több pozitív dombból álló együttes is megjelenik. A felépítmények zavaros, alacsony amplitúdójú belső reflexiókkal rendelkeznek, külső határaik általában pozitív amplitúdójú reflexiók. Alattuk nem jelentkezik az ún. „velocity pull-up”-hatás.

Gyakran sekély mélységben elvégződő teleptelérek (2. ábra, s12-m3), illetve vetők felett helyezkednek el, amelyek

hozzájárultak a kialakulásukhoz. Ezekre a pozitív formákra a pannóniai legelején lerakódott (11,6–9,78 Ma) üledékes kőzetek rálapolódnak, vagyis kialakulásuk a pannóniai legelejére tehető, összefüggésben az intrúziók benyomulásának korával, valamint a kora-pannóniai vetők aktivitásával.

A déli összefüggő vulkáni zónában (Polgári-hát) a HHE-Gh-1-es fúrás befűrt egy ilyen típusú vulkáni felépítménybe és kb. 50 m vastagságban hidrotermás átalakulásra utaló zeolitosodott, bontott tufát és hidrotermás breccsát harántolt (Földessy, Kupi, 2009).

Ezeket a pozitív formákat a szeizmikus fázisuk, a geometriájuk, valamint a teleptelérekhez és a vetőkhöz kapcsolódó helyzetük alapján hidrotermás felépítményekként értelmeztük. Hasonló megfontolások alapján értelmeztünk hidrotermás felépítményeket/dombokat az Északi-tengeren és Ausztráliában is (Planke et al., 2005; Magee et al., 2016).

A vetők menti fluidumáramlás, valamint a telérek fűtőhatása következtében fellépő nyomásnövekedés eredményezte ezeknek az explóziós formáknak a kialakulását az egykori paleofelszínen.

4.3 Vulkáni felépítmények (Polgári-hát)

A Polgári-árkot délről határoló, KÉK–NyDNY-i csapású mestervető fennmaradt déli blokkjában, 20–30 km hosszú, vetőpárhuzamos összefüggő vulkáni vonulat húzódik. Pozitív mágneses anomáliával és 1–1,5 km mélységben lévő középső-miocén hatóval.

A vulkáni felépítmények változatos geometriájúak, lehetnek önálló kúpok, összetett kúpok, csonka gúlák, valamint beszakadt kalderák. Magasságuk általában 700–800 m. Időmetszetben többnyire szimmetrikus kör alakúak, de elnyúlt ellipszisként is megjelennek. A vulkáni formák „burkolófelülete” erős impedancia-kontrasztal jelentkezik, és felette rálapolódással biztosan pannóniai üledékek települnek. Ezért a szeizmikus térképezésnél ezt tekintettük a „pannóniai talpnak” de nem

kizárt, hogy az alatta levő vulkáni formációk egy része lehet legkorábbi pannóniai és a megfigyelt határ „geofizikai” és nem rétegtani. A vulkáni formák felett gyakoriak a kényszerredők és a kompaksiós vetők, ez utóbbiak a vulkánok határoló felületére simulnak rá. A felépítmények alatt a belső reflexiók zavarosak, kis amplitúdójúak és „*velocity pull-up*”-hatás jelentkezik, amely a nagyobb sűrűségű vulkáni lávaközetek jelenlétére utal. Számos fúrás megfúrta ezeket a formákat és több száz méter vastagságban lávaközeteket (riolit, andezit) illetve ezek piroklasztitjait találta (1. ábra, pl.: Gh-1, HHE-Gh-5).

A felépítmények – méretük alapján – lehetnek lávadómok, lávadómkomplexek, illetve kisebb rétegvulkánok.

4.4 Láva-, és piroklasztárak üledékei

Az összefüggő vulkáni zónától (Polgári-hát) délre és északra is megfigyelhetők kibillentett, erős amplitúdójú reflexiók, amelyeket kis amplitúdójú reflexiócsomagok választanak el egymástól. A nagy impedanciakontrasztú erős reflexiókat lávafolyásként értelmeztük, mert hosszan követhetők, rétegpárhuzamosak, felettük egyáltalán nem alakultak ki kényszerredők és az egykori felszíneket jelölik ki. A közöttük található kiüresedett reflexiókat piroklasztárak üledékeiként, illetve finomabb üledékes kőzetként (agyagkő, márga) értelmeztük.

5. Összefoglalás

A Polgári-árok és Polgári-hát környékén különböző eltemetett szubvulkáni és vulkáni testet sikerült kitérképeznünk 3D szeizmikus adattömb, neurális háló, fúrási adatok és mágneses anomáliatérkép segítségével.

A teleptelések kizárólag a Polgári-árokban fordulnak elő, rétegpárhuzamosak, vagy enyhén csésze alakúak, felettük helyenként kompaksiós kényszerredők jöttek létre. Lehetnek szegmentáltak is, amelyek elsődleges folyási szerkezetként ÉNy-i vagy DK-i irányú magmafolyást jeleznek. Az intrúziók a pannóniai legelején (11,6–9,78 Ma) nyomultak be a fiatalabb üledékekbe.

A hidrotermás felépítmények az egykori paleofelszínen megjelenő, 200–300 m magas dóm illetve szem alakú formák, amelyek a teleptelések és a vetők felett figyelhetők meg. Kialakulásuk összefüggésben van az intrúziók benyomulásával valamint a pannóniai vetők aktivitásával, így szintén a pannóniai legelejére tehető (11,6–9,78 Ma).

A Polgári-hát összefüggő vulkáni vonulatát középső-miocén (kora-pannóniai?) lávadómok, illetve rétegvulkánok építik fel, amelyek felett kompaksiós redők és vetők jelennek meg. A vulkáni zónából kiinduló, hosszan követhető erős amplitúdójú lávafolyásokat is kitérképeztünk, amik üledékes kőzetekkel és piroklasztárak képződményeivel váltakoznak. Ez a déli vulkáni zóna lehetett az intrúziók egyik magmaforrása, de nem zárható ki a Sajóhídvégi-hát felől érkező magmautánpótlás sem.

A Hajdúság és a Nyírség területén számos eltemetett vulkáni felépítményt (rétegvulkánt, vulkáni kúpokat) térképeztek ki korábban (Zelenka et al., 2004). Ezeket badeni-szarmata korúaknak írták le. A Polgári-árokban sikerült igazolni a magmás tevékenység folytatódását a pannóniai legelején is és olyan vulkáni felépítményeket (pl.: hidrotermás felépítmények), amiket ezidáig nem írtak le a Pannon-medencében.

Köszönetnyilvánítás

A vizsgálatokat a 81530 és 113013 számú OTKA támogatta. Lukács Réka munkáját a PD112584 és PD 121048 NKFIH kutatási projektek, valamint a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatta.

Irodalomjegyzék

- Baranyi, V. (2016): Kézirat, University of Oslo, Norvégia, 1–7.
- Dowla, F. (1995): Advanced Study Institute Meeting Alvor, Algame, Portugal, 1–32.
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L. (1999): In: Durand B., Jolivet L., Horváth, F., Séranne, M. (szerk.): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen Geological Society, London, Special Publications, 156, 295–334.
- Harangi, S. (2001): Acta Geologica Hungarica, 44, 223–258.
- Földessy, J., Kupi, L. (2009): In: Bódi, T., Tóth, J. (szerk.): Petrophysical properties of reservoir rocks Well GH-1, Miskolci Egyetem, Alkalmazott Földtudományi Kutatóintézet, 27–37.
- Hansen, D.M., Cartwright, J. (2006): Journal of Structural Geology, 28, 1520–1535.
- Harangi, S., Lenkey, L. (2007): In: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (szerk.): Cenozoic volcanism in the Mediterranean area. Geological Society of America Special Paper, 418, 67–92.
- Holford, S.P., Schofield, N., Macdonald, J.D., Duddy, I.R., Green, P.F. (2012): Australian Petroleum Production and Exploration Association Journal, 52, 229–252.
- Horváth, F. (1993): Tectonophysics, 226, 333–358.
- Kiss J., Gulyás Á. (2005): Magyarország gravitációs Bouguer-anomália térképe. M=1:500 000-es nyomtatott térképe, ELGI kiadvány.
- Kiss J., Gulyás Á. (2006): Magyarország mágneses ÁZ anomália térképe, M=1:500 000-es nyomtatott térkép, ELGI kiadvány.
- Kóváry, J. (1990): Kőolajkutató Vállalat Földtani Szervezete Hajdúszoboszlói Üzem, 25–41.
- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillon, M., Danisik, M., Von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015): Contribution to Mineralogy and Petrology, 170/5-6, 1–26.
- Magee, C., Briggs, F., Jackson, C.A.L. (2013): Journal of the Geological Society, London, 170, 853–856.
- Magee, C., Duffy, O.B., Purnell, K., Bell, R.E., Jackson, C.A.L., Reeve, M.T. (2016): Basin Research, 28, 299–318.
- Makkay, K., Széles, M., Juhász, K., Kőváry, J., Ravasz, Cs. (1963): Tudományos Kutató és Fejlesztési Főosztály, Budapest, 1–6.
- Petrik, A. (2016): Doktori disszertáció, ELTE, Budapest, 1–263.
- Planke, S., Rasmussen, T., Rey, S.S., Myklebust, R. (2005): In: Dore, A.G., Vining, B. (szerk.): Petroleum geology. Northwest Europe and Global Perspectives. Proceedings of the 6th Petroleum Conference. Geological Society, London, 833–844.
- Posgay, K. (1967): Geophysical Transactions, 16/4, 1–118.
- Segedhi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Rosu, E., Pécskay, Z., Márton, E., Panaiotu, C. (2004): Lithos, 72, 117–146.
- Szabó, C., Harangi, S., Csontos, L. (1992): Tectonophysics, 208, 243–256.
- Széky-Fux, V., Kozák, M., Püspöki, Z. (2007): Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina, 2, 79–104.
- Zelenka, T., Balázs, E., Balogh, K. (2004): Acta Geologica Hungarica, 47/2, 177–219.

KARBONÁTÁSVÁNYOK KIVÁLÁSA A BALATONBAN

Pósfai Mihály¹, Rostási Ágnes¹, Topa Boglárka², Molnár Zsombor², Nyirő-Kósa Ilona¹, Bereczk-Tompa Éva¹, Fodor Melinda¹, Cora Ildikó³, Kovács András⁴, Váczi Tamás⁵, Weiszbürg Tamás², Haas János⁶

¹ Pannon Egyetem, Mérnöki Kar, Környezettudományi Intézet, Veszprém

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Ásványtani Tanszék, Budapest

³ MTA Energiatudományi Kutatóközpont, Műszaki Fizikai és Anyagtudományi Intézet, Budapest

⁴ Ernst Ruska-Centre for Microscopy and Spectroscopy with Electrons, Forschungszentrum Jülich, Jülich

⁵ MTA Wigner Fizikai Kutatóközpont, Szilárdtestfizikai és Optikai Intézet, Budapest

⁶ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

e-mail: mihaly.posfai@gmail.com

1. Bevezetés

A Balaton és környéke Beudant híres utazása (1818) óta, azaz már csaknem kétszáz éve a földtudományi kutatás kedvelt célterülete. A tó üledékét sokan és sokféle tudományos szempont szerint vizsgálták az elmúlt száz évben, az adott kor műszeres és kutatásmódszertani lehetőségeinek megfelelően (Lóczy, 1913; Müller, Wagner, 1978; Herodek, Istvánovics, 1986; Cserny, 2002). E munkák nyomán közismertnek tekinthető, hogy (1) a Balaton üledékének túlnyomó részét a tóban képződő, finomszemcsés, Mg-tartalmú kalcit alkotja; (2) az üledék allochton ásványai között a szilikátok mellett szintén előfordulnak karbonátok (kalcit és dolomit); (3) az üledék szemcsemérete az uralkodó északi szélnek köszönhetően a déli part mentén durvább (homok frakció), mint az északi oldalon és a tó közepén (kőzetliszt frakció); (4) az üledék ásványai és a tó élővilága között változatos kölcsönhatások mutathatók ki.

Bár úgy tűnhet, elődeink gyakorlatilag minden lényegeset leírtak a tó üledékképződéséről, a Balaton – természeti, kulturális és gazdasági jelentősége, valamint az éghajlatváltozás hatásaival kapcsolatos aggodalmak miatt – továbbra is fontos kutatási témákat kínál. Ezek egyike, hogy a szélsőséges vízszíningadozások milyen hatást gyakorolnak az üledékképződésre. A képződő üledék jellegében és mennyiségében bekövetkező változásokat csak úgy érthetjük meg, ha kellő részletességgel ismerjük a tóban lejátszódó ásványképződési folyamatokat. Ennek megfelelően elsődleges célunk a Balatonban kicsapódó karbonátásványok fizikai és kémiai jellegzetességeinek feltárása, ezáltal képződésük körülményeinek felderítése.

Korábbi munkánkban vizsgáltuk a karbonátásványokat az üledék felső 50 cm-ében (Tompa et al., 2014), és kimutattuk – összhangban több korábbi eredménnyel (Müller, Wagner, 1978; Tullner, 2002) –, hogy a tóban képződő kalcit Mg-tartalma Nyról K felé nő, párhuzamosan a víz Mg/Ca molarányának növekedésével. Szintén kimutattuk, hogy az üledék felső rétegeiben lévő dolomit valószínűleg két különböző forrásból származik: részben allochton eredetű (sztöchiometrikus összetételre utaló cellaparaméterekkel), részben azonban a tóvíz kémiai összetételével párhuzamosítható, Ca-gazdag összetételre utaló cellaparaméterekkel rendelkezik. Az utóbbi, nagyon kis mennyiségben jelenlévő dolomit eredete még nem tisztázott.

Elsődleges célunk a karbonátkicsapódás vizsgálata, ezért a

jelen kutatás keretében nem az üledékből, hanem a lebegőanyagból vettünk mintákat, mind a Balaton különböző pontjairól, mind a fő befolyókból és a Sióból. 2016/17 telén a Keleti-medencében elhelyezett három üledékcsapdával a jég alatt is gyűjtöttünk ülepedő anyagot. A szilárd anyag mintavételével párhuzamosan meghatároztuk a víz fizikai és kémiai paramétereit. A kalcitkiválás modellezésére laboratóriumi kísérleteket végeztünk. A gyűjtött és a kísérletekben kivált szilárd anyagot röntgen-pordiffrakciós (XRD), pásztázó és transzmissziós elektronmikroszkópos (SEM ill. TEM) módszerekkel, valamint Raman-spektroszkópiával vizsgáltuk.

2. A Balaton mint kémiai reaktor

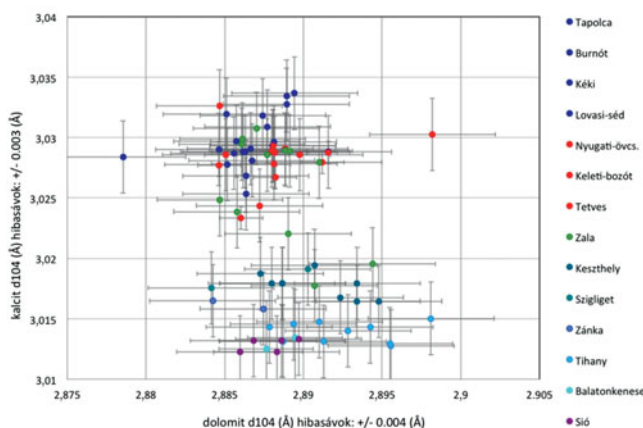
A Balaton az édesvízi karbonátképződés 70 km hosszú, 5-10 km széles és 3,5 m mély természetes kémiai reaktorának tekinthető, több különleges tulajdonsággal. Ezek egyike a nyugat-keleti irányú kémiai gradiens, ami annak köszönhető, hogy a tóba érkező víz mintegy kétharmadát szállító Zala a Balaton nyugati végén ömlik a tóba, míg az egyetlen kifolyó (a Sió) a keleti végéhez közel csapolja meg a tavat. A Balaton további különlegessége a sekélyisége, ami az üledék gyakori felkavaródását eredményezi, és hozzájárul a már említett észak-déli szemcseméret-eloszlás kialakulásához. Mivel a vízgyűjtő terület jelentős részén triász dolomit az alapkőzet, a befolyók oldott Ca^{2+} -, Mg^{2+} - és HCO_3^- -ionokban gazdag vízének köszönhetően a Balaton a legtöbb „meszes” vízű tónál jelentősen nagyobb koncentrációban tartalmaz Mg-ot. A Mg/Ca molarány az időjárási viszonyok és a Ny–K tengely menti pozíció függvényében kb. 1 és 4 között változhat (Tompa et al., 2014).

Termodinamikai modellszámításaink szerint a Balaton vize mind dolomitra, mind kalcitra nézve túltelített (Nyirő-Kósa et al., 2014). A karbonátásványok kiválása azonban nem folyamatos és egyenletes, hanem a vízkémia biológiai szabályozásától (is) függ, ami formálisan így írható le:



A fotoszintetizáló szervezetek felhasználják a CO_2 -t, ezzel a kémiai egyensúlyt a fenti egyenletben jobbra, azaz a kalcit kiválása irányába tolják el. Algavirágzás esetén a kalcit tömegesen válik ki: a „whiting event” néven emlegetett jelenség mind tengerekben, mind tavakban jól ismert (Dittrich, Obst, 2004), és a Balaton vízének opálos jellegét is ez okozza. A fenti egyenletben zárójelben jelzett Mg arra utal, hogy a kalcitban a Ca-ot (néhány %-ig) Mg helyettesítheti.

A kalcit (és a dolomit) összetételének meghatározására általánosan használt módszer a cellaparaméterek vizsgálata. Mindkét ásvány röntgen-diffraktogramján a legintenzívebb csúcs az 104, melynek eltolódása – a kalcit esetén a kisebb értékek felé – arányos a beépült Mg mennyiségével. A befolyókából és a Sióból gyűjtött lebegőanyag XRD felvételei alapján számolt d104 értékek jelzik, hogy a Zala és a kisebb patakok által szállított kalcitszemcsék közel sztöchiometrikusak, míg a Sió által a Balatonból lecsapolt kalcit 3,013 Å körüli d104 értéke kb. 8% Mg helyettesítésre utal (**1. ábra**). A Balatonban megfigyelhető a különbség a Nyugati- és a Keleti-medencéből gyűjtött kalcit cellaparaméterei között, az előbbiben (Keszthely, Szigliget, Zánka) a d104 értékek 3,015 Å-nél nagyobbak, az utóbbiban (Tihany, Balatonkenese) ennél kisebbek.



1. ábra – A lebegőanyag-mintákban lévő kalcit és dolomit d104 értékei a befolyókban (északi patakok sötétkekkel, déliek pirossal, a Zala zölddel jelölve), a Balatonban (a kék árnyalatai) és a Sióban (lila) (röntgen-pordiffraktogramok alapján)

A Zala és a patakok jellemzően nagy méretű (több tíz μm -es), idiomorf kalcit kristályokat szállítanak, amelyek a tóba kerülve leülepednek. A Balaton vizéből és a Sióból gyűjtött szervesetlen lebegőanyagot ellenben uralkodóan a tóban kivált kalcitszemcsék alkotják. Ezek összetétele tükrözi a víz oldott Mg/Ca arányának Ny–K irányú változását: az algák fotoszintézise miatti intenzív kalcitkiválás során sokkal több Ca vonódik ki az oldatból, mint Mg (hiszen csak néhány %-os a Mg helyettesítés a kalcitban), ami a víz Mg/Ca arányának növekedését eredményezi. Minél keletebbre haladunk a tóban, annál erősebb ez a hatás, ami az oldott Mg-ot dúsítja – ezzel párhuzamosan pedig a kiváló kalcitnak is egyre nagyobb a Mg-tartalma.

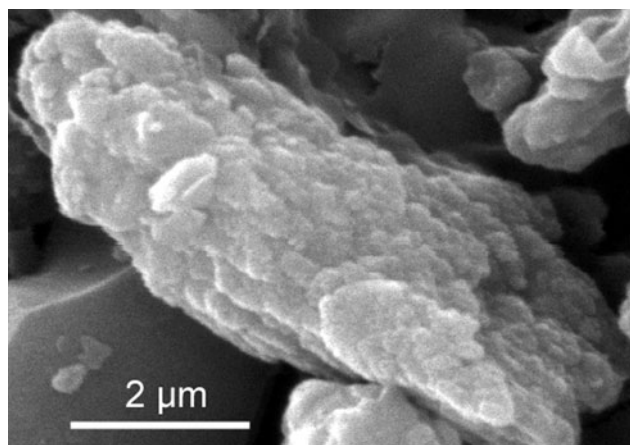
A dolomit cellaparamétereiben is felfedezhető némi Ny–K irányú változás (**1. ábra**), bár a különbségek a mérés hibahatárán belül maradnak (a dolomit kis mennyisége miatt az 104 csúcspozíció viszonylag nagy hibával határozható meg). Előzetes méréseink szerint a tihanyi, balatonkenesei és a csopaki téli üledékcspada mintákban a dolomit 104 csúcs két maximumot mutat, ami arra utalhat, hogy ezekben a mintákban két dolomit populáció keveredik: az allochton, sztöchiometrikus dolomit, valamint egy Ca-gazdag (nagyobb d104 értéket mutató) dolomit. Az utóbbit korábbi munkánkban (Tompai et al., 2014) is csak a Keleti-medencéből mutattuk ki, ami viszont az anomális dolomit képződésének a vízkémiával való szoros összefüggésére utal.

3. A Mg-kalcit tulajdonságai és kiválása

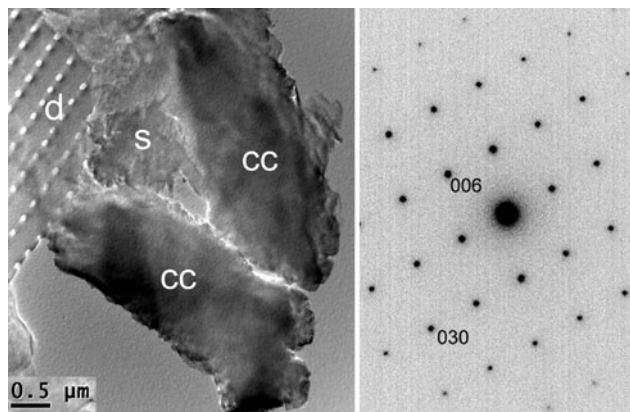
3.1. Összetétel, méret, alak, szerkezet

A Balaton vizéből kiváló Mg-kalcit átlagos összetételét a fentiekben részletezett módon, XRD felvételek alapján határoztuk meg. Az egyes szemcsék Mg-tartalma azonban jóval változatosabb, mint az átlagolt összetétel. A TEM-ben azonosított egyedi Mg-kalcit szemcsék energiadiszipatív röntgenspektrumai 2 és 15% közötti Mg-helyettesítést mutatnak, és még az egyes mintavételi pontokon belül is jelentősen szóródnak. A viszonylag kis számú mérés egyelőre nem teszi lehetővé, hogy az egyedi részecskék változatos Mg-tartalmának okát felderítsük.

A balatoni Mg-kalcit szemcsék jellegzetes alakúak és méretűek: kb. 2 μm szélesek, 4–8 μm hosszúak, és néhányszor 10 nm méretű nanokristályok aggregátumainak tűnnek (**2. ábra**). A szemcsealak és -méret meglepően állandónak tűnik: sem a földrajzi helytől, sem az évszaktól nem függ, és az évtizedekkel korábbi tanulmányok SEM felvételein is hasonló szemcsék láthatók (Müller, Wagner, 1978; Cserny et al., 1991). Az egyes szemcsékről készült elektrondiffrakciós felvételek meglepő módon azt mutatják, hogy az aggregátumnak tűnő szemcsék tökéletes egykristályok, és hossz tengelyük a kristálytani [001] iránnyal párhuzamos (**3. ábra**). A jellegzetes és állandó morfológia valamilyen, a kristálycsíra-képződést és kristálynövekedést szabályozó mechanizmus jelenlétére utal, amely a Balatonra jellemző.



2. ábra – Tipikus Mg-kalcit szemcse a Balatonból (SEM felvétel)

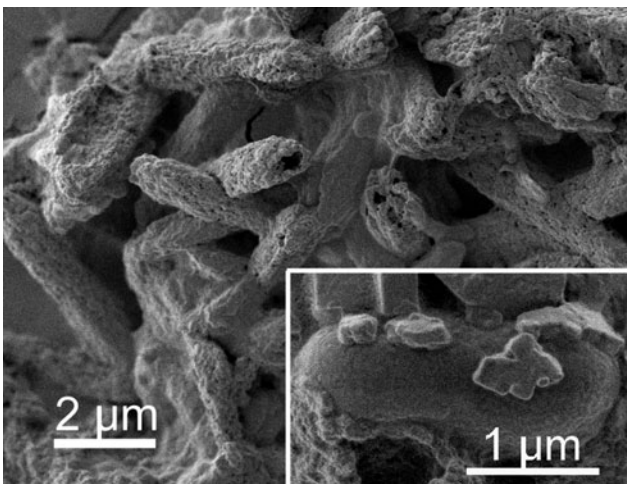


3. ábra – TEM felvétel két hosszúkas Mg-kalcit kristályról (cc), mellettük szmektit (s) és egy diatoma darab (d). A jobb oldali elektrondiffrakciós felvétel az alsó Mg-kalcit szemcséről készült

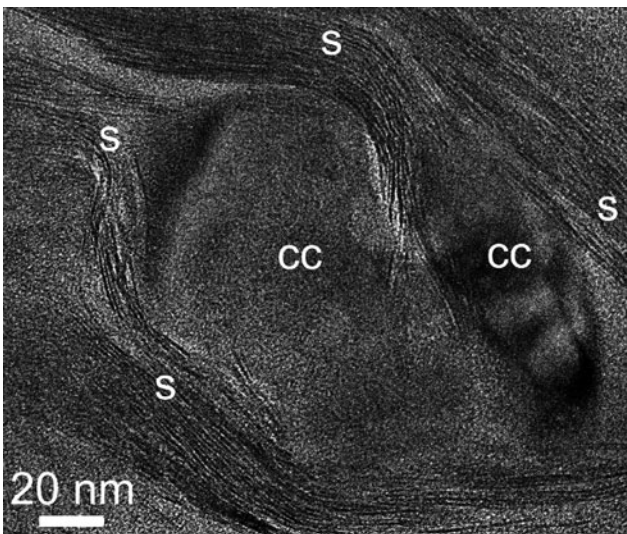
3.2. Mg-kalcit kristálycsírák képződése

Mint ahogy a természetes rendszerekben történő kristálycsíráképződésre általában jellemző, a nyílt tóvizekben a kalcit kiválása tipikusan heterogén nukleációval történik. Több tanulmány szerint a heterogén felületet pikoplankton sejtek biztosítják (Obst et al., 2006; 2009), a képződő kalcitkristályok ezeket kérgezik be. A balatoni kalcit esetében alapos SEM és TEM vizsgálatokkal kerestük a sejt/kalcit határfelületeket, ilyeneket azonban csak egyetlen, meglehetősen különleges mintában találtunk: egy lékből vett vízmintából kristályosítottunk Mg-kalcitot. Ebben az esetben a Mg-kalcit több μm hosszú, kb. 1 μm széles, porózus csöveket alkotott, amelyeknek Mg-tartalma akár a 30%-ot is elérhette. SEM felvételek tanúsága szerint a csövek egysejtű mikroorganizmusok felületén kivált kalcit továbbnövekedésével, a sejtek bekérgezésével alakulhattak ki (4. ábra). Az így képződött kalcitcsövek többsége nem egykristály, morfológiája és összetétele is eltér a Balatonra általában jellemző, előző pontban leírt kristályokétól.

A fenti, különleges körülmények eredményezte mintán kívül valamennyi vizsgált balatoni mintára jellemző, hogy a Mg-kalcit



4. ábra – Csöves morfológiájú Mg-kalcit. A jobb alsó sarokban egy sejt felületén növekednek a kalcit kristálycsírák (SEM felvételek)



5. ábra – A Mg-kalcit (cc) kristályait a szmektit (s) rendezetlen rétegei veszik körül (nagyfelbontású TEM felvétel)

szemcsék agyagásvánnyal összetapadva fordulnak elő. Legfeljebb néhányszor tíz nm-es vastagságú, rendezetlen, hullámos agyag „pelyhek” borítják a kalcitkristályokat (5. ábra), általában a c tengellyel párhuzamos oldalaikon. Összetételük, valamint a nagyfelbontású TEM felvételeken mért 10 és 24 Å közötti rétegtávolságok alapján az agyagásványokat Mg- és Fe-tartalmú szmektitként azonosítottuk. Felmerül a kérdés, hogy a szmektit pelyheken, mint heterogén felületeken képződtek-e a Mg-kalcit kristálycsírái, vagy a homogén nukleációval kivált kalcit koagulált a vízben lebegő agyaggal. E kérdés eldöntésére laboratóriumi kísérleteket végeztünk.

3.2.1 Kalcit nukleációs kísérletek algákkal és agyaggal

A kísérlet során a Balatonban lejátszódó ásványképző folyamatokat szabályozott körülmények között reprodukáltuk. A Balatonvízből leszűrtük a lebegőanyagot, ezzel a víz kémiai egyensúlyba került (több hónapig nem tapasztaltunk benne ásványkiválást). A szűrt Balatonvízbe kovaalga tenyészetet tettünk, azzal a céllal, hogy az algák fotoszintézise a kémiai egyensúlyt a kalcitkiválás irányába tolja el. A kalcit kiválását párhuzamosan két oldatban figyeltük, melyek egyike tartalmazott szmektitet, a másik nem. A kísérletet többször megismételve minden esetben azt tapasztaltuk, hogy a kalcitképződés az agyagásványt is tartalmazó edényben indult meg először, majd később, az oldat töményedésével a csak algákat tartalmazó oldatból is kiváltak kristályok.

A kivált anyagot TEM és Raman-spektroszkópia segítségével vizsgáltuk. TEM-EDS mérések alapján a kivált Mg-kalcit összetétele körülbelül megfelel a balatoni kalciténak, de a szemcsék morfológiája nem olyan jellegzetes, mint a tóban kiváló Mg-kalcité. A Raman-spektrumok is megerősítik, hogy a kiváló karbonátásvány kalcit, és segítségükkel a kalcit Mg-tartalma, valamint a Mg rendezettsége is vizsgálható. Ezek a vizsgálatok jelenleg is folyamatban vannak. A laboratóriumi kísérletek tehát igazolták, hogy a Balatonban a szmektit néhány elemi rétegből álló „foszlányai” valóban elősegítik a Mg-kalcit kristálycsírák képződését.

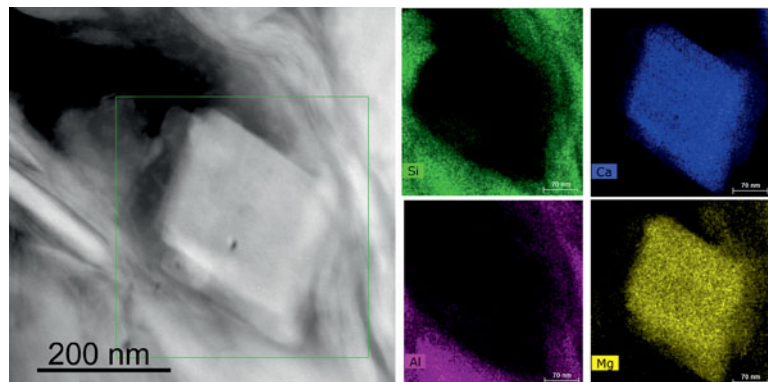
3.3. Mg-kalcit kristálynövekedés, termet

A kristálynukleáció jellege valószínűleg hatással van a kristály további növekedésére is: a szmektit felületével párhuzamosan tud a kalcitszemcse tovább növekedni, ezáltal alakulhat ki a c tengely mentén megnyúlt termet. Az továbbra sem tisztázott, mi okozza a vázkristályokéhoz hasonló morfológiát. Mivel a Balatonba érkező patakok által szállított agyagásványok között a szmektit tűnik a leggyakoribbnak, és kis szemcsemérete miatt a legkisebb vízmozgás is felkavarhatja a leülepedett szemcséket, a Balatonban egyes különleges körülmények (ilyen legfeljebb jégborításos időszakban fordulhat elő, de az élőlények mozgása miatt akkor sem jellemző) kivételével mindig találhatók lebegő szmektit foszlányok.

Ezek pedig kedvező heterogén felületet biztosítanak a kalcit kristálycsírák képződéséhez, ezáltal valószínűleg annak jellegzetes morfológiai bélyegeit is meghatározzák. A szmektit és kalcit közötti atomi léptékű kapcsolatot jelenleg nem ismerjük, ennek felderítésére molekuladinamikai számításokat végzünk.

4. Dolomit a Balatonban

A Zala és a Balaton-felvidék patakjai a vízgyűjtő terület triász képződményeiből dolomitszemcséket szállítanak a Balatonba. A vízgyűjtő 12 különböző, jellegzetes triász dolomit előfordulá-



6. ábra – Szmektitbe ágyazott, szubmikrométeres, idiomorf dolomitkristály a Balaton lebegőanyagából (sötét látóterű STEM felvétel), energiadiszipatív röntgenspektrumok alapján készült elemterképekkel (színes ábrák)

sának XRD vizsgálata alapján ezekre a kristályokra a sztöchiometrikus, rendezett dolomit cellaparaméterei jellemzők. SEM vizsgálataink szerint a patakok által szállított dolomitszemcsék nagyméretű (több tíz μm), kristályok vagy aggregátumok, ezért ezek a tóba kerülve várhatóan gyorsan leülepednek. A déli parti, homok szemcsefrakciójú üledékmintákra a sztöchiometrikus dolomit jellemző, így ezt allochton eredetűnek tartjuk.

Azonban a Keleti-medence finom szemcsefrakciójának XRD felvételeiben a dolomit 104 csúcsának eltolódását észleltük a nagyobb d -értékek felé (Tompai et al., 2014), és ezt a Ca-nak a sztöchiometrikus értéknél nagyobb arányával magyaráztuk. A 2016/17-es lebegőanyag-mintákban szintén a Keleti-medence egyes mintáiban a dolomit 104 csúcs két maximummal rendelkezik. A lebegőanyag TEM felvételein néhány száz nm-es, idiomorf dolomitkristályok láthatók, melyek a Mg-kalcit-hoz hasonlóan a szmektit hullámos réteggötegei közé vannak ágyazva (**6. ábra**). Mindezek a megfigyelések felvetik azt a lehetőséget, hogy a Keleti-medencében előforduló „anomális” dolomit közvetlenül a tóban képződött. Mivel az anomális dolomit szubmikrométeres szemcseméretű és a Mg-kalcit-hoz képest rendkívül kis mennyiségben van jelen, az irodalomból ismert többféle szelektív oldási eljárással (ecetsav, foszforsav, EDTA alkalmazásával) eddig nem sikerült elválasztanunk a kalcitól, és további vizsgálatok számára dúsítani. A továbbiakban egyedi szemcsék TEM vizsgálatával próbáljuk az anomális dolomit eredetét tisztázni.

5. Összefoglalás

A Balaton vízrajzi adottságai révén kiváló természetes laboratórium a kalcitképződés, és általánosabban az oldatból történő kristálynukleáció vizsgálatához. A tó vizéből a Mg-kalcit heterogén kristálycsíra-képződéssel, a vízben mindig jelen lévő szmektit foszlányokon válik ki. A további kristálynövekedést is befolyásolhatja az agyagásvány felületén történő nukleáció. Bár a képződő hosszúkás szemcsék aggregátumnak tűnnek, valójában egykristályok. A kicsapódó kalcit Mg-tartalma Ny–K irányban nő, párhuzamosan a víz oldott Mg/Ca arányával. A lebegőanyag és az üledéksapda minták <5%-át alkotó dolomit részben a vízgyűjtő terület eróziójából származik; azonban az XRD felvételeken valószínűsíthető csúcseltolódás, a TEM-ben észlelt morfológiai bélyegek és szmektittel való szoros térbeli kapcsolat alapján egyes szubmikrométeres dolomitszemcsék feltételezhetően a tóban képződtek.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az NKFIH K116732 számú projektje és az EU FP7 ESTEEM2 programja támogatta. Rostási Ágnes az NKFIH PD121088 számú projekt, Nyirő-Kósa Ilona a TÁMOP-4.2.4.A/2-11/1-2012-0001 NKP program keretében részesült támogatásban.

Irodalomjegyzék

- Cserny, T. (2002): Földtani Közlöny, 132, 193–213.
- Cserny, T., Földvári, M., Ikrényi, K., Nagy-Bodor, E., Hajós, M., Szuromi-Körcs, A., Wojnárovits, L. (1991): MÁFI Évi Jelentése az 1989. évről, 177–239.
- Dittrich, M., Obst, M. (2004): Ambio, 33, 559–564.
- Herodek, S., Istvánovics, V. (1986): Hydrobiologia, 135, 149–154.
- Lóczy, L. (1913): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. Magyar Királyi Földrajzi Társaság, 617 pp.
- Müller, G., Wagner, F. (1978): Special Publications of the International Association of Sedimentologists, 2, 57–81.
- Nyirő-Kósa, I., Tompa, É., Rostási, Á., G. Tóth, L., Nédli, B.J., Blogh, Cs., Cserny, T., Pósfai, M. (2014): Hidrológiai Közlöny, 94, 22–24.
- Obst, M., Dittrich, M., Kuehn, H. (2006): Geochemistry Geophysics Geosystems, 7, Q06011.
- Obst, M., Wehrli, B., Dittrich, M. (2009): Geobiology, 7, 324–347.
- Tompai, É., Nyirő-Kósa, I., Rostási, Á., Cserny, T., Pósfai, M. (2014): Central European Geology, 57, 113–136.
- Tullner, T. (2002): A Balaton vízszintváltozásai földtudományi adatbázisának térinformatikai feldolgozása (PhD dolgozat), ELTE, 142 p.

A MAGYAR PALEOGÉN MEDENCE SZÉNHIDROGÉN RENDSZERE, ÉS EOCÉN TÁROLÓINAK KIHÍVÁSA – HATÁSTANULMÁNY

Radovics Balázs Géza¹, Körmös Sándor², Schubert Félix²

¹ MOL Nyrt., Szolnok

² SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

e-mail: BGRadovics@MOL.hu, krmssandor@gmail.com, schubert@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A Paleogén-medence dél-budai- és bükki egységein (Nagymarosy, 1990) az elmúlt évtizedekben számos szénhidrogén-tároló került feltárássra, melyek bizonyítják a területen a szénhidrogén-rendszer működését. A mintaterület fő tároló képződményei a mezozoos aljzat repedezett, mállott kőzetei (triász és jura mészkövek, kovás mészkövek, kovapalák) és az eocén törmelékes összlet durvatörmelékes képződményei (homokkő és konglomerátum) (Kovács, Gyuricza, 2014).

A két fő tárolótípus nem csak kőzettani összetételében, hanem kőzetfizikai jellemzőiben is jelentősen eltér egymástól. A mezozoos tároló képződmények jellemzően kizárólag másodlagos, főképp repedezett porozitással rendelkeznek, míg az eocén durvatörmelékes képződmények kettős porozitású rendszerként írhatók le: a mátrix porozitás mellett jelentős a törmelékes képződmények repedezett, valamint vuggy porozitása is. A két eltérő típusú tároló termeltethetősége markánsan különbözik. Míg a repedezett mezozoos tárolók magas hozamok mellett is stabilan termeltethetőek, addig az eocén rezervoárok nem képesek tartósan nagy volumenű hozamokat produkálni. Mind a kőzetfizikai jellemzők, mind az elmúlt évek termelési tapasztalatai alapján az eocén tárolókőzetek igen jelentős kihívást jelentenek a szénhidrogénipar számára, ezért további vizsgálata és részletes megismerése elengedhetetlen a jövőbeni kutatás és a termelés optimalizálása érdekében.

Munkánk során egy, a medence központi részén mélyült kutatófúrás eocén korú konglomerátum-homokkő összletében feltárt kőolajtelep tárolókőzetét, valamint a mélyebb szerkezeti helyzetű paleogén összletet vizsgáltuk a mélyfúrás során felszínre hozott magminták petrográfiai és furadékminták geokémiai vizsgálatával.

2. Földtani háttér

A magyar paleogén medence a Közép-magyarországi-vonaltól északra található, a Közép-magyarországi-főegység és a Dunántúli-középhegységi-egység területén helyezkedik el (Csontos et al., 1992). Az aljzati átalakult-deformált mezozoos képződményekre (Árkai, 1983) paleogén képződmények települnek, amelyek az eocéntól az oligocén végéig egységes üledékciklust alkotnak (Less, 2005) és több száz méter

vastagságú neogén üledék fedi őket (Juhász, 1998). A medence litológiai adottságai (Less, 2005) és szerkezetfejlődése (Palotai, Csontos, 2010) kedvező a szénhidrogének képződése és akkumulációja szempontjából.

3. Vizsgálati módszerek

A rendelkezésre álló maganyag makroszkópos leírása után, az elkülönített kőzettípusokból vékonycsiszolat készült, amelyeket „blue epoxy” műgyantába ágyaztunk a szabad pórusok áttekinthetősége érdekében. A vékonycsiszolatok petrográfiai leírását Olympus BX-41 polarizációs mikroszkóppal végeztük.

A tanulmányozott mélyfúrás szelvénye mentén a paleogén korú összlet furadékmintáinak gáztartalom-meghatározása – előzetes minta-előkészítést követően – alacsony nyomású, magas hőmérsékletű körülmények között, mechanikai feltárással („feltöréssel”), a törőkamrákhoz csatlakoztatott kvadrupól Pfeiffer PrismaPlus™ QMG220 típusú tömegspektrométerrel történt. A mérést „on-line” üzemmódban hajtottuk végre, amely során az egyes törőkben felaprított mintából felszabaduló gőzök-gázok, a szelepek nyitását követően, közvetlenül – kromatográfiás elválasztás nélkül – a tömegspektrométer mérési terébe áramoltak. A tömegspektrometriás mérések kiértékeléséhez a fluidumzárványok szerves komponenseinek szakirodalmak alapján vizsgált fragmensionjait és molekulaionjait alkalmaztuk (Barclay et al., 2000; Parnell et al., 2001).

Furadékmintánként, legalább 25 db diszperz szervesanyag-szemcsén Thermo Fisher Scientific DXR Raman spektroszkóppal méréseket végeztünk. A szerves anyag Raman-spektrumán megjelenő csúcspozíciókat, azok intenzitását, görbe alatti területét és származtatott adatot, úgymint a csúcspozíciók távolságát vizsgáltuk a szerves anyag termikus érettségi állapotának meghatározása érdekében (Kelemen, Fang, 2001; Lünsdorf, 2016; Lünsdorf, Lünsdorf, 2016).

A szerves anyag termikus érettségének további vizsgálatához a kőzetmintákat Struers kétkomponensű műgyantával vákuum impregnáltuk, majd polírozást követően az ASTM D7708-11 sztenderdnek megfelelő vitrinitreflexió-vizsgálatot végeztünk.

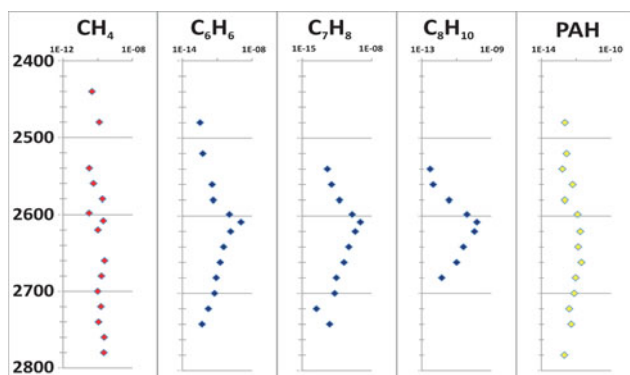
A petrográfiai és geokémiai vizsgálatokat a Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végeztük.

4. Eredmények

A kutatás során sikerült kimutatni a különböző szerves anyagok mélységfüggését, és megállapítani a maximális hőmérsékletüket, valamint az eocén tárolóközetet párhuzamosítani a petrográfiai jellegekkel.

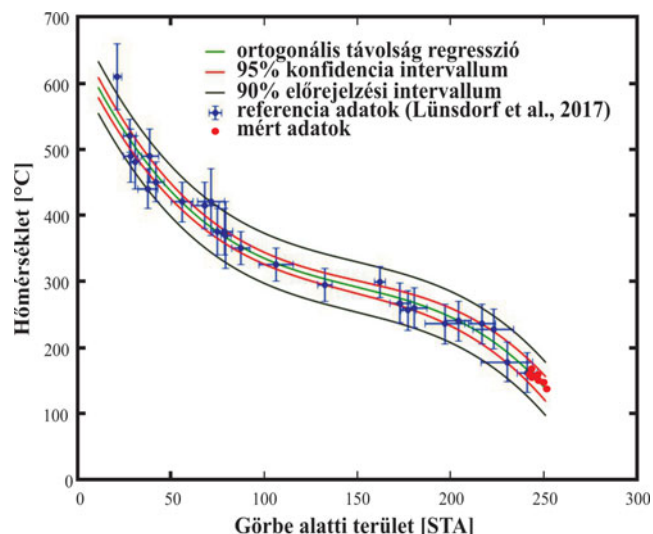
4.1. Szénhidrogén jelenléte a furadékminták vizsgálata alapján

A paleo-fluidumrendszert a metán (CH_4) 2440–2780 m mélységtartomány közötti jelenléte határozza meg, amelynek intenzitásában a szakasz mentén lefelé folytonos, enyhén emelkedő tendencia mutatkozik. Az aromás szénhidrogének közül a benzol (C_6H_6) 2480 m-nél jelentkezik, amit a toluol (C_7H_8) és a xilol (C_8H_{10}) megjelenése követ. Az aromás szénhidrogénekhez kapcsolódóan a szénatomszám növekedésével megfigyelhetők további molekula fragmentumok a 115–120, 128–134, 142–148, 158–162 és 172–176 m/z – töltésegységre jutó tömeg – tartományokon belül, amelyek feltehetően policiklikus aromás szénhidrogénekhez köthetők. Megjelenésükre általánosan jellemző, hogy 2480–2740 m között meghatározóak, a legintenzívebb csúcs 2608 m-nél azonosítható. A szénatomszám növekedésével az aromás és a policiklikus aromás szénhidrogén-komponensek előfordulása a 2598–2660 m-es intervallumra szűkül (1. ábra).



1. ábra – A kutatófúrás fluidumzárvány-sztratifigrafiái szelvény részlete. PAH: policiklikus aromás szénhidrogén

A szerves anyag Raman-spektrumának domináns D- (*disordered*) és G- (*graphitic*) sávjai mentén a legintenzívebb csúcsokhoz tartozó hullámszámok a D-csúcsnál az 1330–1370 cm^{-1} , míg a G-csúcsnál az 1590–1610 cm^{-1} hullámszámtartományon mérhetőek. A D-csúcspozíció mélyebb szerkezeti helyzetben csökkenő értékeket vesz fel, ezzel szemben a G csúcspozíció közel állandó értéket mutat 1602 cm^{-1} hullámszámmal, esetenként kiugró értékeket felvéve. A D-pozíció csökkenő hullámszáma és a G-csúcspozíció viszonylagos állandósága mellett a csúcspozíciók távolsága emelkedik a növekvő mélység függvényében. A D-sávhoz rendelt görbe alatti terület – azaz a görbe 512 db lineárisan interpolált pontjának a D_{max} intenzitásra normált értékeinek összege (STA – *Scaled Total Area*) – a vizsgált minták esetében nagyobb, mint 240 STA-érték és az ebből számított maximum hőmérséklet 165 °C (2. ábra).



2. ábra – A diszperz szerves anyag Raman-spektruma alapján számított hőmérséklet adatok

A kőzetminták optikai szervesanyag-vizsgálata során a fő macerál-csoportokat, úgymint liptinitet, vitrinitet és inertinitet sikerült elkülöníteni. A vitrinitreflexió értéke a minták esetében széles skálán mozgott, 0,3–2,0 $R_0\%$ értékkel.

4.2. Eocén tároló

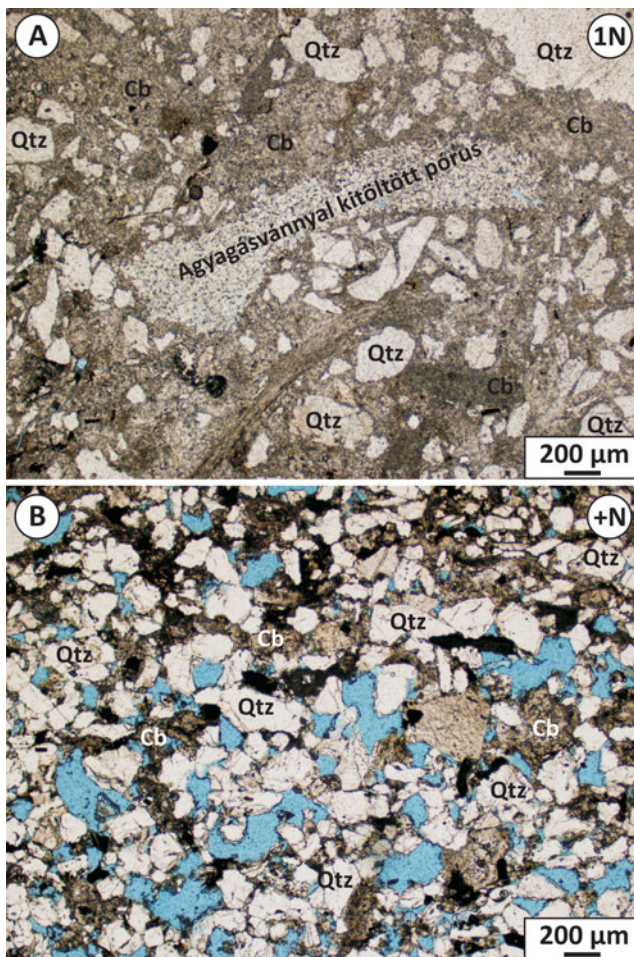
A magok petrográfiai leírása alapján három fő kőzettípust lehet elkülöníteni: konglomerátum, finomszemcsés homokkő, durvaszemcsés meszes homokkő. E három típus közül a második esetben minden mintánál elmondható, hogy olajtelített. A másik két típusnál olajnyom nem figyelhető meg a magokon. A fenti három kőzettípus jellemző magmintáiból vékonycsiszolatok készültek. Ezek mikroszkópos vizsgálata alapján elmondható, hogy a vázalkotó szemcsék dominánsan kvarc anyagúak mind a három kőzettípus esetében. A konglomerátum és a meszes homokkő esetében jelentős a karbonát cement mennyisége, a szabad pórusok száma elenyésző.

A finomszemcsés homokkőben a karbonát cement mennyisége alacsonyabb. A kvarcsemmcsék között gyakoriak a pórusok. Mindegyik kőzettípusnál jellemző az agyagásványok jelenléte a pórusokban (3. ábra).

A korábbi kőzetfizikai mérések adatai azt mutatják, hogy az olajtelített szakaszok átlagosan 11% vízszintes porozitással és átlag 5 mD vízszintes permeabilitással rendelkeznek. Ezzel szemben a nem telített minták az előző csoporthoz képest alacsony porozitással (átlagos vízszintes porozitás 3%), alacsony permeabilitással (átlagos vízszintes permeabilitás: 0,1 mD) és magas karbonát tartalommal (50–60%) jellemezhetőek. A magminták alapján rekonstruálható rétegsorban a telített és a telítetlen szakaszok 1–4 méterenként váltakoznak.

5. Konklúzió

A Paleogén-medence központi területén mélyült kutatófúrás esetében a recens szénhidrogénrendszer egyes elemei, úgymint a lehetséges anyakőzet, a vertikális migráció, a tároló kőzet, a lehetséges záró kőzet, valamint a paleo-fluidumrendszer is vizsgálható. A fluidumrendszer tető- és talpi-zónáját a metán jelenléte definiálja, az egyes zónáknak megfelelően 2440



3. ábra – (A) kép: Durvaszemcsés meszes homokkő, (B) kép: Finomszemcsés homokkő (Qtz: kvarc, Cb: karbonát)

m-nél és 2780 m-nél. A fluidumzárványok és az elzárt pórusok által csapdázódott szénhidrogének esetében 2440–2660 m között a szénatomszám emelkedik, ami utalhat gravitációs osztályozódásra. Továbbá a szénhidrogének 2580–2660 m közötti intenzívebb jelenléte a recens szénhidrogénrendszer kapcsolatát mutathatja. A diszperz szerves anyag Raman-spektrumának D- és G-csúcsához tartozó egyszerű és származtatott adatok termikusan érettebb szerves anyagot mutatnak a

paleo-fluidumrendszer mentén. A szerves anyag termikus fejlődése során nem haladta meg a 165 °C hőmérsékletet. Ezenfelül a vitrinitreflexió felső értéke 2,0 $R_0\%$ mutat. A maximális, továbbá a katagenetikus érettségi állapotot mutató vitrinitreflexió-értékek alapján feltételezhető a vizsgált réteg szénhidrogént generáló kapacitása.

A módszer megbízhatóságát erősíti, hogy a furadékminták vizsgálata alapján azonosított fluidumrendszer tetőzónája jó korrelációt mutat a feltárt kőolajtároló mélységintervallumával, melynek vizsgálatára a rendelkezésre álló magminta alapján lehetőségünk volt.

Az elvégzett vizsgálatok arra engednek következtetni, hogy a tároló tagolt. A petrográfiai és a kőzetfizikai vizsgálatok alapján azt mondhatjuk el, hogy ez a tárolón belüli magas karbonáttartalmú zónáknak köszönhető, melyek jelentősen befolyásolhatják a rezervoár termeltethetőségét. Napjainkban azonban már léteznek olyan technológiák, melyek kifejezetten a korlátozott kiterjedésű telepek művelését segítik elő, ilyen például a hidraulikus rétegrepesztés vagy éppen a „*radial drilling*”.

Irodalomjegyzék

- Árkai, P. (1983): Acta Geologica Hungarica, 26/1–2, 83–101.
- Barclay, S. A., Worden, R. H., Parnell, J., Hall, S. M., Sterner, S. M. (2000): AAPG Bulletin, 84, 489–504.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kovács, M. (1992): Tectonophysics, 208, 221–241.
- Juhász, Gy. (1998): In: Bérczi, I., Jámbo, Á. (szerk.) Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Nyrt. és Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 469–484.
- Kelemen, S. R., Fang, H. L. (2001): Energy & Fuels, 15, 653–658.
- Kovács, Zs., Gyuricza, Gy. (2014): Magyar Bányászati és Földtani Hivatal kiadványa, Budapest, 263 p.
- Less, Gy. (2005): In: Pelikán, P. (szerk.) A Bükk-hegység földtana, Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 94–107.
- Lünsdorf, N. K. (2016): International Journal of Coal Geology, 160–161, 51–62.
- Lünsdorf, N. K., Lünsdorf, J. O. (2016): International Journal of Coal Geology, 153, 75–86.
- Nagymarosy, A. (1990): Geologica Carpathica, 41, 259–274.
- Palotai, M., Csontos, L. (2010): Geologica Carpathica, 61, 483–493.
- Parnell, J., Middleton, D., Honghan, C., Hall, D. (2001): Marine and Petroleum Geology, 18, 535–549.

ERDÉLYI MOFETTÁK RADONKIBOCSÁTÁSA

Sóki Erzsébet¹, Gyila Sándor², Csige István^{1,3}

¹Debreceni Egyetem – MTA Atomki Környezetfizikai Kihelyezett Tanszék, 4026 Debrecen, Bem tér 18/c

²Dr. Benedek Géza Szívkórház, Kovászna, Eminescu u. 160. Románia

³MTA Atomki, 4026 Debrecen, Bem tér 18/c

e-mail: soki.erzsabet@atomki.mta.hu

1. Bevezetés

A vulkáni utóműködésneként jelentkező, főleg szén-dioxidból álló, alacsony hőmérsékletű gázfeltörést, valamint a rá telepített gázfürdőket is mofettának nevezzük. Ilyen gázfeltörés az aktív vulkáni működést követően akár évmilliókkal is megfigyelhető, igen gyakori jelenség a Kárpát–Pannon térségben, különösen Erdélyben. Kovászna megye Romániában, a Keleti-Kárpátok kanyarulatában, Erdély délkeleti részén helyezkedik el.

A térségben a száraz szén-dioxid gázszivárgásokra alapozva számos szárazfürdő létesült, és üzemel jelenleg is. A szén-dioxid mellett egyéb gázok is előfordulnak a gázelegyben, így megtalálható benne az urán 238-as izotóp bomlási sorában, a földkéregben keletkező radon gáz is. Ez az igen ritka nyomelem ideális nyomjelzője lehet a környezetben lejátszódó transzport folyamatoknak.

2. Mérési módszerek

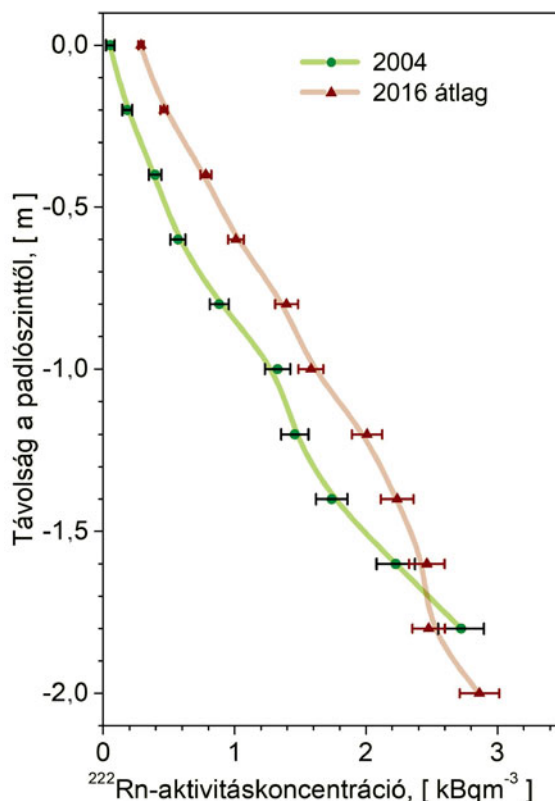
A ^{222}Rn -aktivitáskonzentráció térbeli eloszlását Radamon típusú maratottnyom-detektorral (Csige, Csegzi, 2001) határoztuk meg. Az időbeli változások mérésére Dataqua gyártmányú (Várhegyi, Hakl, 1994) félvezető detektoros radonmérőket használtunk. Méréseket végeztünk a kovásznai Szívkórház, a Bardócz- és Bene-mofettákban.

3. Eredmények

A vizsgálataink tárgyát képező mofetták bár azonos forrásból (tározóból) származnak, a gázforrás és a rá telepített gázfürdő kapcsolatát tekintve eltérőek. Míg a Bardócz- és Bene-mofettát közvetlenül a gázfeltörés helyén létesítették, addig a Szívkórházba egy mély fúrólukból, csőrendszeren keresztül vezetik be a gázokat a medencébe.

3.1. Kovásznai Szívkórház

Az 1. ábrán a mofettákra általában jellemző ^{222}Rn -aktivitáskonzentráció mélységfüggése figyelhető meg, alulról felfelé haladva a ^{222}Rn -aktivitáskonzentrációja csökken. A mélységi eredetű gázok útjuk során a kőzetekből és a talajból különböző radon izotópokat vesznek fel, s egyfajta vivőgázként a felszínre továbbítják azokat. Ennek következtében a radon vertikális eloszlása a vivőgázéhoz hasonló.



1. ábra – A ^{222}Rn -aktivitáskonzentráció változása a magasság függvényében 2004. 7. 30 – 2004. 8. 12. (zöld) és 2016. 6. 20 – 2016. 7. 26 között (barna)

A két mérés közötti időszakban jelentős beavatkozásokat végeztek a mofettában, amelyeket az eredmények jól tükröznek.

A helyiség padlószintje (0,0 m) felé haladva arányaiban nézve megnövekedett a radonkoncentráció. Ez azt mutatja, hogy 2016-ban a medence légterében sokkal kisebb mértékű a mofettagázoknak a levegővel való keveredése. Amennyiben feltételezzük, hogy a radon jó nyomjelzője a vivőgáz szerepét is betöltő szén-dioxidnak, akkor elmondhatjuk, hogy a helyiség padlószintjétől mérve például fél méter mélyen a szén-dioxid gáz koncentrációja a 2004-es értékeknek közel a duplájára emelkedett.

3.2. Bardócz- és Bene-mofetta

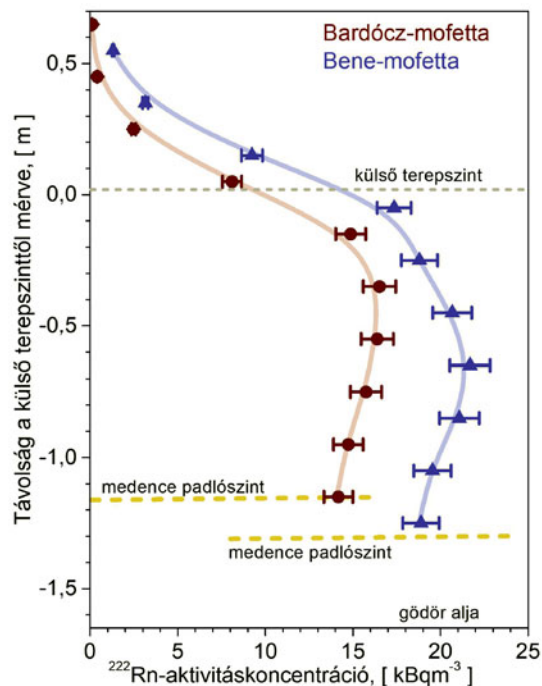
E két mofettában a ^{222}Rn -aktivitáskoncentráció magasság szerinti változása eltér a várakozástól. A mérési eredmények szerint (2. ábra) a ^{222}Rn -aktivitáskoncentráció alulról felfelé haladva nem csökken, hanem növekszik, és csak a külső terepszint közelében csökken le. Az efféle eloszlást az okozhatja, hogy a radon forrása nem a medence alján, hanem valahol a medence oldalfalában van. Tehát a medence alján beszivárgó viszonylag kis ^{222}Rn -aktivitáskoncentrációjú mélységi eredetű gázhoz további radon diffundál a medence oldalfalaiból. A külső terepszint magasságában (0,0 m) a szén-dioxid, és vele együtt a radon koncentrációjában bekövetkező csökkenést egyaránt a levegővel való intenzív keveredés okozza.

4. Következtetések

Mérési eredményeink alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy a kovásznai Szívkórház szárazfürdőjével ellentétben a Bardócz- és Bene-mofetták esetében a radon és a mofettagázok részben egymástól függetlenül, eltérő helyről, és különböző hozammal lépnek be. A radon térbeli és időbeli változásainak értelmezése ugyanakkor lehetővé teszi a mofettagázoknak a felszíni levegővel való keveredésének a vizsgálatát.

Irodalomjegyzék

Csige, I., Csegzi, S. (2001): Radiation Measurements, 34, 437–440.
Várhegyi, A., Haki, J. (1994): Geophysical Transactions, 39/4, 289–302.



2. ábra – ^{222}Rn -aktivitáskoncentráció vertikális eloszlása a Bardócz- (barna) és Bene-mofettában (kék)

A SOPRONI-HEGYSÉG TURMALINBAN GAZDAG METAMORF KŐZETEINEK PETROGRÁFIAI ELEMZÉSE ÉS GENETIKAI ÉRTELMEZÉSE

Spránitz Tamás¹, Józsa Sándor¹, Kovács Zoltán¹, Váczi Benjámin¹, Török Kálmán²

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

e-mail: spratom.elte@gmail.com

1. Bevezetés

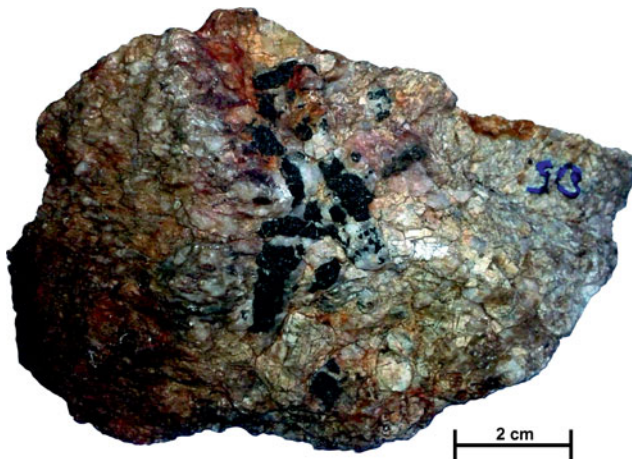
A Pannon-medence nyugati peremén elhelyezkedő Soproni-hegység a Keleti-Alpok legkeletibb felszíni kibukkanása, mely tektonikailag az Alsó-Ausztróalpi-takarórendszer Grobgnéiss egységébe tartozik (Török, 1996). A metamorf komplexum uralkodóan csillámpalából, továbbá ortogneiszből, kvarcitból, leukofillitből és amfibolitból épül fel. Az elmúlt harminc év során számos, a hegység kőzeteit, metamorf fejlődéstörténetét elemző tanulmány született (pl.: Lelkes-Felvári et al., 1984; Kisházi-Ivancsics, 1989; Török, 1996, 2001; Balogh, Dunkl, 2005). A csillámpalák csillámainak K-Ar és Ar-Ar izotópos vizsgálata alapján három főbb tektonometamorf fázis különíthető el: variszkuszi, permotriász és alpi esemény (Balogh, Dunkl, 2005). Az ortogneisz protolitjaként egy variszkuszi peraluminiumos kétcsillámú leukogranit feltételezhető, mely az alpi fázis során nagy nyomású amfibolit fáciesű metamorfózist szenvedett (Török, 1998). Az alpi metamorfózis csúcsát követően a nyírástól mentén leukofillit és kyanit kvarcit képződött a gneisz és a csillámpala rovására, melynek oka Mg-metaszomatizációhoz köthető (Török, 2001). A retrográd szakasz során, továbbá nagy sótartalmú fluidumok hatására ritkaföldfém-gazdag foszfátos ásványosodás, illetve agyagos-limonitos átalakulás mutatható ki (Török, 2001; Freiler et al., 2015).

Habár a Soproni-hegység viszonylag nagy területet ölel fel (kb.: 40 km²), a feltártsági viszonyok kevésbé kedvezők, a hegységet felépítő és sokat elemzett kőzetek tanulmányozására alig egy tucatnyi szálfeltárás áll csupán rendelkezésre. A hegység túraösvényeit járva azonban több kisebb, természetes feltárásban, völgyek mentén, helyben álló, vagy kis mértékben áthalmazott törmelék formájában változatos összetételű kőzetanyag tanulmányozható. A hegység fő tömegét alkotó ortogneiszek, csillámpalák és kvarcitok esetén szembetűnő, hogy sok esetben gyakori elegyrészeik a fekete tús, tömeges vagy foltszerű megjelenésű, sajátalakú turmalinszemcsék. A terepi megfigyelések alapján a törmelékanyagban a turmalin elsősorban a fenti kőzetek kontaktusán jelentkezik (például gneisz és csillámpala határánál). A vizsgált, újdonságnak bizonyuló képződmények turmalinban gazdag pegmatitos ortogneisz és metagranit, turmalinit, turmalinos kyanit-leuchtenbergit-muszkovitpala és kvarcit, valamint a Vöröshídi Csillámpala turmalinban és gránátban gazdag változata. A tanulmány célja az eddig nem dokumentált kőzetek részletes petrográfiai

leírása optikai és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok segítségével. A szöveti elemzés kiegészítéseként kémiai (SEM-EDS) és szerkezeti analízis (Raman-spektroszkópiás és röntgendiffrakciós fázisanalízis – XRD) is készült.

2. Petrográfia és ásványkémia

A durvaszemcsés, pegmatitos szövettű ortogneiszek kőzetalkotó ásványaiként kvarc, plagioklász, turmalin, gránát és fehér csillám azonosítható (1. ábra). Többségük enyhén foliált, ám teljesen irányítatlan szövettű metagranit is megfigyelhető. A kvarc



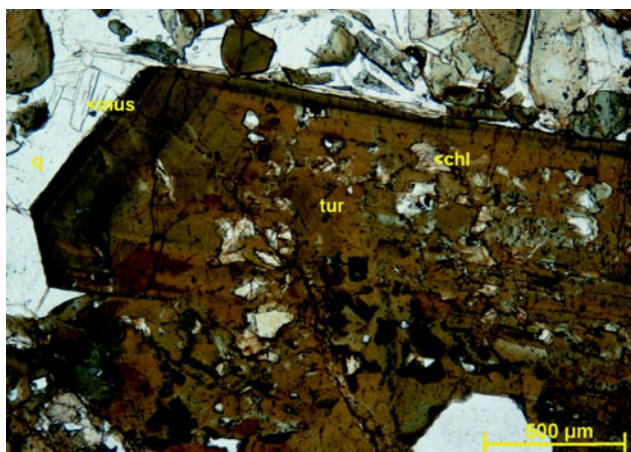
1. ábra – Turmalinban gazdag pegmatitos ortogneisz

mikroszkópi léptékben, szöveti helyzettől függően változatos megjelenésű: nagy hőmérsékletű szemcsehatár-vándorlást mutató dinamikus átkristályosodás, valamint poligonális szövettű statikus átkristályosodás is kimutatható. Káliföldpát csak a metagranitokban található, az ortogneiszek földpátjai közel tiszta albitok. A földpátok belsejében orientált elrendeződésű, finomszemcsés fehér csillám-hálózat figyelhető meg, a zárványok összetétele fengites összetételt mutat (a Si-tartalom eléri a 6,65 apfu-t). A turmalin uralkodóan sajátalakú, deformált, színzónás (halvány sárgásbarna mag, világosbarna külső, majd világos kékeszöld peremi zónák), összetételét tekintve közel azonos mennyiségben van jelen a sörl- (Fe) és a drávit- (Mg) komponens. A peremek felé az ortogneiszek esetén Mg-ban, a metagranitok esetén Fe-ban való gazdagodás jelentkezik, míg a Fe-gazdag turmalin repedések mentén is kimutatható. A turmalin repedéseiben

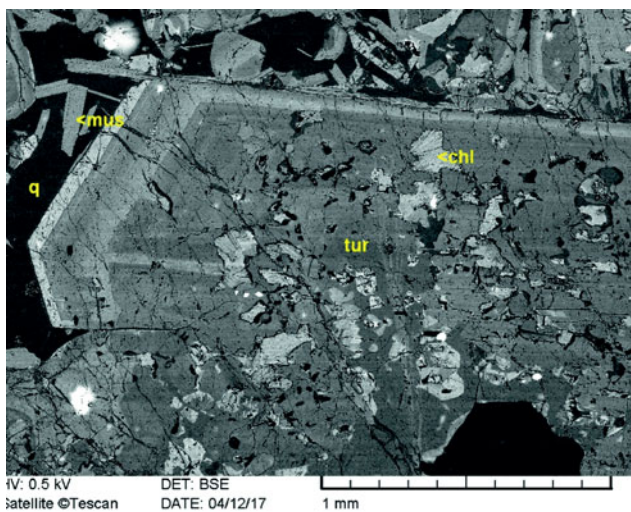
megjelenő fehér csillám Si-gazdag, fengites összetételt mutat, míg a nagyobb fehér csillámokban a magtól a perem felé minden esetben növekvő Si-tartalom mérhető. A gránátok magja vasban és mangánban (Alm-Sps-komponensben) gazdag, a szegélyen vékony Ca-ban gazdag zóna azonosítható.

A metagranitokban a turmalin mellett kis mennyiségben berill jelenik meg, mely a területen újdonságnak számít. Az ortogneisz földpátja bizonyos esetekben teljes mértékben átalakult, a pseudomorfózákat finomszemcsés fehér csillám, Mg-gazdag klorit és kvarc alkotja. A földpátok zárványaként, valamint a fehér csillámokban gazdag zónák mentén a félig sajátalakú apatit is viszonylag gyakori elegyrészként jelenik meg. Ezeken felül kianit és különböző foszfátásványok (lazulit, florencit, goyazit-plumbogummit-crandallit, monacit és xenotim) is nagy mennyiségben jelen vannak.

A területről új közettípusnak bizonyuló turmalinitben a turmalin mennyisége gyakran eléri a 80%-ot. A turmalinit mm alatti vagy akár több centiméter vastag turmalin-, illetve kvarcgazdag sávok váltakozásából áll, míg a kőzetben apatit, Mg- és Fe-gazdag klorit, fehér csillám, biotit, albit, gránát, rutil, ilmenit, cirkon, monacit és scheelit is jelen van. A turmalin-szemcsék deformáltak, foltszerű, illetve oszcillációs zónásságot mutatnak, méretük eléri a néhány centimétert (2. és 3. ábra).



2. ábra – A turmalin oszcillációs zónássága, turmalinitben (1N)



3. ábra – A turmalin oszcillációs zónássága, turmalinitben (SEM-BSE)

A nagyobb szemcséken gyakran megfigyelhető a kezdődő alszemcsésedés, illetve a mozaikos, poligonális szövet. A turmalin főelem-összetétele viszonylag széles tartományt ölel fel: a mag és az oszcillációs zónásságot mutató egységek a sörl-drávit elegysor tagjait képviselik, a sötétbarna szegélyek és repedéskitöltések közel tiszta sörl, míg a világoskék-színtelen repedéskitöltések közel teljesen tiszta drávitos összetétellel rendelkeznek. A nagyobb turmalinszemcsék belsejében hosszúkás, kusza csillám alakú foltok jelennek meg, melyekben kimutathatóan magasabb Ti- és Fe-tartalom mérhető, mint a turmalin szomszédos zónáiban. A rutil- és ilmenitszemcsék belsejében finomszemcsés scheelit van jelen. A fehér csillámok Si-gazdag ($Si > 6,8$ apfu), a gránátok Ca-ban gazdag összetételt mutatnak.

A kianit-leuchtenbergit-muszkovitpalában, illetve a kvarcitban deformált turmalinrétegek és -erek figyelhetők meg (4. ábra). A sajátalakú, deformált sörl-drávit elegykristály mellett kianit, Mg-gazdag klorit (leuchtenbergit), rutil és muszkovit



4. ábra – Turmalinban gazdag kianit-leuchtenbergit-muszkovitpala

figyelhető meg. A Mg-gazdag muszkovit ($MgO > 2,6\%$) finomszemcsés sillimanittűk zárványait tartalmazza. A turmalin legkülső zónája teljesen színtelen, tisztán drávitos ($FeO(total) < 0,1\%$) összetételt képvisel.

3. Interpretáció

A pegmatitos ortogneisz szövete, illetve a turmalin mellett a berill megjelenése arról tanúskodik, hogy a variszkuszi peraluminios leukogranit kristályosodása könnyen illókban gazdag (B, Be) környezetben játszódott le.

Granitoid intrúziók környezetében ható metasomatikus átalakulás során gyakori jelenség az Sn-W greizenes értelepek kialakulása mellett az intenzív turmalinosodás, mely az olvadék illótartalmától függően a magmás test külső egységében és a mellékkőzetben is végbemehet (London et al., 1996; Slack, 1998; Klominsky, 2010). A scheelit megjelenése erősíti a turmalinit granitoid intrúziókhöz kötődő Sn-W greizenes eredetét (pl.: Slack, 1996). B-metaszomatózis során keletkezhetett a vizsgált turmalinit, melynek során a kőzetalkotó földpát és csillám átalakult, a turmalin vette át a helyüket (Henry, Dutrow, 1996). A turmalinitben nyomozható szöveti, ásványos

és kémiai összetételbeli bélyegek alapján a kőzet hordozza az alpi nagynyomású (pl.: granoblasztos, poligonális szövet: progresszív metamorfózis) és az azt követő retrográd metamorfózis (pl.: Mg-gazdag klorit, drávitos összetételű turmalin, repedéskitöltő apatit) bélyegeit is.

Az ortogneisz fehér csillámainak szegélyén megjelenő nagy Si-tartalmú fengit, illetve a gránát szegélyén mérhető Ca-ban gazdag zóna az alpi nagynyomású metamorfózis indikátorai (Török, 1998). A foszfátos paragenézis, illetve a kianit és leuchtenbergit megjelenése az ortogneiszben a nyírástól mentén az alpi metamorfózis csúcsát követően aktív, nagy sótartalmú fluidumok jelenlétét jelzik (Török, 2001). A turmalin, habár eredetét tekintve valószínűsíthetően átöröklött formában a kianitos kvarcitok és muszkovit-kloritpaláknak is esetenként lényeges alkotórésze, peremi zónájának összetétele (tisztá drávít) az alpi metamorfózis csúcsát követő nyírási zónákban jelentkező leukofillites esemény meghatározó indikátora.

Köszönetnyilvánítás

Jelen kutatás az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-16-2 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Balogh, K., Dunkl, I. (2005): *Mineralogy and Petrology*, 83, 191–218.
- Freiler, Á., Horváth, Á., Török, K. (2015): *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 306, 243–247.
- Henry, D. J., and Dutrow, B. L. (1996): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33(1), 503–557.
- Kisházi, P. and Ivancsics, J. (1989): *Földtani Közlemény*, 119, 153–166.
- Klomínský, J. J., & Rajpoot, T. G. S. (2010): *Czech Geological Survey, Prague*. ISBN 978-80-7075-751-2.
- Lelkes-Felvári, Gy., Sassi, F.P., Visoná, D. (1984): *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 39, 593–612.
- London, D., Morgan, G. B., & Wolf, M. B. (1996): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33(1), 299–330.
- Slack, J. F. (1996): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33(1), 559–643.
- Török, K. (1996): *European Journal of Mineralogy*, 8, 917–925.
- Török, K. (1998): *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 173, 63–91.
- Török, K. (2001): *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 177, 1–36.

FLUIDUM INVÁZIÓ NYOMA A KELET-ERDÉLYI-MEDENCÉBŐL SZÁRMAZÓ FELSŐ KÖPENY EREDETŰ XENOLITOKBAN

Szabó Ábel, Berkesi Márta, Aradi László, Szabó Csaba

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Közettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium

e-mail: abel.szabo@ttk.elte.hu

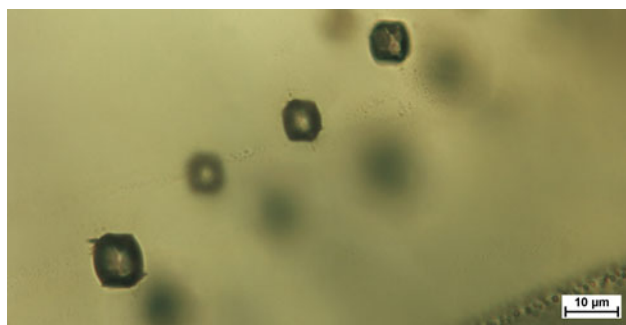
A Földön lejátszódó geológiai folyamatok és jelenségek megfigyelésére számos, jól bevált módszer áll rendelkezésünkre, amelyek segítségével vizsgálhatjuk és megérthetjük ezeket az eseményeket. A felszínen gyűjtött ismereteinket kiegészíthetjük olyan adatokkal, amelyek a mélyből származnak. A nagy mélységben (100–120 km), kismértékű parciális olvadás hatására képződő bázikus magmák gyors, akár néhány tíz óra alatti felszínre törésük (Szabó, Bodnar, 1996) közben magukkal ragadott felső köpeny eredetű xenolitok és xenokristályok vizsgálata által olyan adatokra tehetünk szert, amelyek alapján következtetni lehet a jelenlegi felszínt kialakító, a múltban lejátszódott geodinamikai folyamatokra is, alátámasztva vagy elvetve az egyéb módszerek segítségével kapott földtani modelleket.

A Kárpát–Pannon régió (KPR) öt felső köpeny eredetű xenolit lelőhelye (Stájer-medence, Kisalföld, Bakony–Balaton-felvidék, Nógrád–Gömör, és Kelet-Erdélyi-medence; Szabó et al., 2004) közül az egyik legfiatalabb és egyben záró alkáli bazaltos vulkáni centruma a Persány-hegység, amely az Erdélyi-medence keleti felében fekszik. A Persány-hegység alkáli bazaltjai által felszínre hozott xenolitok tanulmányozása különösen indokolt, hiszen e terület közelében található (és a Vrancea zónát is magába foglaló geofizikai szelvényen (1. ábra) bemutatott) alábukó lemez gyakorolhat olyan hatást a felsőköpenyre, ami metasztatizáló olvadék/fluidum megjelenését eredményezheti.

Jelen munka során öt spinell lherzolit/hornblendit összetett xenolitban található fluidumzárványok petrográfiai, mikrotermometriai és Raman-spektroszkópos vizsgálatát végeztük el. A xenolitok spinell lherzolit részében levő klino- és ortopiroxén szemcsékben három fluidumzárvány generáció különíthető el. Az első generációba tartozó zárványok ritkák, szabálytalan alakúak, elrendeződésük véletlenszerű, méretük 5–15 μm . A

második és a harmadik generációba sorolható fluidumzárványok nagy mennyiségben vannak jelen, átlagos méretük 5–30 μm és beforrt repedések mentén csapdázódtak (2. ábra). A nagyobb zárványok (15–40 μm) dekrepitalódtak, míg a kisebbekre (5–10 μm) ez nem jellemző.

A mikrotermometriai vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy a fluidumzárványok nagy sűrűségűek (0,99–1,05 g/cm³) és döntően CO₂-t tartalmaznak. A Raman-spektroszkópos vizsgálatok rámutattak arra, hogy a CO₂ mellett a második generációba sorolható fluidumzárványok N₂-t és H₂O-t, a harmadik generációba tartozók H₂S-t tartalmaznak. A H₂O mennyiségének



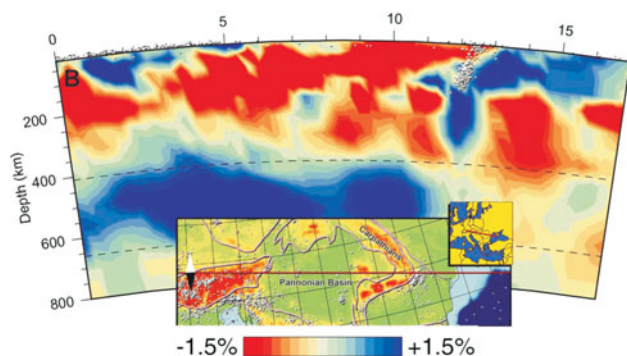
2. ábra – Beforrt repedés mentén csapdázódott, negatív kristály alakú fluidumzárvány klinopiroxén szemcsében

meghatározása érdekében végeztünk nagy hőmérsékletű (150 °C) Raman-spektroszkópos méréseket, amelyek alapján kiderült, hogy az általunk vizsgált fluidumzárványok akár 11 mol% H₂O-t is tartalmaznak, amire eddig csak egy, a Bakony–Balaton-felvidékről származó fluidumzárvány esetében volt példa a KPR-ban (Berkesi et al., 2009).

A xenolitokban vizsgált fluidumzárványok tulajdonságai alapján feltételezhető, hogy a Kelet-Erdélyi-medence alatti felső köpeny kőzetei kölcsönhatásba léptek egy nagy H₂O tartalmú olvadékkal/fluidummal, aminek a keletkezése összefüggésben lehet a Keleti-Kárpátok menti szubdukált lemez dehidratációjával.

Irodalomjegyzék

- Berkesi, M., Hidas, K., Guzmics, T., Dubessy, J., Bodner, R. J., Szabó, Cs., Vajna, B., Tsunogae, T. (2009): Journal of Raman Spectroscopy, 40, 1461–1463.
- Szabó, Cs., Bodnar, R. J. (1996): Petrology, 4/3, 221–230.
- Szabó, Cs., Falus, Gy., Zajacz, Z., Kovács, I., Balí, E. (2004): Tectonophysics, 393/1–4, 119–137.
- Wortel, M. J. R., Spakman, W. (2000): Science, 290, 1910–1917.



1. ábra – Szeizmikus tomográfiai szelvény a KPR-n keresztül (Wortel, Spakman, 2000)

GEOKÉMIAI FOLYAMATOK A BÁTAAPÁTI NEMZETI RADIOAKTÍVHULLADÉK-TÁROLÓ GRÁNIT–BETON HATÁRFELÜLETÉN

Szabó Zsuzsanna¹, Udvardi Beatrix¹, Kónya Péter¹, Gál Nóra¹, Király Edit¹, Török Patrik², Szabó Csaba³, Falus György¹

¹ MFGI, Budapest

² RHK Kft., Budaörs

³ ELTE TTK, Központi Kutató és Műszer Centrum (KKMC) és Litoszféra Fluidum Kutató Labor (LRG), Budapest
e-mail: szabo.zsuzsanna@mfgi.hu, zsszabo86@gmail.com

1. Bevezetés és célkitűzések

Geokémiai kölcsönhatások, ásványoldódási és kiválási folyamatok természetes módon is folyamatosan játszódnak kőzet és pórusfluidum között. A beton geológiai rendszerbe történő kerülésekor módosul a termodinamikai egyensúlyi állapot, amely reakciókat indíthat be. Így egy intenzív kölcsönhatás indul a kőzet és beton között, amelynek közvetítő közege a pórusokat kitöltő víz. Az így lejátszódó ásványos átalakulások vezetnek idővel a beton fizikai paraméterekkel leírható degradációjához is.

A radioaktív hulladéktárolás beton öregedésével számos kísérleti-modellezési munka foglalkozik (pl. Gaucher, Blanc, 2006 és referenciái) és ezek száma egyre nő (pl. Chaparro et al., 2017; Lerouge et al., 2017). A magyar vonatkozású publikációk (Benő, Molnár, 2010, Fintor, Nagy, 2015) következtetései anyagvizsgálati eredményekkel még nem alátámasztott, termodinamikai paramétereket figyelembe vevő modellezésen alapulnak.

Jelen munka a Bataapáti Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló felszín alatti területéről származó fúrómagokat vizsgál, amelyek harántolják a gránit betonnal érintkező határfelületét. Az ezen mintákban megfigyelhető ásványoldódási és kiválási reakciók alapján egy új, kinetikus geokémiai modell validálható, amely célja megbízhatóbb előrejelzést adni a kőzet és beton kölcsönhatásának és degradálódásának folyamatáról időben és térben.

2. Vizsgált terület és minták

A kutatás tárgyának területe földtanilag a Mórággyi-röghöz, illetve a paleozoos Mórággyi Gránit Formációhoz tartozik, ahol a legtipikusabb kőzet a monzogránit. Ebben alakították ki, többek között beton felhasználásával a Bataapáti Nemzeti Radioaktív hulladék-tárolót, amelynek első tárolókamráját 2012-ben helyezték üzembe. Tizenkét gránit–beton határfelületet is tartalmazó fúrómag áll rendelkezésünkre, amelyeket 2014 és 2015 között mintáztak a tárolóból, kb. 275 méter mélyről. Ezek közül ötöt választottunk ki a vizsgálatok megkezdésére változatosságuk, pl. a beton fellövése és a mintázás között eltelt idő alapján, amely így 20–455 nap között változik.

3. Módszerek

3.1. Anyagvizsgálat

A vizsgálatok első szakaszára kiválasztott öt magminta makroszkópos tulajdonságaikban is eltérnek, pl. a gránit–beton

határfelület jellegzetességeiben. Ezek pontosabb megfigyelései alapján vettünk töréssel, fúróval, kaparással összesen 16 részmintát röntgen-pordiffrakció (XRD), termikus analízis (TA) és csillapított teljes reflexiós Fourier transzformációs infravörös spektroszkópia (ATR-FTIR) elemzésre. Néhányukról teljes kémiai elemzés is született. Továbbá, a határfelületekről vékonycsiszolatok is készülnek, amelyek vizsgálatok számos képalkotási technikát alkalmazunk.

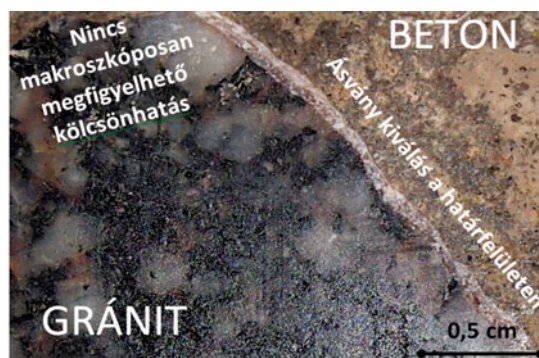
3.2. Geokémiai modellezés

A gránit–pórusvíz–beton kölcsönhatás következtében lejátszódó ásvány oldódási és kiválási reakciók szimulálására és így a megfigyelések megértésére, valamint a folyamatok előrejelzésére PHREEQC v3 szoftvert (Parkhurst, Appelo, 2013) használunk. A pontos koncepció kialakítása és a bemeneti paraméterek összegyűjtése alapos megfontolásokat követel, amit lejjebb tárgyalunk. Az eredmények megjelenítését R programnyelv segítségével automatizáljuk (R Core Team, 2014).

4. Előzetes eredmények

4.1. Makroszkópos megfigyelések

A magminták nemcsak a beton földfelszín alatt eltöltött idejét illetően, hanem a bennük szabad szemmel is látható kölcsönhatásokban is eltérést mutatnak. Az 1. ábrán látható, hogy előfordul a gránit és a beton anyagának összenövése, amely egyes esetekben egy fehér ásványrétegen keresztül történik Lerouge et al. (2017, Svájc, Opalinus agyag) megfigyeléseihez hasonlóan.



1. ábra – Gránit és vele összenőtt, 58 napig a mélyben lévő beton határfelületének makroszkópos képe, amelynek egy részén fehér ásványréteg kiválása figyelhető meg

Ettől eltérően, a **2. ábrán** látható magmintában a két anyag jóval hosszabb ideig volt kölcsönhatásban a mélyben. Itt a gránit és a beton egyértelműen elkülönül és elválik egymástól. A határukon viszont itt is megfigyelhető egy fehér színű kéreg keletkezése (**2. ábra**) valamint, két zóna a betonban a kontak-tussal párhuzamosan.



2. ábra – Gránit és 308 napig a mélyben lévő beton fehér ásványkiválással a határfelületen

Az XRD, TA és ATR-FTIR elemzések a határfelület ásványkiválását reprezentáló részmintákat az **1. ábrán** látható esetekben fúróval, a **2. ábrán** látható esetben kaparással vettük.

4.2. Ásványos összetétel

Öt részminta XRD, TA, ATR-FTIR elemzése alapján a magminták gránit részének fő ásványos összetevői a plagioklász, káliciföldpát, biotit, kvarc, klorit, és kisebb, de kimutatható mennyiségben a kalcit. A fenti technikák mellett a teljes kémiai elemzés szerint hét beton részminta fő fázisai a kvarc, plagioklász, káliciföldpát, ettringit ($\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12} \times 26\text{H}_2\text{O}$), portlandit ($\text{Ca}(\text{OH})_2$), larnit (Ca_2SiO_4), kalcit, vaterit (CaCO_3) és dolomit.

A négy határfelületről vett részminta (egy mag esetén ez nem volt lehetséges) természetesen tartalmazza a mellettük lévő gránit és beton fázisait, de szignifikánsan nagyobb mennyiségben van jelen néhány ásvány. Az **1. ábrára** jellemző ásványkiválás esetén a kalcit erős dúsulása a jellemző, míg a **2. ábrán** látható fehér kéregben a kalcit mellett megjelenik aragonit, akermanit ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$) és nagy valószínűséggel gipsz. Az első eredmények egyike sem utal a Lerouge et al. (2017) által leírt Mg-gazdag rétegszilikát fázisra.

4.3. A geokémiai modell koncepciója és bementi adatai

A fenti megfigyelések megértésére előkészületek folynak egy új geokémiai modell létrehozására Benő, Molnár (2010) és Fintor, Nagy (2015) nyomán. Ez lehet statikus vagy transzport szimuláció, illetve tisztán termodinamikus vagy kinetikus ásványoldódási és kiválási paramétereket is figyelembe vevő futtatás.

A transzport szimuláció felépítését egy statikus modellezés előzi meg. Másrésről, a legtöbb tanulmány termodinamikus megközelítést alkalmaz (pl. Benő, Molnár, 2010, Fintor, Nagy,

2015 is) a kinetikus folyamatokat felülíró, lassan lejátszódó diffúziós anyagtranszportra utalva (Kosakowski, Berner, 2013). Azonban Chaparro et al. (2017) kinetikus modelljei is jobban képesek reprodukálni mérési eredményeiket, mint a termodinamikus futtatások, amely tapasztalatok átfednek a CO_2 geológiai tárolás kutatásának tapasztalataival (pl. Szabó et al., 2016). Így a végső koncepció egy kinetikus reaktív transzport modell lesz.

Az ehhez szükséges bemeneti adatok többek között a következők. A Nemzeti Radioaktív hulladék-tárolóban uralkodó hőmérséklet- és nyomás-viszonyok, a gránit és beton eredeti ásványos összetétele, illetve a magminták átmeneti zónájának mérése alapján kiválasztott potenciálisan keletkező új ásványfázisok listája. A modellezés a PHREEQC.DAT termodinamikus adatbázist veszi alapul, illetve a beton geokémiai modellezésével foglalkozó cikkek adatai között kiemelten Chaparro et al. (2017) és referenciái által közölt termodinamikus és főképp kinetikus paramétereket. A kinetikus modellezés továbbá Palandri, Kharaka (2004), illetve Szabó et al. (2016) alapján történik. Nélkülözhetetlen információ a gránit eredeti pórúsvíz-összetétele, amely az MFGI adatbázisában elérhető adatok alapján jellemzően CaMg - vagy MgCa-HCO_3 -os kémiai jellegű. Néhány minta esetén a Na is magasabb értékeket mutat.

5. Összefoglalás

Öt gránit–beton átmenet fúrómagminta vizsgálata kezdődött el a Bábaapáti Nemzeti Radioaktív hulladék-tárolóból. Ezek a betonlövés és mintázás között eltelt időben (20–455 nap) és makroszkópos tulajdonságaikban is eltérnek. A határfelületen fehér ásvány réteg vagy kéreg figyelhető meg, amelyekben kalcit és kalcit–aragonit–akermanit–gipsz mutatható ki. A lezajló reakciók jobb megértése és előrejelzése érdekében elkezdődött egy kinetikus reaktív transzport modell bemeneti adatainak összegyűjtése.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki Dr. Benedek Kálmánnak (RHK Kft.).

Irodalomjegyzék

- Benő, É., Molnár, P. (2010): Kézirat, Golder Zrt., RHK-K-192/09 jelentés.
- Chaparro, M.C., Soler, J.M., Saaltink, M.W., Mäder, U.K. (2017): Physics and Chemistry of the Earth, doi: 10.1016/j.pce.2017.01.010.
- Fintor, K., Nagy, T. (2015): In: Pál-Molnár et al., 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, SZTE, ISBN 978-963-306-398-7.
- Gaucher, E.C., Blanc, P. (2006): Waste Management, 26, 776–788.
- Kosakowski, G., Berner, U. (2013): Physics and Chemistry of the Earth, 64, 65–86.
- Lerouge, C., Gaboreau, S., Grangeon, S., Claret, F., Warmont, F., Jenni, A., Cloet, V., Mader, U. (2017): Physics and Chemistry of the Earth, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2017.01.005>.
- Palandri, J.L., Kharaka, Y.K. (2004): U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report, 04/1068.
- Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J. (2013): U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A43.
- R Core Team (2014): R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Szabó, Zs., Hellevang, H., Király, Cs., Sendula, E., Kónya, P., Falus, Gy., Török, Sz., Szabó, Cs. (2016): International Journal of Greenhouse Gas Control, 44, 262–275.

A BÜKKALJA GEOTURISZTIKAI POTENCIÁLJA

Szepesi János¹, Soós Ildikó¹, Ésik Zsuzsanna², Lukács Réka¹, Sütő László³, Novák Tibor⁴, Baráz Csaba⁵, Harangi Szabolcs¹

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest,

² Debreceni Egyetem Ásvány és Földtani Tanszék, Debrecen

³ Eszterházy Károly Egyetem Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Eger

⁴ Debreceni Egyetem Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, Debrecen

⁵ Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger

e-mail: szepeja@gmail.com

A Bükkalja földtani, vulkanológiai, geomorfológiai kutatásai jelentős szakirodalmi tudásanyagot dolgoztak fel az elmúlt évtizedekben. Ezek közkinccsá tétele a földtani örökség védelmével és az értékek fenntartható hasznosításával, bemutatásával valósulhat meg. Ennek jelentőségét a geoturizmus egyre népszerűbbé válása (1990-es évektől), valamint az UNESCO Globális Geopark hálózathoz tartozó két magyar geopark (Nógrád–Novohrad, Bakony–Balaton Geopark) megalapítása és látogatottsága is igazolja.

A Bükkalja főként 18–14 millió éves (Lukács et al., 2015; 2017) Si-gazdag piroklasztitokból felépülő, enyhe lejtésű, hegységelőtéri dombsági táj, amely keskeny paleogén üledék-sávval csatlakozik a Déli-Bükk mészkőtömegéhez (Dobos, 2002). A harmadidőszaki kőzetek alatt is folytatódó karbonátos alaphegység hazánk második legnagyobb termálkarsztos vízteste, amelynek jelentőségét fürdőkultúrája igazolja (Egerszalók, Demjén, Bogács, Mezőkövesd).

A felszínfejlődést és morfológiai jellemzőket tekintve is sajátos helyzetű kistájon olyan tájhasználati és gazdálkodási formák alakultak ki, amelyek kultúrtörténeti vonatkozásai (pl. kaptárkövek, kőfaragás, szőlőművelés) további, egyedi, hozzáadott értéket képviselnek. Ezek együttesen határozzák meg a terület ún. geodiverzitását, amely alapján a vulkáni kistájak között jól definiálható, egyedi karakterrel rendelkezik. Természetvédelmi területei (pl. Szomolyai Kaptárkövek, Kőlyuk-tető) a Bükki Nemzeti Park kezelésébe tartoznak. Egyedi jogszabállyal védett természeti emlékek a kaptárkövek. Helyi jelentőségű védett terület a Mész-hegy – Nyerges-tető Eger város határában. Az egyes formációk földtani alapszelvényei az 55/2015 FM rendelet alapján kaphatnak jogi oltalmat (pl. Noszvaj).

A földtani örökség bemutatása a kőzetek felszíni előfordulásaihoz kötődik, amelyek nemzetközi értékvédelmi munkában a „geotóp” megnevezést kapták. A geotópok lehetnek természetes vagy mesterséges feltárások, bányák, egyéb antropogén hatásra létrejött objektumok, de egyedi azonosításukat mindenképpen a létrehozó geológiai, geomorfológiai folyamatok teszik lehetővé. A nagyobb méretű, geomorfológiai jelentőséggel is rendelkező formák a geomorfotóp (pl. szurdokvölgyek) kategóriába sorolhatók. A Bükkalja területének földtani értékeit több szempont alapján kategorizálhatjuk. Az első csoportba a formakincs és kőzettan (mészkő, riolittufa) alapján definiálható geomorfotópok, geotópok tartoznak: a, aszimmetrikus réteglépcsők, b, szurdokvölgyek c, periglaciális formák, d, kőfejtők, e,

földtani alapszelvények. A második csoportot a bükkaljai kőkultúra emlékei és az egyéb földtani jelentőségű kultúrtörténeti objektumok képviselik: f, kaptárkövek g, pince/pincesorok, h, kőhodályok, barlanglakások, i, várak.

A Bükkalja legmarkánsabb felszínformái a többfázisú (8,5–3 millió év, Dobos, 2002) hegyláb felszín-képződés eredményeként létrejött aszimmetrikus réteglépcsők. Legszebbek az összesült ignimbriteken kialakult, északi oldalukon meredek rétegfeljelekkel kiemelkedő formák (pl. Nyomó-hegy). A pleisztocénben megváltozott éghajlati viszonyok között felerősödő lineáris erózió a keményebb kőzeteken szurdokvölgyeket, köténgereket formált, a kevésbé ellenálló ártufából felépülő lejtőkön kúpok képződtek. Az antropogén tevékenység hatására létrejött geotópok közül a több évszázados múltra visszatekintő építő (falazó, lábazat) és díszítő (ablakkeret, sírkő, feszület) bányászat emelhető ki (pl. Demjén, Kisgyőr, Szomolya).

A kultúrtörténeti jelentőséggel is rendelkező geotópok közül a kaptárköveket tekinthetjük a Bükkalja legismertebb földtani értékeinek. A felmért 82 sziklaalakzatba 479 darab, átlagosan 60 cm magas és 30 cm széles fülke mélyül (Baráz, 2002; 2014). Legismertebbek a szomolyai (Kaptár-völgy), cserépváraljai (Nagykúp) és a cserépfalui (Ördögtorony) sziklaalakzatok. A nagy múltú szőlő és borkultúra bizonyítékai a vulkáni tufába gyakran több szintben mélyített pincesorok (Eger, Cserépfalu, Bogács stb.). Faraghatóságát használták ki a kőhodályok (kácsi kőhodály, Hidegkút laposa, Cserépfalu) és barlanglakások kialakításakor, amelyek utcákra fűzve egész településrészeket alkottak (Sirok, Egerszalók, Szomolya, Cserépfalu). A völgyek fölötti jól védhető magaslatokon a népvándorlástól kezdve alakítottak ki erődítményeket. Az elpusztult várak (Bükkzsérc, Kisgyőr, Sály) közül kiemelhető Cserépváralja, ahol a vár körül tufába vájva 12 nagy gabonásverem mélyült.

A földtani értékek turisztikai hasznosítása itt a Bükki Nemzeti Park Igazgatóság oktatási, bemutatási és ökoturisztikai fejlesztésével kezdődött, amelynek eredményeként terepi bemutatóhelyek, ismeretterjesztő kiadványok, filmek készültek. Tanösvények közül az Ördögtorony (Cserépfalu) és a Kaptárkő emelhető ki. A területen több egyesület szerveződött, amelyek helyi adottságokat kihasználva próbálják népszerűsíteni a Bükkalja geotóp értékeit. A Kaptárkő Természetvédelmi és Kulturális Egyesület több mint 10 éve alakult Egerben, és nekik köszönhető, hogy a „Kaptárkövek és a bükkaljai kőkultúra” bekerült a Hungarikumok Gyűjteményébe. A Bükkaljai Kő-út

Turisztikai Klaszter Egyesület létrehozói közösen igyekeznek tenni a térség fenntartható és versenyképes turizmusáért. Négyéves múltat tekint vissza a Bükkaljai Múzeum a tájegység értéktörő seregszemléje. 2008-ban Cserépfalun, a Less Nándor emléktúráját kísérő rendezvényként életre keltett Geotóp nap (Sütő et al., 2011) a földtudományi értékek aktív ismeretszerzésen alapuló népszerűsítését tűzte ki célul. A geotópoknál zajló kiegészítő előadások, terepi vulkánmodell-építés, a horzsakőúsztatás sikere mutatja, hogy hogyan lehet a földtudományi ismereteket közelebb vinni az arra fogékony közönséghez. Átfogóbb kezdeményezés a Pannon Vulkánút (Harangi et al., 2015), amelynek észak-magyarországi szegmense érintené a területet, és egy tematikus út keretében új, földtudományi bemutatóhelyek létrehozásával népszerűsítene a vulkáni geotópokat. A geoturizmus további sajátos feladata, hogy a nagy hagyományokkal rendelkező bortúra, gasztro- és termálturizmus célközönségét is meg tudja szólítani.

Irodalomjegyzék

- Baráz, Cs. (2002): in: Sándor A. (szerk): A Bükki Nemzeti Park, Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger pp. 365–378.
- Baráz, Cs. (2014): Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 1–168.
- Dobos, A. (2002): in: Sándor A. (szerk): Bükki Nemzeti Park, Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 217–227.
- Harangi, Sz., Németh, K., Korbély, B., Szepesi, J., Szarvas, I., Lukács, R. (2015): 26th IUGG General Assembly, IUGG-4802
- Lukács, R., Harangi, Sz., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J.: (2015): Contributions to Mineralogy and Petrology, 170(5-6), 1–26.
- Lukács, R., Harangi, Sz. Czuppon, Gy., Fodor, L. Petrik, A., Dunkl, I., Bachmann, O., Guillong, M., Buret Y., Sliwinski, J., Szepesi, J., Soós, I. (2017): e kötetben
- Sütő, L., Szepesi J, Novák T, Dávid L (2011): Acta Geoturistica 2/1, 23–28.

A KVARC OPTIKAI LUMINESZCENS (OSL) TULAJDONSÁGAI ÉS AZ AZT BEFOLYÁSOLÓ TÉNYEZŐK KÜLÖNBÖZŐ HAZAI KÖZETEKBEN

Thamóné Bozsó Edit, Fűri Judit, Kovács István János, Király Edit, Nagy Attila, Törökné Sinka Mariann, Péterdi Bálint

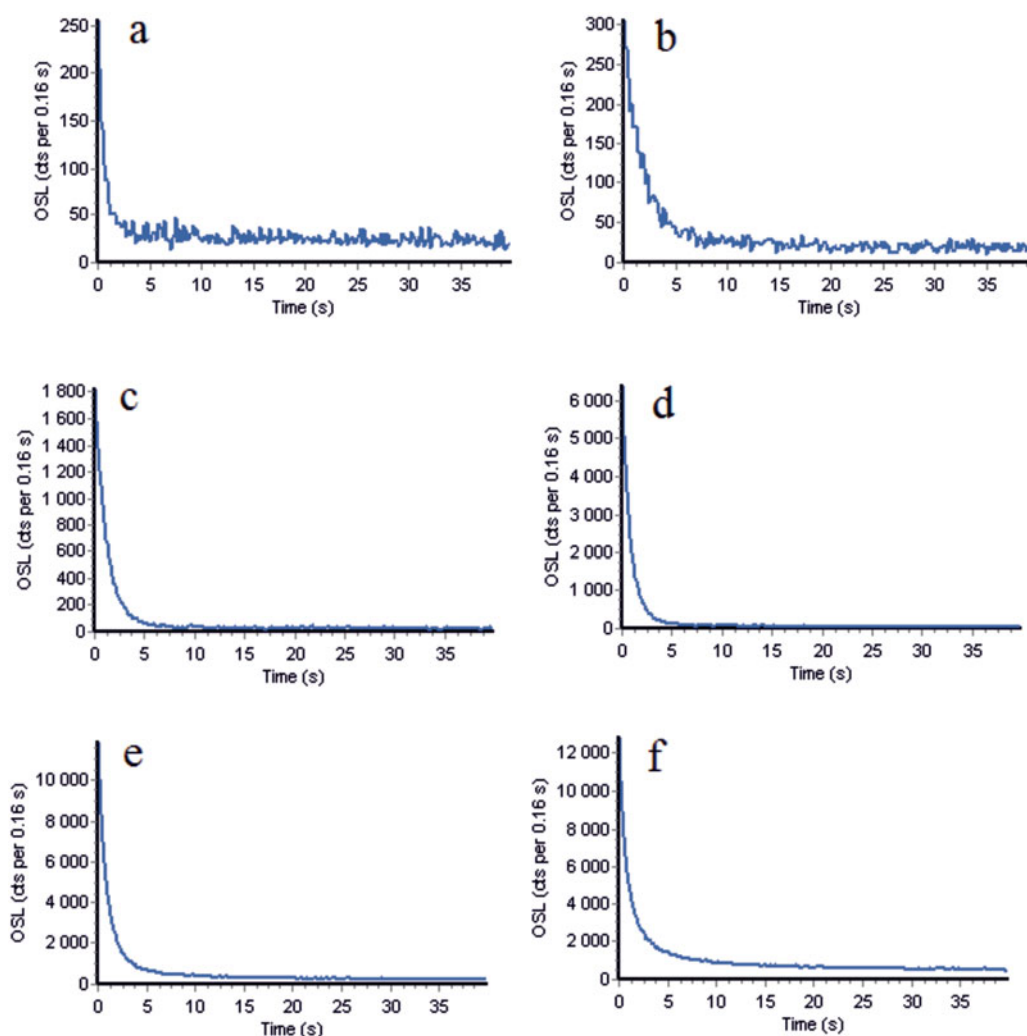
Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest
e-mail: bozsó.edit@mfgi.hu

1. Bevezetés

A lumineszcens kormeghatározás során végzett OSL (Optically Stimulated Luminescence) mérések alapján a kvarc lumineszcens tulajdonságai és OSL kormeghatározásra való alkalmassága helyi eltéréseket mutat. Tapasztalataink szerint Magyarországon és a Kárpát-medencén belüli közeli területeken a késő-pleisztocén és holocén üledékek kvarc- szem-

cséinek lumineszcenciája változó, sok helyen viszonylag gyenge, halvány, míg például a Franciaországból vizsgált minták általában erős, fényes lumineszcenciát adtak, az Indiából származó minták kvarcának lumineszcenciája pedig legtöbbször nagyon gyenge volt. Hazai viszonylatban is jelentős eltérések mutatkoznak a kvarc lumineszcenciájának erősségében (1. ábra).

A különböző üledékekből szeparált kvarc egyre növekvő



1. ábra – Néhány hazai késő-pleisztocén–holocén üledék kvarcának lumineszcens (OSL) szignálja (a: Agártető, b: Libickozma, c: Tolnanémedi, d: Neszmély, e: Hunya, f: Apc)

radioaktív sugárzás hatására fellépő lumineszcenciájának változása is helyi eltéréseket mutat. Ezeknek a különbségeknek az egyik oka a kvarc eltérő forrásközetekből való származása lehet. Ezért a pleisztocén és holocén üledékek forrásközeiként számításba vehető hazai magmás, metamorf és idősebb üledékes kőzetek kvarcának optikai lumineszcens tulajdonságait és az azt befolyásoló tényezőket vizsgáljuk 20 kőzetminta esetében.

Mivel a lumineszcencia végső soron az ásványok kristályrács hibáira vezethető vissza, amit főként különböző ionok, molekulák és zárványok beépülése okoz, ezért egyik célunk ezeknek a szennyeződéseknek a kimutatása. A szakirodalomban több közlemény foglalkozik a kvarc katódlumineszcenciájának és szennyezőinek kapcsolatával (pl. Götze et al., 2001; 2004; Müller et al., 2003), de az OSL vonatkozásában még kevés vizsgálat született (pl. Trukhin et al., 2011; Guzzo et al., 2017).

Másrészt, a lumineszcenciát az ásványokat ért radioaktív sugárzás nagysága is befolyásolja, ezért a kőzetek sugárzóanyag tartalmát is vizsgáljuk.

2. Minta előkészítés

A vizsgált minták részben a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet Gyűjteményéből valók, részben az eredeti előfordulási helyükről kerültek begyűjtésre.

A magmás, metamorf és kötött üledékes kőzetminták előkészítése során először törést alkalmaztunk pofástörő, majd golyósmalom segítségével. A vizsgálatra szánt 0,1-0,3 mm-es frakció szitálással került elkülönítésre, melyből a karbonátok kioldása 10%-os HCl, az esetlegesen előforduló szerves anyagok eltávolítása 20%-os H₂O₂ segítségével történt. Majd 40%-os HF-os étetés következett, melynek időtartama a kvarc dúsabb minták (homok, kvarcit) esetében rövidebb, 60 perces, a többi kőzet esetében hosszabb, 90 perces volt. Az étetés után esetleg visszamaradt fluoridok kioldásához 10%-os HCl-t használtunk, a keletkezett finomabb frakció eltávolítását 0,1 mm-es lyukátmérőjű szitán való átmosással végeztük. Ezután a kvarc-dús részleg elkülönítése desztillált vizes atmoszféra, szárítást követően nehézfolyadék (2,67 g/cm³ sűrűségű nátrium polivolfamát, azaz SPT) segítségével történt. A minták előkészítése a törést, illetve őrlést leszámítva a lumineszcens kormeghatározásra begyűjtött minták előkészítésével azonos lépésekből állt.

A gamma-spektrometriai mérésekre a magmás, metamorf és kötött üledékes kőzetminták törése, majd max. 1mm-es méretre őrlése, és szárítása után került sor, míg a laza üledékek esetében őrlést csak az 1 mm-nél nagyobb szemcséken alkalmaztunk.

3. Vizsgálati módszerek

A kvarc OSL tulajdonságainak vizsgálatát Riso TL/OSL műszerrel a SAR OSL protokoll (Wintley, Murray, 2006) szerinti mérésekkel végezzük. Ennek során a lumineszcenciát kék fényű (470±20 nm) megvilágítás gerjeszti, a lumineszcens fény detektálása pedig a közeli UV tartományban – Hoya U-340 szűrő közbeiktatásával – PM cső segítségével történik.

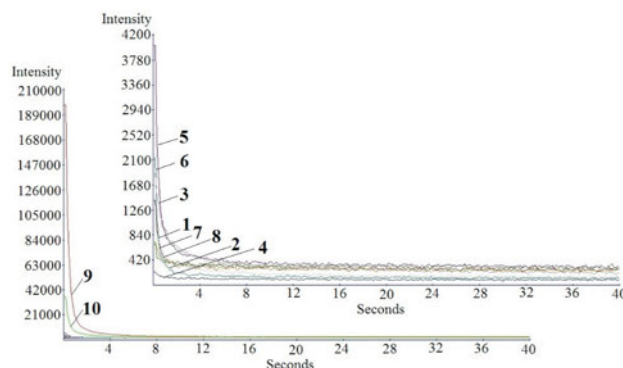
A kristályrács-hibákat okozó szennyeződések kimutatására a kiválasztott kőzetek kvarcsemekeit LA-ICP-MS és mikro-FTIR (Fourier Transform Infrared) mérésekkel tanulmányozzuk. A

kvarc pontosabb jellemzéséhez termoanalitikai elemzéseket is alkalmazunk. A LA-ICP-MS mérések az MFGI Perkin Elmer Elan DRCII típusú ICP-MS műszeréhez csatolt New Wave UP 213 lézeralblációs feltét alkalmazásával történnek, ami „in-situ” és majdnem roncsolásmentes, ppm szintű nyomelem-meghatározást tesz lehetővé. A mikro-FTIR mérésekre a Bűnügyi Szakértői és Kutatóintézetben kerül sor Bruker Hyperion 1000 infravörös mikroszkóphoz csatlakoztatott Bruker Vertex 70 spektrométerrel, mintánként általában öt szemcsé átlag-spektrumának felvételével. A termoanalitikai elemzések az MFGI NETZSCH STA 449 F5 Jupiter berendezésén készülnek.

A kőzetek radioaktív U, Th és K koncentrációját gamma-spektrometriai mérésekkel határozzuk meg. A méréseket Canberra-Packard hordozható, nagy spektrális érzékenységű, folyékony nitrogénnel hűtött HpGe félvezető detektorral végezzük.

4. Előzetes eredmények

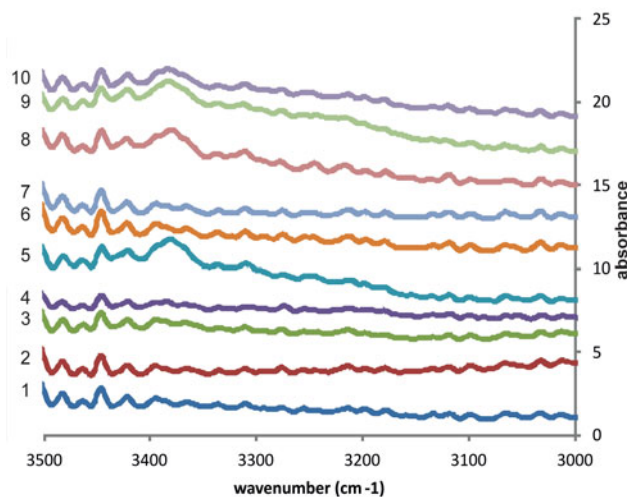
Az OSL mérések szerint az üledékes kőzetekből szeparált kvarcsemekek lényegesen erősebb lumineszcenciát adtak, mint a metamorf és magmás kőzetek kvarcfraekciói (2. ábra). A legerősebb, legfényesebb lumineszcenciával a Kállai Kavics kisörsi homokjának kvarcsemekei rendelkeznek, amit a fehérvárcsurgói homok kvarca követ. Ezután a Balatonfelvidéki Homokkő, majd a Hárshegyi Homokkő következik a lumineszcencia erősségének sorrendjében. A növekedési görbék szerint a Sopronbátfalvi Gneisz és a Hárshegyi Homokkő kvarca a többi mintánál kisebb radioaktív dózis hatására telítődik. Az üledékes minták kvarcának dózis-visszamerési tesztje többnyire megfelelő eredményt adott, ellentétben a metamorf és magmás kőzetek kvarcával.



2. ábra – A vizsgált kőzetekből szeparált kvarcfraekciók OSL görbéi 53 Gy besugárzás után. (1: Sopron, Sopronbátfalvi Gneisz, 2: Sopron, Tolvajárki Leukofillit, 3: Brennbergbánya, Vöröshídi Csillámpala, 4: Mórág, Mórágai Gránit, 5: Balatonrendes, Balatonfelvidéki Homokkő, 6: Budapest, Hárshegyi Homokkő, 7: Kazár, Gyulakeszi Rioltitufa, 8: Kazár, Kazári Homokkő, 9: Kisörs, Kállai Kavics homokja, 10: Fehérvárcsurgó, Kállai Kavics homokja)

A mikro-FTIR mérések alapján a vizsgált metamorfitek (Sopronbátfalvi Gneisz, Tolvajárki Leukofillit, Vöröshídi Csillámpala), magmás kőzetek (Mórágai Gránit, Gyulakeszi Rioltitufa) és egy üledékes kőzet (Hárshegyi Homokkő) kvarcában mind a szerkezeti hidroxil, mind pedig a molekuláris víz kimutatási határ alatti mennyiségben van jelen. A többi üledékes kőzetben

(Balatonfelvidéki Homokkő, Kazári Homokkő, Kállai Kavics Formáció homok mintái) egy szerkezeti hidroxil elnyelési sáv jelenik meg 3380 cm⁻¹-nél (**3. ábra**), ami csatolt Al³⁺ + H⁺ □ Si⁴⁺ helyettesítést jelez, és a koncentráció 6,8 és 9,7 ppm H₂O (molekuláris víz) egyenérték között változik. A kimutatási határ kb. 5 ppm ennél a mérési módszernél, alapvetően a kis effektív vastagságból kifolyólag. Ezekben a mintákban a molekuláris víz mennyisége is nagyobb, 73–100 ppm H₂O (molekuláris víz) egyenértékben (kimutatási határ kb. 60 ppm). Az eredmények bizonytalansága 20–25%.



3. ábra – A vizsgált kőzetek kvarcának mikro-FTIR spektrumai. (Jel-magyarázat a 2. ábra aláírásában)

A termoanalitikai elemzések DSC (Differential Scanning Calorimetry) görbéi szerint a metamorf és üledékes kőzetekből szeparált kvarchoz képest a Mórággyi Gránit és a Gyulakeszi Riolituffa kvarca kissé másként viselkedik. A két utóbbi minta esetében az α- és β-kvarc módosulatok közötti átmenet melegítés során nagyobb, hűtés során pedig kisebb hőmérsékleten jelentkezett, mint a többi mintánál.

Az első gamma-spektrometriai mérések az oligocén és miocén üledékes kőzetmintákon, valamint a Gyulakeszi Riolituffán készültek. Az előzetes eredmények alapján a kőzetekben néhány ppm az urántartalom, legnagyobb a Kazári Homokkőben, közepes a Gyulakeszi Riolituffában és a Kállai Kavics Kisörsről vizsgált homokjában, míg a Kállai Kavics fehérvárcsurgói homokjában és a Hárshgyi Homokkőben a legkisebb. A káliumtartalom a Gyulakeszi Riolituffában a legnagyobb (3%), a Kállai Kavics homokjaiban és a Hárshgyi Homokkőben pedig a legkisebb. Hasonló tendenciát mutat ezeknek a kőzeteknek az ICP-OES mérésekkel meghatározott K₂O-tartalma is, de a K-koncentráció értékek kisebbnek adódtak, mint a gamma-spektrometria esetében. Azonban az utóbbiak még pontosításra szorulnak, mivel a kis mintamennyiség miatt további (hatásfokérték) számítások szükségesek.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk Dr. Jámbor Áronnak és Dr. Selmecei Ildikónak egyes minták formációba sorolásáért, Batori Miklósnénak, Dr. Gatter Istvánnak és Horváth Zsolt-nak a minták előkészítésében nyújtott segítségükért, továbbá Besnyi Anikónak és Dr. Bertalan Évának az ICP mérésekért.

Irodalomjegyzék

- Götze, J., Plötze, M., Habermann, D. (2001): Mineralogy and Petrology, 71, 225–250.
- Götze, J., Plötze, M., Graupner, T., Hallbauer, D.K., Bray, C.J. (2004): Geochimica et Cosmochimica Acta, 68, 3741–3759.
- Guzzo, P.L., de Souza, L.B.F., Barros, V.S.M., Khoury, H.J. (2017): Journal of Luminescence, 188, 118–128.
- Müller, A., Wiedenbeck, M., van den Kerkhof, A.M., Kronz, A., Simon, K. (2003): European Journal of Mineralogy, 15/4, 747–763.
- Trukhin, A.N., Smits, K., Chikvaidze, G., Dyuzheva, T.I., Lityagina, L.M. (2011): Central European Journal of Physics, 9/4, 1106–1113.
- Wintle, A., Murray, A.S. (2006): Radiation Measurements, 41, 369–391.

ADALÉKOK HEGYVIDÉKI TERÜLETEK GEOKÉMIAI TÉRKÉPEZÉSI MÓDSZERTANÁHOZ

Tolmács Daniella, Fügedi Ubul, Gyuricza György, Müller Tamás, Hermann Viktor

MFGI, Budapest

e-mail: tolmacs.daniella@mfgi.hu

1. Bevezetés

A Magyar Állami és Földtani Intézet keretein belül a nemzetközi irányvonalhoz igazodva kiterjedt geokémiai térképezési munka indult meg az 1990-es évek elején. A nagyléptékű országos felvételt egy szisztematikusan végrehajtott részletes hegyvidéki, térképezési munka követte (Fügedi et al., 2007), amely során az ország összes hegyvidéki területét feltérképezték. Az azóta eltelt kb. 20 év során igény és lehetőség szerint, főleg kisebb volumenű hiánypótló – részben hegységperemi régiók feltérképezését célzó – és lokális kutatások folytak. A dombvidékek és alföldi területek kellő részletességű térképezése a mai napig nem valósult meg.

A geokémiai alapszintek meghatározása, a természetes és antropogén eredetű anomáliák kutatása továbbra is az alkalmazott geokémiai kutatások egyik központi témája (Darnley, 1997) (Salminen, 2005), ezért fontos a felhalmozódott adattömeg összegyűjtése és értékelése, az alkalmazott módszertan felülvizsgálata és pontosítása, valamint Magyarország geokémiai atlaszának újragondolása.

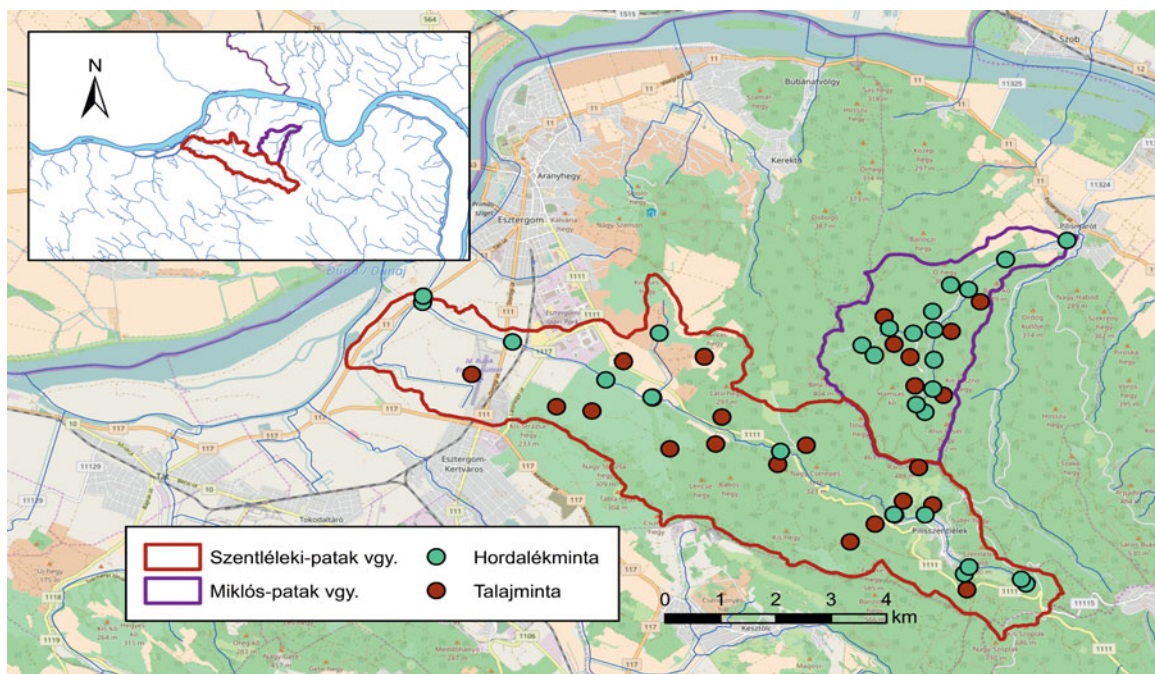
A módszertan felülvizsgálata érdekében részletesebb kutatást végeztünk két hegyvidéki vízgyűjtőn: a Szentléleki-patakon (1-es terület) és a Miklós-patak vízgyűjtőjén (2-es terület), a visegrádi-hegységi-pilis régióban.

2. Háttér

A vizsgált, döntő többségében andezites-löszös-(karbonátos) lehordású területek hordalékmintákon alapuló kisléptékű (átlag ~ 4 km²-es részvízgyűjtőkön alapuló) geokémiai térképezése a Dunazug-hegység/Pilis 1992-es felvétel részeként futott. A kutatás során talajminták gyűjtésére nem került sor. A kutatás a területen kiterjedt, de nem túl intenzív Hg- és As-anomáliát jelzett a Pomáz–Dorog vonalon, a Pilis és a Visegrádi-hegység határvonalát jelentő mélytörésekhez kapcsolódóan (Ódor et al., 2000).

3. Vizsgálati módszer

2016 tavaszán 31 hordalék, 25 talaj és 5 felszíni vízmintát gyűjtöttünk (1. ábra). A lépték alapján átlagmintavétel mellett



1. ábra – A vizsgált vízgyűjtők hordalék- és talajmintavételi pontjai

döntöttünk (ill. egy helyen az összehasonlítás kedvéért pontmintát is vettünk); a talajmintákat 20×20 m-es oldalhosszúságú négyzet középpontjából és sarokpontjaiból szedett 10–20 cm mélységről származó részmintákból, a hordalékokat egy 50 méteres patakszakasz 5 helyéről szedett részmintáiból képeztük. 4 helyen — az 1992-es felvétellel való összehasonlítás céljából — földtani kontrollmintát vettünk. A hordalék- és talajmintákat szobahőmérsékleten szárítottuk, homogenizáltuk és feleztük. A minták egyik felét szemcseösszetétel-vizsgálatra, másik felét geokémiai vizsgálatra adtuk le. A 0,063 mm alá szitált mintaanyagot lítium-metaborátos „teljes” feltárást, és a geokémiai térképezési gyakorlatban rendszeresen alkalmazott királyvizes kioldást alkalmaztunk. Az ICP-OES-sel meghatározott fő- és nyomelemtartalmak értelmezéséhez kiegészítő XRD-vizsgálatokat és termikus analízist (TA) végeztünk. Az elemzések az MFGI laboratóriumában készültek. 6 kiválasztott hordalékmintán részletes mikromineralógiai (0,1–0,2 mm-es frakció könnyű- és nehézásvány-frakciója) és makroszkópos vizsgálatot végeztünk.

Kutatásunk legfontosabb célkitűzése az egyes elemek várható értéktartományának és változékonyságának meghatározása, a használt mintavételi közegek, valamint az alkalmazott mintavételi és analitikai módszerek összevetése, a lehordási terület meghatározása, valamint a meglévő kutatási eredményekkel való összevetés volt.

4. Eredmények

A geokémiai térképezési esettanulmány alapján következtetni tudunk a geokémiai környezetre, de még fontosabb volt az egységes módszertani kidolgozása.

4.1. Geokémiai viszonyok

A Börzsönyre és Visegrádi-hegységre számolt geokémiai háttérérték-tartományokkal (Fügedi et al., 2007) való összevetés szerint anomális koncentrációértéket az 1-es területen mind a talajban mind a hordalékban az arzén és a higany mutat. Ez a korábban kimutatott hidrotermális tevékenység típusos Hg, As, (Sb, Bi, Cu) elemtársulással kísért, szórt ásványosodással lehet összefüggésben (Ódor et al., 2000).

A vizsgált területek geokémiai képét a hidrotermás elváltozáson túl alapvetően a talajképző üledékek jellege határozza meg.

Valamennyi talajmintában megjelenik a kvarc. Míg a vízgyűjtő terület alacsonyabb térszínein ez több üledékből (pl. Hárshgyi Homokkő) is származhat, addig a magasabb térszíneken elsősorban lösz eredetűnek kell tartanunk. Ez azt jelenti, hogy a lösz mindkét vizsgálati területen általánosan elterjedt képződmény volt. Típusosan löszös jellegű mintánk nincs: a két terület talajai uralkodóan andezites eredetűek, de az 1-es terület mintái meszes (erősen karbonátos) kőzet hatású talajt is jeleznek.

Az andezit mállása során létrejövő két legfontosabb végeredmény az agyagásványok csoportja (dominánsan szmektit, illit, kisebb részben kaolinit) és a limonit. Ezek típusosan elemkoncentrátorok: jellemzően az agyagásványokon adszorbeálódnak a színesfémek (Cu, Pb, Zn, Cd és Ni), a limoniton pedig a változó vegyértékű feketefémek (Mn, Co) és az arzén. A terület — főleg a típusosan andezites karakterisztikát viselő 2-es

terület — vízfolyásainak felsőszakasz jellege miatt a hordalékban ezeknek a koncentrátorfázisoknak az aránya nem túl nagy; az aktív allúvium tömegének többsége el nem bontott kőzetalkotó. Ezt jól tükrözi, hogy a savoldható elemtartalmakkal összevetve a teljes feltárásokból kapott elemtartalmak esetén a tendenciák jobban elmosódnak.

Az 1-es területen mind a hordalékokban, mind talajban szignifikánsan magasabb a savoldható kalcium mennyisége. A hordalékok talajnál jóval magasabb kalciumtartalma azzal magyarázható, hogy a mészkőből kioldott anyag kisebb része a biogén akkumuláció folytán a talajban, másodlagos karbonát-kiválásokként halmozódik fel, nagyobbik része viszont a talajvízzel leszivárog a patakokba és egy része recens mészkiválások formájában kicsapódik. Erre utal több, az 1-es területen szedett hordalékminta királyvízzel kivonatolt elemösszetétele: az erősen hidratált, legfeljebb mikrokristályos kolloidokban a kalciummal együtt válik ki a többi alkáliföldfém (magnézium, stroncium, alárendelten bárium), a karbonát anionnal pedig a szulfát és a borát.

4.2. Módszertani kérdések

A hordalék- és talajminták várható értékeinek összehasonlítása alapján a két vizsgált médium markáns különbségeket jelez a savoldható és teljes elemtartalmak tekintetében. Ez alapján célszerű eltekinteni a hordalék- és (talajosodott) ártéri üledékminták együttes értékelésétől — az ártéri üledékminták gyűjtését a meglévő felvételek egy részénél a hagyományos módon/felszereléssel nehezen mintázható nagyobb folyók esetén alkalmazták és a kinyert geokémiai információkat a statisztikai feldolgozás során jellemzően egyben kezelték a hordalékmintákból kinyert információkkal. Külföldi példák alapján (Salminen, 2005) az egyes médiumok határozott elkülönítése javasolt — akkor is, ha végső soron az eltérő közegek mégis hasonló tendenciát mutatnak.

Annak ellenőrzésére, hogy elégséges-e pontmintát venni egy vízgyűjtő reprezentatív hordalékmintájához, az 1-es terület egy kiválasztott helyszínén pont- és átlagmintavételt is végeztünk. Az összehasonlítás során főleg a környezeti érzékeny elemek esetében találtunk különbséget — a királyvizes kioldás tekintetében az arzén, a teljes feltárást az arzén, a kadmium, a réz és a szelén mutat szignifikáns különbséget. A patak-hordalék-rendszerben érvényesülő lokális hatások miatt célszerűnek tűnik ragaszkodni az átlagmintavételhez.

Megállapítottuk, hogy a hordalékminták területi reprezentativitása kicsi, főleg az 1-es területen, amely a talajképző üledék szempontjából heterogénebb. Ebből kifolyólag hegyvidéki területen valóban indokolt a nagysűrűségű (min. 1 minta / 4 km²) mintavétel, ugyanakkor az is kitűnik, hogy a hordalékminták területi reprezentativitását a vízgyűjtő földtani és morfológiai heterogenitása erősen befolyásolja.

Fentebb láttuk, hogy a tendenciákat a savoldható elemtartalmak jobban kirajzolják. Tekintetbe véve, hogy a királyvízzel fel nem tárt fázisok (tipikusan: titán, króm és vanádium a titanomagnetitben és a bárium a baritban) a természetes folyamatok során sem fognak feltáródni, a környezetvédelmi célú kutatásokhoz továbbra is a tömény savas kivonatolás használatát javasoljuk. Meg kell ugyanakkor említeni, hogy kísérletek alapján az oldódásos („leaching”) típusú analitikai

módszerek nagyon érzékenyek a körülmények (akár a feltárást végző személy) változására (Bertalan et al., 2002). Ehhez kapcsolódóan jelenleg még nem tisztázott, hogy 4, földtani kontrollmintaként szedett hordalékminta királyvizes kivonatolásos elemzési értékei miért mutatnak több elem esetében is markáns, trendszerű különbségeket (Ag, As, Ba, Cr, Li, Sr, Zn) az 1992-es felvétel eredményeképpen született adatokhoz képest.

5. Diszkusszió

A hegyvidéki geokémiai felvételek Magyarországon eredetileg a fontosabb képződmények tájékoztató jellegű geokémiai megismerését, a geokémiai provinciák és anomáliaterületek körülhatárolását és a nyersanyagkutatást célozták meg (Földváriné, 1975). A rendelkezésre álló földtani ismeretek gyarapodásával az alkalmazott geokémiai kutatások jelentősége megnőtt, és mára már egyre hangsúlyosabb szerep jut a környezetvédelmi szempontoknak.

Mind a jelen tanulmányban ismertetett kutatás, mind az azóta elkészült — 32 geokémiai felvétel alapadatait és mért

geokémiai adatait tartalmazó — komplex adatbázis (*Magyarország geokémiai téradatbázisa*) alaposabb tanulmányozása igazolja, hogy az eltérő időben futott felvételek összevetése során — az eltérő mintavételi és analitikai módszer, avagy kutatási cél miatt — körütekintően kell eljárni; a jellegzetesen a hegységek peremterületeit és az eddig nem felvételezett területeket célzó ún. „hiánypótló” kutatások helyett a teljes ország térképezésének újragondolása válhat szükségessé.

Irodalomjegyzék

- Bertalan, É., Bartha, A., Ballók, M., Varga-Barna, Zs. (2002): Analytical Chemistry, 82, 771–784.
- Darnley, A.G. (1997): Journal of Geochemical Exploration, 60, 1–5.
- Földváriné, V. M. (1975): A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 240 p.
- Fügedi, U., Horváth, I., Ódor, L. (2007): Földtani Közlöny, 137/1, 63–74.
- Salminen, R. (szerk.) (2005): FOREGS geokémiai atlasz, <http://weppi.gtk.fi/publ/foregsatlas/>
- Ódor, L., Fügedi, U., Horváth, I. (2000): Zárójelentés az 1988–2000 között végzett munkáról, MFGI Adattár, Budapest, 24 p.

A SOPRONI GNEISZ CSILLÁMAINAK NYOMELEM- GEOKÉMIAI VÁLTOZÁSAI A MAGMÁS–METAMORF FEJLŐDÉSTÖRTÉNET TÜKRÉBEN

Török Kálmán, Király Edit, Dégi Júlia

MFGEI, Budapest

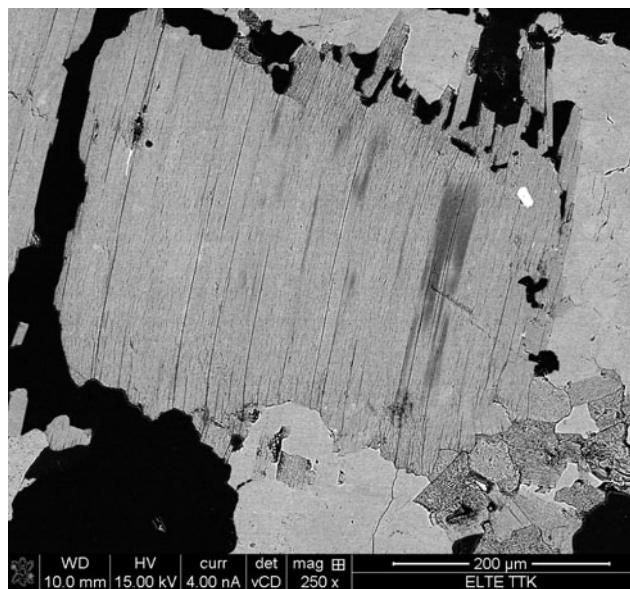
e-mail: torok.kalman@mfgei.hu

1. Bevezetés

A Soproni-hegység metamorf kőzetei az Alsó-Ausztráliai takarórendszer Grobgnéissorozatának legkeletibb felszínre is kibukkanó előfordulását képviselik. A leggyakoribb kőzettípusok a csillámpala és a gneisz, valamint a nyírózónák mentén az ezekből átalakult leukofillit. A Soproni-hegység csillámpaláit két külön típusba sorolják. Az Öbrennberg környéki andalutit-sillimanit-biotitpalákat három tektonometamorf fázis érintette (variszkuszi, permo-triász és alpi; Balogh, Dunkl, 2005). A sokkal nagyobb területen előforduló Vöröshídi Csillámpala (gránátos klorit-muszkovitpala) erős alpi retrográd metamorfózist szenvedett. A szintén nagy területen elterjedt gneisz prototípusa peraluminiumos leukogranit volt, amelyből idáig csak az alpi nagy nyomású, közepes hőmérsékletű metamorfózis ($T=550\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p=1,4\text{ GPa}$) nyomait sikerült kimutatni (Török, 1998; 2001). Munkánk során biotit és több generációs muszkovit fő- és nyomelemtartalmát vizsgáltuk a Sopron-Kőhaza melletti Kő-hegy kőfejtőjéből származó gneisz és pegmatit mintákban elektron-mikroszkopos és LA-ICP-MS segítségével, hogy fényt derítsünk a csillámokban a nyomelemek eloszlásának törvényszerűségeire a kőzet magmás és metamorf fejlődéstörténete során. Az LA-ICP-MS elemzések a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben készültek, New Wave UP213 lézerablációs feltétellel felszerelt Perkin Elmer Elan DRC II típusú kvadrupól ICP-MS műszerrel.

2. Petrográfia, főelem-geokémia

Muszkovitot a Soprontól keletre található Kő-hegy kőfejtőjében talált két fő kőzettípusban vizsgáltunk. Az egyik típust a viszonylag kisméretű pegmatitos fészkekben (néhány centiméter) található durva szemcsés, irányítottágot nem mutató kőzet képviseli, melyben káli földpát-kvarc-plagioklász-muszkovit-gránát található. A második típus a kifejezett foliációt mutató gneisz, amely káli földpátot, kvarcot, plagioklász, muszkovitot, biotitot és gránátot tartalmaz. Korábbi tanulmányok (Török, 1996; 1998; 2001) több muszkovit generációt mutattak ki elektron-mikroszkopos főelem-analízis és szöveti elhelyezkedés alapján. A legidősebb muszkovit-generációt a gneiszekben véletlenszerű orientációban elhelyezkedő nagyméretű (300–500 μm) fehér csillámok rezorbeált magjában azonosíthatjuk (1. ábra). A rezorbeált korábbi muszkovit generáció a legtöbb



1. ábra – Véletlenszerű orientációban elhelyezkedő nagyméretű zónás fehér csillám visszaszórt elektronképe. A magmás/szubsolidusz muszkovit a sötétebb szürke, foltos megjelenésű reliktum. A világosabb szürke fehér csillám az alpi metamorfózis során képződött, szeladonit-komponensben gazdagabb fengit

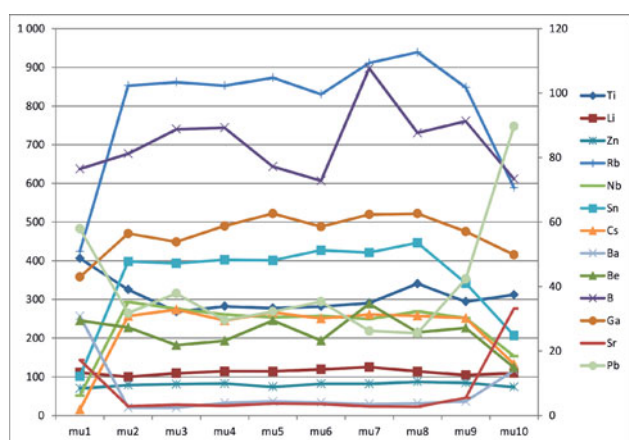
szemcsében elszórt, szabálytalan sötét foltok formájában nyomozható a visszaszórt elektronképen. Ezek a magmás kristályosodás végső szakaszában, illetve szubsolidusz körülmények között keletkeztek (Török, 1998). A magmás kristályosodás során keletkezett muszkovit nagyobb Ti tartalma különbözteti meg a szubsolidusz körülmények között keletkezőktől. A nagy csillámok széle összetételében is különbözik a magtól, amely a visszaszórt elektronképen is jól látszik (1. ábra). Itt a csillámok szeladonit komponensben gazdagabbak (fengit), azaz nagyobb Si-, Mg-, Fe- és kisebb Al-tartalmúak, mint a visszaszórt elektronképen sötétnek mutató magmás, illetve szubsolidusz képződésű korábbi muszkovit-generáció. Az albitban zárványként, valamint az irányítottan elhelyezkedő kisebb méretű muszkovitok hasonló összetételt mutatnak, és itt találhatjuk a szeladonit komponensben legdúsabb fehér csillámokat esetenként Ca-Fe dús gránáttal, ritkábban biotittal, zoizittal társulva. A pegmatitos fészkekben található muszkovitot a korábbi tanulmányok összetételük

alapján a szubsolidusz körülmények között keletkezettekkel azonosították (Török, 1998).

A gneiszben található, annit-komponensben gazdag biotit összetétele alapján magmás (nagy Ti tartalmú), illetve metamorf generációra osztható. Ez utóbbiakat kisebb Ti-tartalom és esetenként kicsit nagyobb flogopit-tartalom jellemzi. A magmás biotitok nagy Ti-tartalma az alacsonyabb hőmérsékletű metamorfózis során ilmenit, illetve rutil formájában kiválik.

3. Nyomelem-geokémia

A pegmatitban található muszkovitban a főelemek eloszlása viszonylag homogén, azonban a nyomelemek eloszlásában már látunk zónásságot (2. ábra). A muszkovit magjában jelentősen dúsul a Rb, Sn, Nb, Cs a szemcsék szegélyéhez képest. Az előző elemekhez képest gyengébben dúsul a magban a Ga és a Be. Ezzel ellentétes trendet mutat, azaz a muszkovitok szegélyében dúsul a maghoz képest a Ti, Pb, Sr és a Ba. A B mintha 2 külön kisebb dúsulást mutatna a magon belül, a Zn és a Li pedig viszonylag homogén eloszlást mutat.



2. ábra – Jellemző nyomelem-profil mg/kg-ban a pegmatitos muszkovitban, Kő-hegy, Sopron. A baloldali függőleges tengelyen a Ti, Li, Zn, Rb, Nb, Sn, Cs, Ba elemeket, míg a többi elemet (Be, B, Ga, Sr, Pb) a jobboldali függőleges tengelyen ábrázoltuk

A gneiszben található nagy muszkovit kis Si-tartalmú magja jelentős csökkenést mutat egyes pegmatofil elemek (Li, B, Nb, Sn, Ta, Cs), illetve az ólom tekintetében a pegmatitos muszkovithoz képest. Egyes elemek esetében, mint pl. a V, Ti, Zn, Mn viszont a pegmatitban képest emelkedés tapasztalható. Ezekből az elemekből a magmás/szubsolidusz muszkovitban mérhetjük a fehér csillámok között a legmagasabb koncentrációkat. A pegmatitos muszkovitban jól mérhető mennyiségben jelenlévő Be, B, Sc, Cd, Ta és Pb a gneiszek fehér csillámaiban már a kimutatási határ környékére csökken.

A fengites szegély, illetve az irányítottan elhelyezkedő kisméretű fengit nyomelem-összetétele a legtöbb elem tekintetében nem különbözik jelentősen a magmás/szubsolidusz muszkovitban tapasztaltaktól, bár a koncentrációk többnyire a relikumokban mérték alsó értékeihez állnak közelebb. Kivételt képez a Ba és Ti, melynek mennyisége jelentősebben kevesebb a fengitben a korábbi generációhoz képest.

A biotitban minden fehér csillám generációnál jóval magasabb a Ti-, Mn-, Rb- és a Zn-tartalom és egy kicsit több a

Cs. Az Sn, B, Be pedig a fehér csillámokban koncentrálódik. A Nb-tartalom a biotitban magasabb, mint a gneisz muszkovitjaiban, de alacsonyabb, mint a pegmatitos muszkovit magjában. A Ba alacsonyabb koncentrációban mutatkozik a biotitban, mint a gneisz fehér csillámaiban és a pegmatitos muszkovit szegélyében, viszont magasabb, mint a pegmatitos muszkovit magjában. A V és az Pb a biotitban hasonló értékeket mutat, mint a gneisz muszkovitjaiban, de magasabb, mint a pegmatitos muszkovitban. Van olyan elem is, a Ga, amelynek a mennyisége hasonló minden fehér csillám generációban, sőt a biotitban is.

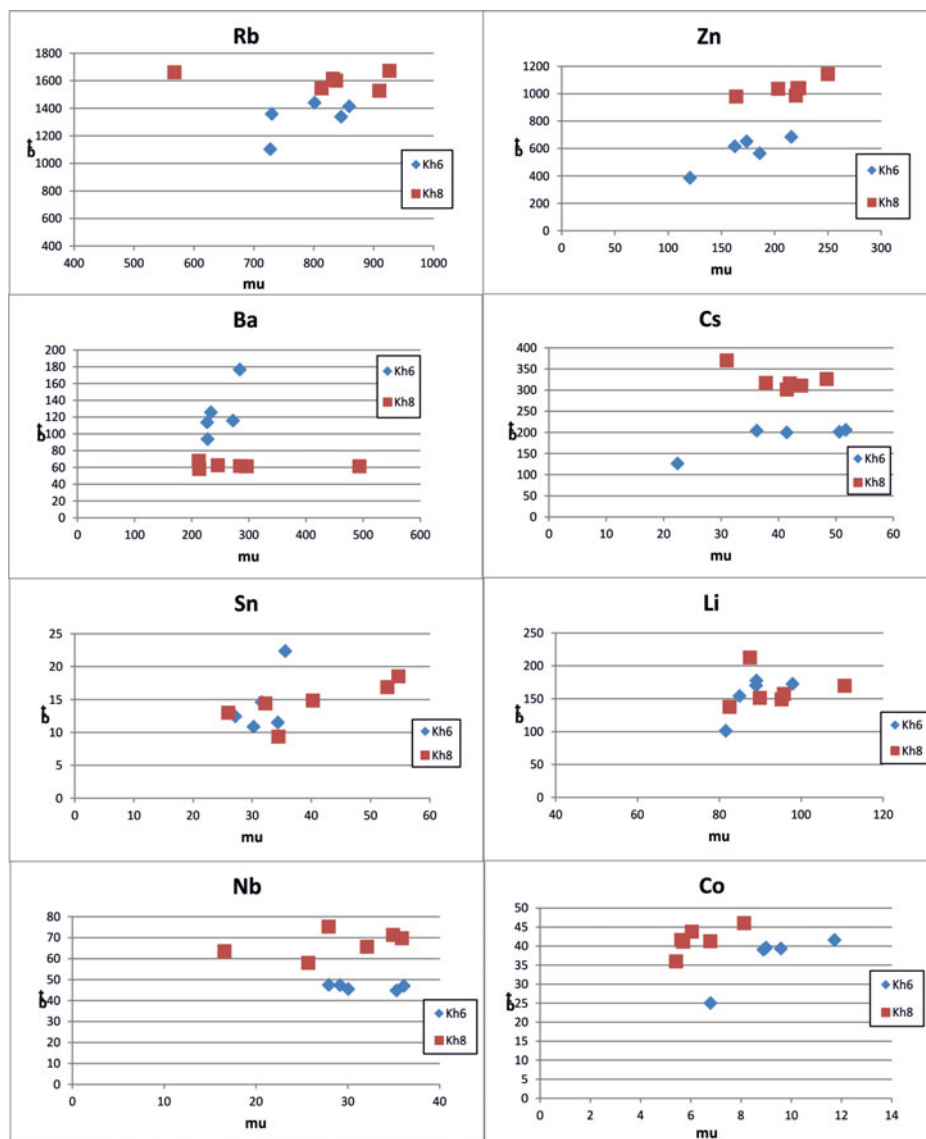
3.1. Nyomelemek eloszlása a biotit és fehér csillám között.

Koegzisztens muszkovit-biotit párok nyomelem-tartalmát mértük két gneisz mintában (Kh6, Kh8). A legtöbb nyomelem a biotitban dúsul (Zn, Ni, Co, Li, Rb, Nb, Cs, Mn, Ti, de néhány elem, mint pl. a Ga, Sn, Ba, Sc a muszkovitban fordul elő nagyobb mennyiségben. Ez összhangban van a leuko-gránitokban mért irodalmi adatokkal (pl. Albuquerque, 1975; Neiva et al., 2002). Egyes nyomelemek esetében (pl. Zn, Cs; lásd a 3. ábrát) a két minta között akár jelentős koncentrációbeli eltérések is lehetnek, más nyomelemek (pl. Sn, Li) mennyisége pedig viszonylag jó egyezést mutat.

4. Az eredmények értékelése

A magmás/szubsolidusz muszkovitok magasabb a V-, Ti-, Zn- és Mn- tartalmának feltehetően az az oka, hogy a magmás ásványképződés során a mafikus ásványokhoz kötődő nyomelemek (pl. V, Ti, Zn, Mn) beépültek a biotitba és kisebb mértékben a muszkovitba és ezáltal lecsökkent a szabadon elérhető mennyiségük. Az ezután következett pegmatitos fázisba ezek az elemek így már csak kis mértékben kerülhettek be, így az ott kristályosodó muszkovit ezekben az elemekben szegényebb lett. A Ti nagyobb mennyisége a gneiszek magmás/szubsolidusz muszkovitjában magyarázható a nagyobb képződési hőmérséklettel.

A pegmatitos muszkovitban tapasztalt főelem homogenitás és a nyomelem zónásság azt mutatja, hogy a pegmatitos kristályosodás során a muszkovit képződéséhez szükséges főelemek végig rendelkezésre álltak. A nyomelemek esetében viszont más a helyzet. A muszkovitban általában jelentős mennyiségben jelenlevő Rb, Sn, Nb, Cs a pegmatitos fészkekben a muszkovit kristályosodásának kezdetén még elegendő mennyiségben volt jelen és beépült a növekvő fehér csillámokba, de mivel nem volt utánpótlása, így a szegély kristályosodásakor mennyisége már lecsökkent, ezért csak kisebb mennyiségben épülhetett be. A szegélyben dúsuló Pb, Sr és Ba a pegmatitos fázis végén, újonnan kerülhetett a rendszerbe, ugyanis a Ba-ot és a Sr-ot a pegmatitban szintén kristályosodó kálföldpátok és plagioklászok is felvehetik, az ólmot pedig főképpen a kálföldpát (pl. Neiva, 1995), ezért a kristályosodás végére az erősen korlátozott méretű pegmatitos fészkekben ezeknek az elemeknek is ki kellett volna merülniük. A szegélyben csak az egyik oldalon dúsuló Ti érdekes kérdést vet fel. A csillámokban dúsuló Ti mindig hőmérséklet-emelkedést jelent. Vajon a pegmatitos kristályosodás végén történt egy hőmérséklet-emelkedés, vagy a területen Balogh és Dunkl (2005) által kimutatott permo-triász, nagy hőmérsékletű esemény egy gyenge nyomát látjuk?



3. ábra – Nyomelemek eloszlása a koegzisztens muszkovit–biotit párokban

Feltűnő, hogy a magmás/szubsolidusz muszkovit és az alpi nagy nyomású metamorfózishoz köthető fengit nyomelem eloszlása nagyon hasonló. Ez abból adódhat, hogy a fengites szegély legalább részben, esetenként egészen a régi magmás/szubsolidusz muszkovit rezorpciójával, annak anyagát felhasználva képződött. Ez az eredmény meglepő annak fényében, hogy a fengit a biotit szétesésével képződik (Massonne, Schreyer, 1987), így azt várhatnánk, hogy a biotit sok esetben magasabb nyomelem-koncentrációi valamilyen módon megjelennek az alpi nagy nyomást jelző fehér csillám generációban. Ez a jelenség továbbá azt is mutatja, hogy az alpi metamorfózis során olyan jelentős anyagmozgás/fluidumhatás nem történt, ami a csillámokra jellemző nyomelemekben megmutatkozna.

A mért nyomelemek többsége a biotitban nagyobb koncentrációt mutat, mint a muszkovitban. A Ba, Rb és Cs a K-t helyettesítik a biotitban és a muszkovitban egyaránt a rétegek közötti pozícióban, amely Shearer et al. (1986) szerint kisebb a muszkovitban, mint a biotitban. Ezért ezek az elemek, főleg a nagyobb ionrádiuszúak (Rb, Cs) a biotitot fogják előnyben

reszesíteni a muszkovittal szemben. Azonban a legkisebb ionrádiuszú Ba a muszkovitban jobban dúsul a méréseink tanúsága szerint, mint a biotitban. Ez összhangban van több tanulmány eredményével (pl. Albuquerque, 1975; Neiva, 2002), bár a kísérleti eredmények ezzel szemben azt mutatják, hogy a biotitban dúsul a Ba is a muszkovittal szemben (Icenhower, London, 1995). A többi nyomelem közül a Li és Ni a Mg-ot, a Zn és Mn pedig a Fe^{2+} -t helyettesíti. Mivel a Fe és a Mg nagyobb mennyiségben vannak a muszkovitban, mint a biotitban, ezért az őket helyettesítő nyomelemből is többet tud felvenni (Neiva, 2002).

A biotit-muszkovit párokban mért nyomelemek eloszlása (3. ábra) általában nem egyensúlyi állapotot tükröz. Hasonlóan nincsenek egyensúlyban Neiva et al. (2002) által muszkovit-biotit párokban mért nyomelemek portugáliai leukogranitokban, melyek képződése magasabb hőmérsékleten játszódott le, mint a soproni gneisz alpi metamorfózisa. A Soproni Gneisz csillámaiban korábban kimutatott zónásság (pl. Török, 1998) is mutatja, hogy a főelemek szintjén sem állt be az egyensúly. A gránitban is a hűlés során ért hatásokkal magyarázták a nem

egyensúlyi állapotot (Neiva et al 2002). A mi esetünkben a kőzetet ért magmás/szubsolidusz, majd nagy-nyomású alpi metamorf történet során sok olyan hatás érte a kőzetet, amely az egyensúly megbomlását eredményezte. Azonban az utolsó ilyen hatás, amely az alpi nagynyomású, közepes hőmérsékletű metamorfózisra tehető, már nem volt elég nagy hőmérsékletű és/vagy nem tartott elég ideig ahhoz, hogy az egyensúlyt megteremtse. A főelemek szintjén Török (1998) kimutatta a fehér csillámokban a retrográd metamorfózis során képződött zónát is, azaz a fehér csillámok képződése valamikor a retrográd metamorfózis során fejeződött be.

A két mért mintában (Kh6 és Kh8) az egyes ásványokban mutató viszonylag nagymértékű nyomelem-koncentrációbeli különbségek a kőzeten belüli inhomogenitásokat mutatják. Ezek az inhomogenitások lehetnek eredeti magmásak, vagy a későbbi fluidummozgások eredménye, ahogy azt az U és a Th esetében a soproni gneiszeken Freiler (2016) kimutatta.

Irodalomjegyzék

- Albuquerque C.A.R (1975): *Chemical Geology*, 16, 89–108.
- Balogh, K., Dunkl, I. (2005): *Mineralogy and Petrology*, 83, 191–218.
- Freiler, Á. (2016): PhD dolgozat, ELTE Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest.
- Icenhower, J., London, D. (1995): *American Mineralogist*, 80, 1229–1251.
- Massonne, H.J. Schreyer, W. (1987): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 212–224.
- Neiva A.M.R. (1995): *Mineralogical Magazine*, 59, 35–45.
- Neiva A.M.R., Silva M.M.V.G., Gomes, M.E.P., Campos T.F.C. (2002): *Chemie der Erde*, 62, 197–215.
- Shearer, C.K., Papike, J.J., Simon, S.B. (1986): *American Mineralogist*, 71, 518–539.
- Török, K. (1996): *European Journal of Mineralogy*, 8, 917–925.
- Török, K. (1998): *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 173, 63–91.
- Török, K. (2001): *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 177, 1–36.

VÍZ-KŐZET KÖLCSÖNHATÁS A DUNA MENTI FELSZÍNMOZGÁSOS TERÜLETEKEN

Udvardi Beatrix, Szabó Zsuzsanna, Kónya Péter

MFGL, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest
e-mail: udvardi.beatrix@mfgi.hu, udvbeatrix@gmail.com

1. Bevezetés

A felszínmozgások és a kapcsolódó különböző eróziós folyamatok a területhasznosítás és a vízgazdálkodás növekvő igénye, az éghajlat változékonysága és a különféle extrém időjárási és hidrometeorológiai jelenségek növekedése miatt egyre kiszámíthatatlanabb és intenzívebb társadalmi-gazdasági kockázatot jelentenek. Ez a tendencia az elmúlt években Magyarországon is érezhetően megnőtt. A legutóbbi kutatások (Halupka et al., 2015) egyértelműen kimutatták, hogy a dokumentált, főleg lakott területen, illetve annak közelében lezajlott mozgásesemények térbeli szerkezetet nem, de időbeli rendszerezettséget mutatnak. Ezen túlmenően, a rendelkezésre álló adatok értelmezése szerint valószínűleg az áradások magassága és tartóssága indukálja a felszínmozgásokat (Újvári et al., 2009). Felmerül a kérdés, hogy vajon egy-egy ilyen periódus alatt milyen víz-kőzet kölcsönhatások játszódhatnak le és milyen intenzitással, amely végül az altalaj tönkremenetelét eredményezi.

Kutatásunk a felszínmozgások víz-kőzet kölcsönhatásának feltérképezésével, azaz a kiváltó hidrológiai, hidrogeológiai és geológiai hármas tényezők időbeli együttes szemléletével kíván hozzájárulni ennek a folyamatnak a megértéséhez, amelynek alapjai a vízkémiai változások periodikus nyomon követése a hazai felszínmozgásos régiókban, terepi megfigyelések, modern műszeres analitikai módszerek és numerikus modellek. Ennek a munkának az első lépése, hogy a Duna menti felszínmozgások legnagyobb tömegét adó lösz és különböző vizek (Duna, forrásvíz) összetételének figyelembevételével megkíséreljünk egy víz-kőzet kölcsönhatás modellt felépíteni, és ennek eredményeit összevessük a felszínmozgásos területeken észlelt ásvány kiválásokkal.

2. Analitikai módszerek és modellépítés

A víz-kőzet kölcsönhatás modelleket PHREEQC 3 szoftver (Parkhurst, Appelo, 2013) segítségével hoztuk létre, a PHREEQC.DAT termodinamikai adatbázis használatával. Az ásvány oldódást és kiválást Palandri és Kharaka (2004) alapján definiáltuk. Az eredményeket erre a célra létrehozott R kódokkal (R Core Team, 2016) jelenítettük meg.

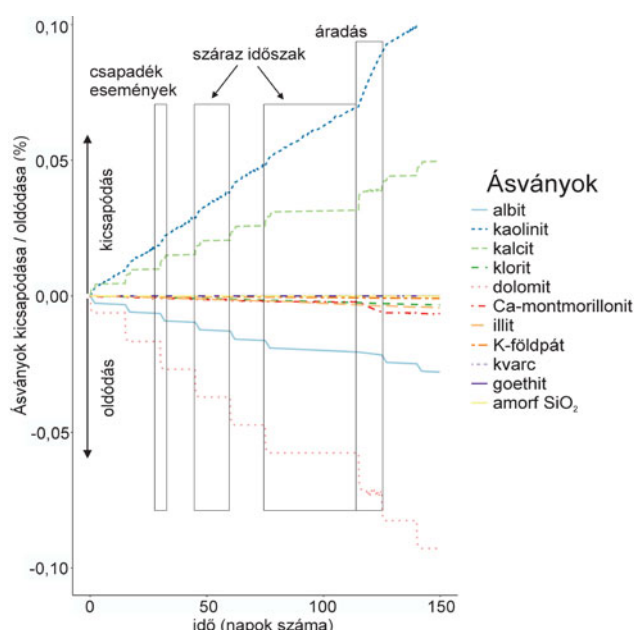
A modell adatait Kulcs és Dunaújváros területén gyűjtött lösz átlagos ásványos összetétele, vízminták laboreredményei és irodalmi adatok szolgáltatták (Brendler et al., 2003; Udvardi et al., 2014; 2016). A szilárd minták elemzéséhez röntgenpordiffrakciót, termogravimetriát és ATR FTIR spektrometriát

használtunk, míg a vízminták jellemzőit terepi multiméter, ionkromatográf és ICP-OES segítségével határoztuk meg.

A geokémiai modellezést egy éves időtávban végeztük el, 38 lépésben, amelyek három kölcsönhatási lépcsőből épülnek fel: 1. lösz és beszivárgó csapadékvízzel hígított Ca-Mg-HCO₃ típusú forrásvíz (2 nap), 2. lösz és száraz időszak Mg-Ca-HCO₃ típusú forrásvíz (rövid, 13 napos és hosszú, 38 napos), 3. lösz és Duna víz (10 nap) közötti kölcsönhatás. Az időtartamok megválasztásánál figyelembe vettük a területi csapadékviszonyokat és a Duna áradási periódusait. Az esős időszakokat csapadékesemény alatt gyűjtött forrásvíz összetétellel modelleztük. Azért nem a csapadék-összetételt használtuk, mert a beszivárgás után az esővíz kicsi pH-ja a löszben gyorsan emelkedik a karbonátok oldódása miatt, így csak a felső néhány métert jellemezné a csapadék-lösz interakció, de a felszínmozgások szempontjából a csúszózóna környezetében – azaz jóval nagyobb mélységben – előforduló lösz és víz közötti kölcsönhatások érdekesebbek számunkra.

3. Előzetes eredmények

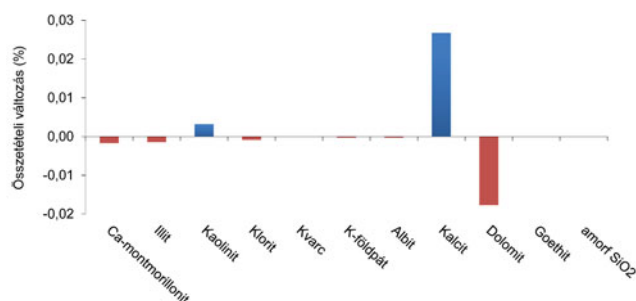
Az 1. ábrán az ásványok mennyiségében bekövetkező %-os kicsapódást és oldódást tüntettük fel a modell első 150



1. ábra – A modellfuttatás első 150 napja

napijában. A legnagyobb változást a kaolinit, kalcit (kicsapódik) és a dolomit, albit (oldódik) mutatják. Az egyes lépésközök meredekségének változását nyomon követve az is megfigyelhető, hogy a különböző szakaszokra – száraz, esős időszak, áradás – legérzékenyebben a kalcit, dolomit és kisebb mértékben az albit reagál. Továbbá, a kaolinit görbéje az áradási periódusokban intenzívebb kicsapódásra utal.

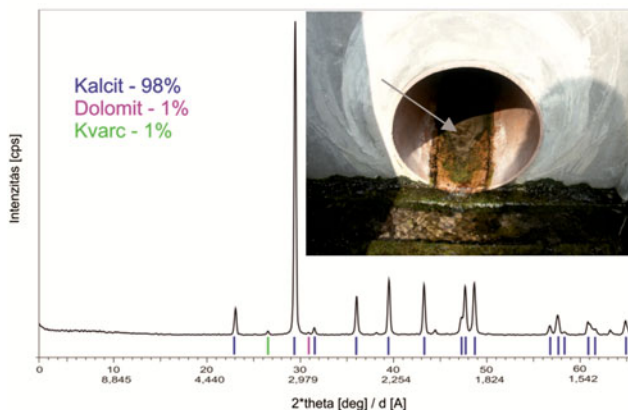
Ha összevetjük az ásványok kezdeti mennyiségét a bekövetkezett százalékos változásukkal az egy év időtartam alatt, látható, hogy a kalcit, dolomit és kaolinit ásványok a legérzékenyebbek a víz-lösz kölcsönhatásra (2. ábra). A modell egyúttal arra enged következtetni, hogy az esős időszakokban és az áradáskor intenzívebb kölcsönhatás játszódhat le a víz és a lösz között, mint a száraz periódusokban (1. ábra), azaz az



2. ábra – A modell egyéves időtartama végén a kiindulási ásványos összetételhez képest bekövetkezett változás (oldódás, kicsapódás) a löszben

esőzések és az áradások időtartamának nagysága és gyakorisága befolyásolhatja a felszínmozgások területeken lejátszódó kémiai reakciókat. A víz és a lösz közötti kölcsönhatás így nemcsak fizikai (erózió, folyó alámosó tevékenység), hanem jelentős kémiai változást idézhet elő a felszínmozgások területeken.

A kutatási területhez hasonló kőzetösszetételei és vízkémiai viszonyok mellett a korábbi kutatások alapján a csúszófelület irányában a kalcit, kaolinit mennyisége csökkenhet, az illit mennyisége nőhet, míg a kvarc, szmektit mennyisége nőhet is és csökkenhet is (Jiang et al., 2015; Zhang et al., 2016). Az ismétlődő száraz-nedves ciklusokkal végzett laboratóriumi megfigyelések pedig arra utalnak, hogy a kalcit mennyisége jelentősen csökken, míg a szmektit, illit és kaolinit mennyisége nő a csúszófelület mentén (Jiao et al., 2014). Ebből is látszik, hogy az intenzív víz-kőzet kölcsönhatás által okozott üledékfejlődési jegyek különbözőek lehetnek. A felszínalatti víztelenítő hálózat kifolyási pontjainál gyűjtött kicsapódások ebből a szempontból informatívabbak, mert a beépített mesterséges elemeken megjelent kiválások már a jelenlegi folyamatok termékei lehetnek. Kulcsos és Dunaújváros Táborállás területén gyűjtött minták mindegyikében az uralkodó ásvány a kalcit (3. ábra). A kvarc és a dolomit jelenléte valószínűleg azzal magyarázható, hogy a víz szilárd szemcséket is szállított.



3. ábra – Dunaújváros Táborállás területén a víztelenítő hálózatból gyűjtött kiválás röntgen-pordiffrakciós felvétele

4. Összefoglalás

A karbonátok oldódása, kicsapódása a lösz állékonyságára is hatással lehet. Cementanyag hiányában a lösz jobban össze nyomható, a tömörödés következtében pedig sűrűsögnövekedés következhet be, amely fizikai tönkremenetelhez vezet. Annak megállapítása érdekében, hogy a megfigyelt víz-kőzet kölcsönhatásnak van-e a löszterületeken előforduló felszínmozgásokra nézve jelentősége, elengedhetetlen a löszterületek vízkémiai adatainak áttekintése, annak további vizsgálata, hogy a kationok aránya – elsősorban a Mg/Ca – hogyan változik a löszterületeken, az áramlási pályák mentén.

Irodalomjegyzék

- Brendler, V. Vahle, A., Arnold, T., Bernhard, G., Fanghanel, T. (2003): Journal of Contaminant Hydrology, 61, 281–291.
- Halupka, G., Demény, K., Pálfi, É., Jerabek, Cs., Nagy, P., Pócsik, A., Tanács, G., Tildy, P., Angyal, J., Vad, A. (2015): Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, Budapest, 103 p.
- Jiang, J., Xiang, W., Rohn, J., Zeng, W., Schleier, M. (2015): Environmental Earth Sciences, 74, 557–571.
- Jiao, Y.-Y., Song, L., Tang, H.-M., Li, Y.-L. (2014): Advances in Materials Science and Engineering, 1–9.
- Palandri, J. L., Kharaka, Y. K. (2004): U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, 04/1068, 64 p.
- Parkhurst, D. L., Appelo, C. A. J. (2013): U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A43, p. 497.
- Pham, V.T.H., Lu, P., Aagaard, P., Zhu, C., Hellevang, H. (2011): International Journal of Greenhouse Gas Control, 5, 1002–1015.
- R Core Team (2016): Vienna, Austria, URL <https://www.R-project.org/>
- Udvardi, B., Kovács, I. J., Kónya, P., Földvári, M., Fűri, J., Budai, F., Falus, Gy., Fancsik, T., Szabó, Cs., Szalai, Z., Mihály, J. (2014): Sedimentary Geology, 313, 1–14.
- Udvardi, B., Kovács, I.J., Szabó, Cs., Falus, Gy., Újvári, G., Besnyi, A., Bertalan, É., Budai, F., Horváth, Zs. (2016): Environmental Earth Sciences, 75, 1299.
- Újvári, G., Mentes, Gy., Bányai, L., Kraft, J., Gyimóthy, A., Kovács, J. (2009): Geomorphology, 109, 197–209.
- Zhang, S., Xu, Q., Hu, Z. M. (2016): Engineering Geology, 204, 1–14.

A DÉL-ALFÖLD ALJZATI KÉPZŐDMÉNYEINEK FLUIDUM-EVOLÚCIÓS KAPCSOLATA ÉS KORRELÁCIÓJA: NYITOTT KÉRDÉSEK

Varga Andrea^{1,2}, Garaguly István², Papp Nikoletta^{1,2}, Raucsik Béla^{1,2}, Mészáros Előd^{1,2}

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

² SzTE, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

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

1. Bevezetés, földtani háttér

A Dél-Alföld aljzatának alaphegységi szinten jól elkülöníthető neogén szerkezeti egysége a Szegedi-medence, mely szénhidrogén-földtani szempontból hazánk egyik kiemelt fontosságú területe. A repedezett aljzatközetek közül a metamorfotok (pl. amfibolit, márvány) és a triász üledékes kifejlődések (Jakabhegyi Homokkő, Szegedi Dolomit) egyaránt tároló közetek lehetnek. Eredményeink rávilágítottak arra, hogy több olyan érkitöltő fázis is kimutatható a területen, ami a metamorf/metaüledékes és üledékes képződmények közötti fluidum-evolúciós kapcsolatot jelzi. Ezek tér- és időbeli viszonyának tisztázása alapvető a jelenlegi szerkezeti képalakulásának értelmezése és modellezése szempontjából.

A nagyszerkezeti besorolást tekintve a Szegedi-medence aljzatát a Tiszai-főegységen belül a Békés–Codru-i zóna gyűrt takarós szerkezete alkotja, ami ÉNy-on a Villány–Bihari-zónára tolódott (Haas et al., 2010). Egyes értelmezések szerint azonban a Szegedi-medencét keletről határoló aljzati magkomplexum, az Algyői-aljzatmagaslat már a Kisbihari-zóna (takarérendszer) része, ami nem a Tiszai-főegységhez, hanem a Dácia-főegységhez tartozik (Schmid et al., 2008). A Kisbihari-zóna alapvető jellemzője, hogy abban a prealpi térrésumok alpi metamorfózist szenvedett perm/triász fedővel rendelkeznek (Balintoni et al., 2009). Az üledékes/metaüledékes képződmények genetikai vizsgálata ezért a lehetséges regionális korreláció egyik kulcskérdése.

Munkánkban a Dél-Alföld aljzatának (Szegedi-medence) közeit közül a dorozsmai márvány, a Jakabhegyi Homokkő és a Szegedi Dolomit Formációk kőzettani és geokémia vizsgálatának eddigi eredményeit ismertetjük. Ezek egyrészt az aljzati képződmények közötti fluidum-evolúciós kapcsolat megértését segítik elő, másrészt a nagyszerkezeti korrelációban is fontos szerepet kaphatnak.

2. Eredmények, felmerült kérdések

A Dorozsma környéki kristályos aljzatban egy maximum néhányszor tíz méter vastag, alacsony hőmérsékletű képlékeny deformációt szenvedett, illetve kataklázos márványzóna található. A döntően karbonát (dolomit) ± kvarc ± Mg-klorit ± talk összetételű, finomszemcsés, heteroblasztos szövetű márványban általánosan jellemzők a kisméretű, kvarccal és karbonáttal kitöltött, valószínűleg hidrotermás eredetű oldódásos üregek.

A Jakabhegyi Homokkő Formációt döntően világos színű homokkő, illetve konglomerátum és breccsa képviseli, az elsődleges szövet azonban számos esetben töréses deformáció (breccsásodás) hatására módosult. Mikroléptékben jellegzetes bélyeg

a kvarcsemmcsék deformációs lamellás (Boehm-lamellák) megjelenése; ami egy kismértékű, nagyon alacsony hőmérsékletű képlékeny deformációt sugall.

A Szegedi Dolomit Formációba sorolt sötétszürke színű, általában erősen töredezett, breccsásodott dolomit a Szegedi-medence területének legjellegzetesebb mezozoos képződménye. Jellemzője a nagyfokú dolomitoidosodás és átkristályosodás, ami megnehezíti a fáciesek pontos meghatározását és a korrelációt.

A jól azonosítható kifejlődéseken túl Forráskút és Dorozsma térségében, néhány mélyfúrásban a 3000–3500 m mélységből származó karbonátos kifejlődések besorolása nem egyértelmű. A Szegedi Dolomit Formációba sorolt kőzet (Horváth, 1990) szövete a dorozsmai márvány szöveti jellemzőit hordozza, illetve a márványzónában megfigyelhető klaszterek néhány esetben makroszkóposan a triász dolomitra emlékeztetnek.

A dorozsmai területen ismert márványzóna eredetéről jelenleg nincs megbízható értelmezés. A Mecsek–szolnoki öv tizántúli részén (Sáránd-I) azonban ~1 km vastag metamorf összlet alatt a márvány és dolomárvány a középső-triászba sorolható (Bércziné Makk et al., 2004). A Szegedi Dolomit és a dorozsmai márvány részletes összehasonlító vizsgálata ezért kiemelt feladat. Jelentőségét nyomatékosítja az a tény is, hogy a legújabb kutatási eredmények bizonyították a márvány- és dolomárvány kifejlődések protolitjának triász üledékképződését a Kisbihari-zónában (Erdélyi-középhegység), ahol a márvány fekvésében a Jakabhegyi Homokkő dél-alföldi kifejlődéséhez hasonló kvarc-konglomerátum jelenik meg (Reiser et al., 2017).

Köszönetnyilvánítás

Jelen tanulmány az NKFIH K 108375 projekt támogatásával, továbbá a MOL Nyrt-vel kötött együttműködés keretében készült.

Irodalomjegyzék

- Balintoni, I., Balica, C., Cliveți, M., Li, L.-Q., Hann, H.P., Chen, F., Schuller, V. (2009): *Geologica Carpathica*, 60/6, 495–504.
- Bércziné Makk, A., Konrád, Gy., Rálschné Felgenhauer, E., Török, Á. (2004): In: Haas, J. (szerk): *Triász, ELTE Eötvös Kiadó*.
- Reiser, M.K., Schuster, R., Tropper, P., Fügenschuh, B. (2017): *Geologica Carpathica*, 68/2, 147–164.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, MÁFI, Budapest.
- Horváth, A. (1990): Egyetemi doktori értekezés, kézirat, ELTE.
- 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.

ÚJ EREDMÉNYEK A NAGYNYOMÁSÚ METAOFIOLIT ANYAGÚ KŐESZKÖZÖK FORRÁSTERÜLETÉNEK AZONOSÍTÁSÁHOZ

Váci Benjámin¹, Szakmány György¹, Kasztovszky Zsolt², Starnini, Elisabetta³

¹ Közettan-Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

² MTA EK Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratórium, Budapest

³ School of Humanistic Sciences, Department of Historical Studies, University of Torino, Italy

e-mail: vbeni9305@gmail.com

1. Bevezetés

Az utóbbi tíz évben a régészeti leletanyagok alapos vizsgálata során 25 db olyan csiszolt kőeszközt azonosítottak, melyek nyersanyaga az alpi típusú kis-hőmérsékletű (LT) és nagynyomású (HP) metaofiolit kőzetek – Na-piroxenit, eklogit – közé sorolható (Bendő et al., 2015). Hasonló anyagú kőbalták, szalukapák, vésők és egyéb dísz tárgyak az európai régészeti gyűjteményekben szinte kivétel nélkül megjelennek, sőt ÉNy-Olaszországban az arányuk a 90%-ot is elérheti (D'Amico, Starnini, 2012). Az LT-HP metaofiolitok világszerte ritkának számító kőzetek, Európában, elsődleges formában mindössze három helyen, Bretagne területén, Franciaországban (Pain, Vielzof, 1988; in Ricq-de Bouard, Fedele, 1993), Syros és Tinos szigetén, Görögországban (Tsujimory, Harlow, 2012), valamint az alpi régióban (Piemont Zóna) találhatók fel, amely magába foglalja a Monviso, valamint a Voltri masszívumokat (Compagnoni, 2003). Másodlagos formában a Pó-völgyben, valamint Voltri-tól északra elhelyezkedő oligocén konglomerátumban és ennek áthalmazódásával a Piemont, É-Liguria és Ny-Lombardia közti terület alluviális üledékeiben jelennek meg (Capponi et al., 2009). A kutatók egyetértenek abban, hogy kőeszközök nyersanyagaként szolgáló kőzetek az alpi régióból származnak azonban, hogy elsődleges, másod-, vagy harmadlagos forrásból, az továbbra is vita tárgya.

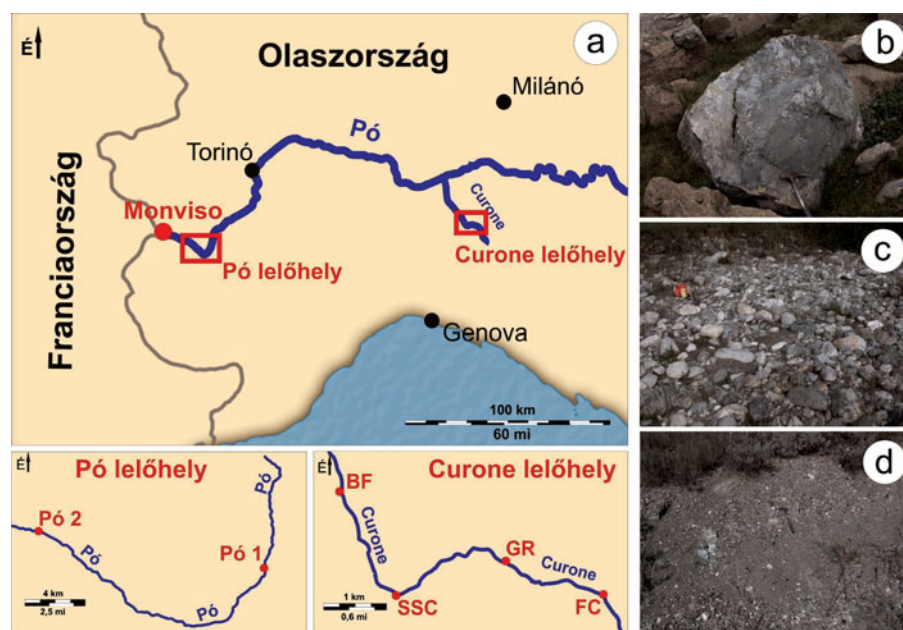
Három potenciális forrásterületről gyűjtöttünk mintákat, a Monvisótól közvetlenül délre eső területekről, valamint a Pó és a Curone alluviális üledékeiből (1. ábra), amelyeket polarizációs mikroszkópi, ásványkémiai (SEM-EDX), valamint teljes kőzet kémiai (PGAA) vizsgálatokat hajtottunk végre azért, hogy szignifikáns petrográfiai és/vagy geokémiai különbségeket állapítsunk meg az egyes lelőhelyek kőzetei között, ezzel segítve a kőeszközök forrásterületének azonosítását.

2. Eredmények

2.1. Monviso dél

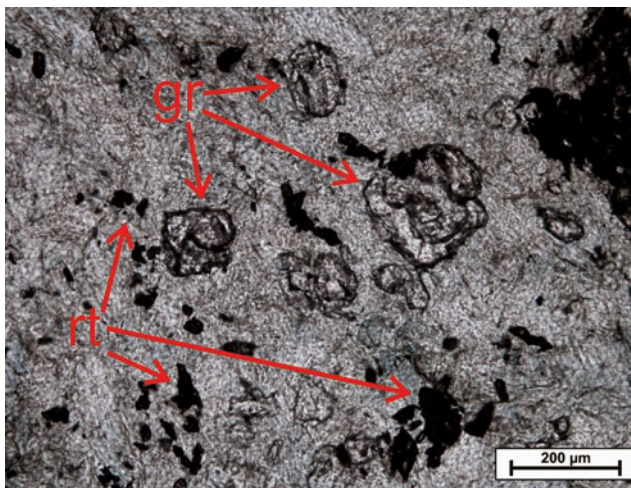
2.1.1. Na-piroxenit

Szinte monomineralikus kőzetek, a kőzetalkotó monoklin piroxén mellett max. 5%-ban jelennek meg egyéb fázisok. A piroxén szemcsék általában finomszemcsés, 200 µm-nél kisebb szemcseméretű mátrixot alkotnak, amelyben megjelennek durvaszemcsés domének, sávok. Három minta mutat ettől eltérő durvaszemcsés granoblasztos, grano-nematoblasztos szövetet. Polarizációs mikroszkópban is jól megfigyelhető a nagyobb szemcsék inhomogenitása, zónássága, amely a magtól a perem felé egyre erősebb zöldeskék pleokroizmusban mutatkozik meg. Gyakoriak a relik, korrodált jadeit szemcsék (Jd_{85-96}), amelyek ~10 µm-es omfacit zárványokat tartalmaznak. Az akár 1mm-es jadeit szemcséket inhomogén omfacit (Jd_{30-60} Q_{20-50}



1. ábra – A vizsgált minták származási helye. a) A minták lelőhelyének térképi megjelenítése, alul kiemelve a Pó és Curone lelőhelyek. BF: Brignano Frascata, SSC: San Sebastiano Curone, GR: Gremiasco, FC: Fabrica Curone. b) Nagyjából 1 m átmérőjű jadeitit blokk a Monviso déli lejtőjén. c) A Pó-folyó ártere, ahol akár fél méteres görgetegek is előfordulnak. d) A Curone-folyó hordaléka a beágyazott zöld és kék árnyalatú kőzetekkel

Ae_{0-30}) korona veszi körbe. A piroxén mellett legnagyobb arányban ilmenit jelenik meg, akár több mm-t is meghaladó méretben, a szemcsék szegélyén vékony sávban titanit figyelhető meg. Ti-tartalmú fázisok között elszórtan megjelenik rutil is, viszont az ilmenithez képest kis mennyiségben. Gyakori akcesszórius elegyrész továbbá a cirkon, valamint különféle ritkaföldfém tartalmú ásványok is megjelennek a mintákban, leggyakrabban allanit, ritkábban monacit és/vagy xenotim (**2. ábra**). Főelem összetételük alapján a kőzetek 5 csoportba sorolhatóak, legnagyobb arányban a Fe-kevert jade csoportba sorolhatók, de előfordul jadeitit, Fe-jadeitit, kevert jade, valamint omfacitit is (D'Amico et al., 2003 alapján).



2. ábra – A Monviso déli oldaláról származó mintákban jellegzetesen előforduló akcesszórius ásványok polarizációs mikroszkópi képe. Rövidítések: aln = allanit, ilm = ilmenit, zr = cirkon

2.1.2. Gránáttartalmú kőzetek

A piroxének megjelenése a gránáttartalmú kőzetekben nagyon hasonló a Na-piroxenitekéhez, gyakoriak a szételegyedett jadeit szemcsék, amelyek körül omfacit van. A gránát aránya a kőzetekben 5–30% közötti, leggyakrabban 10% alatti, a nagyméretű, akár 1 mm-es szemcseméretet is meghaladó gránát poikiloblasztok magja jellemzően sok piroxén zárványt tartalmaz, ezzel szemben szegélyük tiszta, idioblasztos kifejlődésű. A gránátok üdék, ritkán enyhe kloritos átalakulást mutatnak. Gyenge kémiai zónásság figyelhető meg a magtól a perem felé csökkenő almandin és növekvő pirop komponens tartalommal (mag: $Alm_{75-90} Py_{10-15}$, perem: $Alm_{60-70} Py_{20-25}$). A két fő kőzetalkotó mellett ilmenit, cirkon, valamint rutil jelenik meg, valamint a Na-piroxenitekhez hasonlóan allanit. Ezen kívül apatit, paragonit, epidot, titanit és albit jelenik meg kevesebb, mint 1%-ban.

2.2. Pó

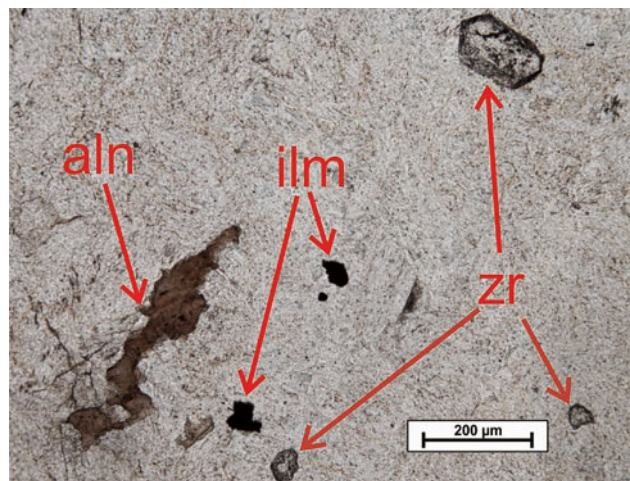
2.2.1. Na-piroxenitek

A kőzetek között egyaránt megjelennek irányított szövetű finomszemcsés Na-piroxenitek, valamint durvaszemcsés granolasztos szövetűek is. A monoklin piroxének kémiaiailag inhomogének, de a különböző összetételű zónák, domének között az átmenet nem éles, inkább diffúz. Az akcesszórius elegyrészek közül leggyakrabban rutil, és cirkon jelenik meg, mindkettő

általában 50–100 μ m-es önálló szemcsék formájában. A rutil szemcsék körül általában egy vékony titanitos korona van. A piroxén mátrixban gyakran jelennek meg retromorf ásványokból álló csomók, domének, amelyek fő összetevői a zoisit, epidot, albit és paragonit. Ezen kívül elszórtan 1%-nál kevesebb mennyiségű kékamfibol is megjelenik a mintákban. Ilmenit nem jellemző, rutilban jelenik meg leggyakrabban szételegyedési lamellákként, viszont egyéb Fe-tartalmú fázisok gyakoriak úgy, mint pirit, hematit, ritkán magnetit. Apatit és fengit is megjelenik változó mennyiségben, az apatit aránya az egyik mintában megközelíti az 5%-ot. Főelem összetételük alapján a kőzetek 3 csoportba sorolhatók, jadeitit, Fe-kevert jade és omfacitit (D'Amico et al., 2003 alapján).

2.2.2. Gránáttartalmú kőzetek

A gránátos kőzetekre jellemző az irányított szövet, leggyakrabban sávok, bennük a gránát aránya 10–40% közötti. A monoklin piroxén szemcsék változatos méretben jelennek meg, akár az 1–2 mm-es szemcseméretet is meghaladják. A nagyméretű piroxén porfiroblasztok gyakran korrodáltak és deformáltak, szételegyedési lamellákat tartalmaznak. Kémiai összetételüket tekintve omfacitosak ($Jd_{40-55} Q_{20-50} Ae_{10-20}$), ritkán megjelennek jadeites összetételű relik magok (Jd_{80-85}). A gránát szemcsék méretüket tekintve kisebbek, a Monvisoi mintákénál, átlagosan 100–300 μ m-esek és gyakran korrodáltak, a szélükön kloritos átalakulás a jellemző, továbbá gyakori az atoll megjelenés (**3. ábra**). Kémiai összetételüket tekintve a magtól a perem felé csökkenő grosszulár és növekvő pirop komponens aránya a jellemző közel állandó almandin komponens mellett (mag: $Alm_{62-68} Py_{10-15} Grs_{14-18}$, perem: $Alm_{62-65} Py_{20-22} Grs_{8-12}$). A Na-piroxenitekhez hasonlóan a gránáttartalmú kőzetekben is a rutil a leggyakoribb akcesszória, amely akár közel 10%-ban jelenik meg 100–150 μ m-es szemcsékből álló sávok formájában – jól kirajzolva a foliáció irányát – melyek



3. ábra – Gyakori atoll megjelenést mutató gránátok, valamint finomszemcsés rutilból álló halmazok polarizációs mikroszkópi képe egy Pó-völgyi mintából. Rövidítések: gr = gránát, rt = rutil

szélén keskeny titanitos korona figyelhető meg. Cirkon, fengit és Fe-ásványok a Na-piroxenitekhez hasonló módon ezekben a kőzetekben is megjelennek, valamint max 1%-nyi féregjáratra emlékeztető kifejlődésű allanit. Az egyik minta xenotimot is

tartalmaz, viszont monacit nem jellemző. A retromorf fázisok közül megfigyelhető zoisit, epidot, paragonit, kékamfibol, albit és klorit, amelyek gyakran együtt alkotnak retrográd csomókat. Főelem összetételük alapján egy kőzetminta sorolható be a Fe-eklogitok és egy az intermedier eklogitok közé (D'Amico et al., 2003 alapján).

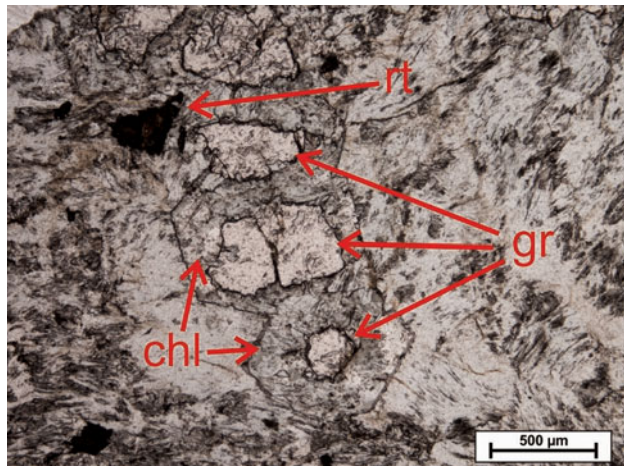
2.3. Curone

2.3.1. Na-piroxenitiek

A Na-piroxenitiek a korábban említett két lelőhely mintáihoz képest erősebb retrográd átalakulással jellemezhetők, a retromorf fázisok aránya meghaladhatja a 10%-ot, ezáltal a szoros értelemben vett Na-piroxenit kategóriába nem besorolhatók, viszont mivel közel 80%-ban monoklin piroxénból állnak, ezért itt tárgyaljuk őket. A kőzetek heteroblasztos szövetűek, a mátrixot orientált finomszemcsés piroxén alkotja, amelyben nagyméretű, akár mm-es korrodált piroxén szemcsék jelennek meg. A piroxén szemcsék jellemzően omfacitos, Fe-omfacitos összetételűek, (Jd_{25-45} Q_{40-55} Ae_{10-25}) a magtól a perem felé csökkenő Jd és növekvő Ae komponens aránnyal. Az akcesszórius és másodlagos elegyrészek aránya megközelítheti a 20–25%-ot. Akcesszóriák közül leggyakrabban rutil, cirkon, apatit valamint zoisit jelenik meg. A rutil szemcsék körül kismértékű titanitos átalakulás figyelhető meg. Gyakoriak a blasztoporfíros aggregátumok, amelyek kloritból, zoisitból, epidotból, fehér csillámból és albitból állnak. Az opak ásványok közül leggyakrabban hematit jelenik meg, jellemzően körülötte néhányszor 10 μ m-es albit koronával, továbbá pirit és kalkopirit is előfordul. Gránát, valamint gránát utáni pszeudomorfózák megjelennek, viszont ezek aránya 1–2%-nál nem nagyobb. Főelem összetételük alapján egy minta sorolható a Fe-kevert jade kategóriába (D'Amico et al., 2003 alapján).

2.3.2. Gránátartalmú kőzetek

A gránátos kőzetek erős irányítottaságot mutatnak, gyakori a nyírt, ritkán milonitos szövet, a gránátok aránya 5–30% közötti. A mátrixot 100–300 μ m-es omfacitos összetételű piroxének alkotják, amelyek irányítottan helyezkednek el. Ebben a piroxén mátrixban jelennek meg nagyméretű, akár 2 mm-es szemcseméretet is meghaladó korrodált, nyírt omfacit porfiroblasztok. A mátrix fő alkotói a piroxén mellett a zoisit és a kék amfibol, amelyek szintén irányítottan, a piroxénekhez hasonló szemcseméretben jelennek meg, az amfibolok mérete elérheti akár az 500 μ m-t is. Az amfibolok erős kémiai zónásságot mutatnak, magjuk glaukofános szélükön aktinolitossá válnak. A gránátok korrodáltak, részlegesen átalakultak kloritá (4. ábra), a foliációra „felülve” általában sávok formájában jelennek meg. Irreguláris zónásságot mutatnak a szemcsék, egységes trend nem alakítható ki (Alm_{51-71} Py_{8-26} Grs_{9-32} Sps_{0-8}). Gránáttal együtt gyakran jelenik meg fengit, epidot, valamint amfibol, amely a gránát szemcsék közti teret tölti ki. A fő akcesszória a rutil, amely 50–150 μ m-es szemcsékből álló sávokat alkot, amelyek szélén titanitos, ritkábban ilmenites korona van. Ilmenit ritkán jelenik meg, mindössze néhány rutil szemcsé szegélyén sikerült megfigyelni, titanit önálló fázisként is előfordul. Néhány mintában gyakoriak a blasztoporfíros aggregátumok, amelyek retromorf fázisokból (zoisit, epidot, fehér csillám, klorit, albit), valamint újonnan kristályosodott omfacit nematoblasztokból



4. ábra – Erős kloritos átalakulást mutató gránát szemcsék polarizációs mikroszkópiai képe egy Curone-völgyi mintából. Rövidítések: chl = klorit, gr = gránát, rt = rutil

állnak. Ezen kívül megjelennek különféle Fe-ásványok (pirit, hematit), valamint apatit és érkítőltetés formájában barit. Ritkaföldfém tartalmú fázisok közül egyedül allanit jelenik meg. Főelem összetétel alapján a kőzetek 2 csoportba sorolhatók: Fe-eklogit és intermedier eklogit (D'Amico et al., 2003 alapján).

3. Konklúzió

A Monviso déli oldaláról, valamint a Pó és Curone alluviális üledékeiből vett nagynyomású metaofiolit minták részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálatai alapján megállapítható, hogy a minták zöme mindegyik lelőhelyről a finomszemcsés Na-piroxenitiek, eklogitok közé sorolható, durvaszemcsés kőzetek elvértve jelennek meg közöttük. Már a fő kőzetalkotó ásványok megjelenésében is kimutatható némi különbség, a Monvisora a reliket jadeit magvú piroxének a jellemzőek, míg a másik két területen leggyakrabban omfacitos összetételű reliket, korrodált és deformált piroxének a jellemzőek. A gránátok megjelenése karakterisztikus az egyes területeket illetően, továbbá összetételüket tekintve is némi eltérés mutatható ki. A legszembevetőbb különbség mégis a Ti-tartalmú fázisokban mutatkozik, a Monvisoról származó minták leggyakrabban és legnagyobb mennyiségben ilmenitet tartalmaznak, ritkábban rutilt, ezzel szemben a másik két lelőhely mintáiban a fő Ti-hordozó egyértelműen a rutil, ilmenit elvértve jelenik meg. A RFF-tartalmú fázisok tekintetében is jelentős különbség mutatható ki: A monvisoi mintákban allanit, xenotim és monacit is megjelenik, ezzel szemben a Pó-völgyi mintákban csak allanit és xenotim, a Curone-völgyi mintákban pedig csak allanit jelenik meg. A monvisoi minták szinte kivétel nélkül üdék, gyenge retrográd hatás érte őket, míg a másik két lelőhely kőzetei erősebb átalakulást mutatnak. A monvisoi mintákban megjelenő retromorf fázisok a klorit és zoisit, ezzel szemben a másik két lelőhely mintáiban gyakran jelennek meg blasztoporfíros aggregátumok, amelyek kloritból, zoisitból, epidotból, fehér csillámból (paragonit és fengit), valamint albitból állnak. Ezen kívül kékamfibol (glaukofán) önálló fázisként gyakori mind a Pó-völgyi mind pedig a Curone-völgyi mintákban, utóbbiakban aktinolit is előfordul.

A petrográfiai vizsgálatok alapján elmondható, hogy a

magyarországi HP metaofiolitos csiszolt kőeszközök közül a jadeititek a Monviso déli oldalán feltáruló jadeititekkal mutatnak nagy hasonlóságot, míg a Fe eklogitok a curone-völgyi Fe-eklogit terepi mintákkal rokoníthatók.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA K 100385 (témavezető Kasztovszky Zsolt) számú projektje támogatta. Irodalomjegyzék

Irodalomjegyzék

Bendő, ZS., Szakmány, GY., Kasztovszky, ZS., Szilágyi, SZ., Mile, V., Harsányi, I., T. Biró, K., Osztás, A., Oláh, I. (2015): Meddig tart a takarónk? A magmaképződéstől a regionális litoszféra formáló

folyamatokig. 6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés kiadványa, 36–39.

Bouard, M., Fedele, F. G. (1993). *Geoarchaeology*, 8/1, 1–22.

Capponi, G., Crispini, L., Federico, L., Piazza, M., Fabbri, B. (2009): *Geological Journal*, 44, 211–224.

Compagnoni, R. (2003): *Episodes*, 26/3, 200–204.

D'Amico, C., Starnini, E. (2012): In Pétrequin, P., Cassen, S., Errera, M., Klassen, L., Sheridan, A., Pétrequin, A.M. (szerk.): *Centre de Recherche Archéologique de la Vallée de l'Ain*, Chapitre 12, 728–743.

D'Amico, C., Starnini, E., Gasparotto, G., Ghedini, M. (2003): *Periodico di Mineralogia*, 73/3, 17–42.

Pain, C., Vielzuf, D. (1988): *Bulletin de la Societe Geologique de France* 4, 13–20.

Tsujimori, T., Harlow, G.E. (2012): *European Journal of Mineralogy*, 24, 371–390.

KÖPENYI CO₂ ÉS SZERVES FLUIDUMOK TALÁLKOZÁSA A KISÁLFÖLDÖN

Vető István¹, Rotár Szalkai Ágnes², Sajgó Csanád³, Csizmeg János⁴, Király Csilla⁴, Fekete József³

¹ geokémikus szakértő, Budapest

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

³ MTA, CsFKI, Budapest

⁴ ELTE, TTK, Budapest

e-mail: vetoie3840@gmail.com

1. Bevezetés

A törmelékes tárolókban lévő CO₂ felhalmozódások alkalmasak a földi szénkörforgás tanulmányozására: (i) a CO₂ három fázisban (szabad gázként, vízben oldva és karbonátban) van jelen bennük és (ii) gyakran tartalmaznak kőolajat, szénhidrogén gázokat és más kerogén eredetű szerves anyagokat. Jó példát mutatnak erre a Duna-medence kisalföldi része közepén lévő Mihályi szerkezeten megismert soktelepes felhalmozódások.

2. Korábbi kutatások

A mai Magyarország területén lemélyített első olajkutató fúrás (Mihályi M-1) 1500 m mélységben alsópannon homokkőből olaj nyomokkal kísért bőséges CO₂ beáramlást eredményezett. A 70-es években lezárult kutatás két soktelepes CO₂ felhalmozódást tárt fel Mihályi ill. Répcelak környékén összesen 12 milliárd m³ földtani készlettel. A mihályi telepek és Répcelakon az alsó telepek 83–98% CO₂ mellett metánt, N₂-t és kevés C₂₅ gázt és kondenzátumot tartalmaznak. A répcelaki felső telepekben fokozatosan metán és N₂ váltja fel a CO₂-t (Mészáros, 1979). Az izotóposan könnyű hélium (R/Ra 2,6-5,5) a CO₂ köpenyi eredetere mutat (Cornides et al., 1986). A kondenzátum az olajképződés korai/középső szakaszát jelzi (Koncz és Etler, 1994).

3. Az utóbbi évek eredményei

Mivel az utóbbi években elért publikált és nem publikált eredmények szorosan egymásra épülnek, együtt tárgyaljuk őket.

A CO₂-t kísérő olaj a Duna-medence középső-miocén, esetleg evaporitos anyaközeiteiben keletkezett és a pliocén előtt csapdázódott (Vető et al., 2014). A CO₂ a pliocén bazalt vulkánosságához kapcsolódó, az aljzatba benyomult magmából szabadult fel és a Mihályi szerkezetet határoló Rába vonal törésein keresztül jutott el a telepekbe, kiszorítva a csapdázódott olaj zömét és feloldva az olajat kísérő CH₄-gáz egy részét. A répcelaki és mihályi „tisztá” CO₂-os telepek héliumjának izotópos összetétele különbözik (R/Ra 1,69–1,99 ill. 3,18–4,00). A CO₂ δ¹⁸O értéke –16,2 és –10,1‰ között változik. Tudomásunk szerint a Föld egyetlen CO₂ telepéből sem publikáltak még CO₂ δ¹⁸O adatokat. A metán és a N₂ zöme az intruzívumok által felfűtött metaszedimentek kerogénjéből és K-gazdag szilikátjai ammónium tartalmából szabadult fel a CO₂ csapdázódással

követően (Palcsu et al., 2014). A „tisztá” CO₂-t tartalmazó homokkővek akár több%-nyi dawsonitja a törmelékes albit és a CO₂ közötti reakció terméke. A dawsonitban megkötött és a telepekben lévő CO₂ tömege azonos nagyságrendű (Király et al., 2016).

A „tisztá” CO₂-os pannon homokkővekből termelt gázt kísérő víz akár 7000 ppm-t is elérő alifás savanion tartalma alapján szerves anyagban gazdag, az olajképződés korai szakaszában lévő üledékes környezetből származik és 20000 mg/l-t is elérő kloridtartalma ill. min. 10³ klorid/bromid aránya alapján áramlása során k. miocén korú (?) tengeri evaporitokat oldott fel. A CO₂ által kiszorított olaj ezzel az evaporitos vízzel együtt áramlott fel a medence mélyebb részéből a Mihályi szerkezet felé. Az evaporitos víz részben vagy egészben kiszorította a Pannon tóban lerakódott homokkővek kis sótartalmú pórúsvizét.

A CO₂-vel együtt termelt nyomnyi kondenzátum szokatlanul nagy aromás tartalma azt tükrözi, hogy a CO₂ előszeretettel oldja ki az olajból az aromás könnyű szénhidrogéneket.

A „tisztá” CO₂-os telepek esetében a csapda teljes térfogatát kitölti a gáz. Feltételezzük, hogy a répcelaki felső telepek csapda térfogata a „tisztá” CO₂ érkezésekor a mainál kisebb volt és a csapda térfogat még növekedett (a záróközetek permeabilitása a tömörödés miatt csökkent?) a metán – N₂ fluidum érkezése előtt.

Ha a „tisztá” CO₂ a teljes mai csapda térfogatot kitöltötte, akkor az albit dawsonit általi felemésztése gyakorlatilag egyidejű volt a gáz csapdázódásával.

Irodalomjegyzék

- Cornides, I., Takaoka, N., Nagao, K., Matsuo, S. (1986): *Geochemical Journal*, 20, 119–125.
- Király, Cs., Sendula, E., Szamosfalvi, Á., Káldos, R., Kónya, P., Kovács, I.J., Fűri, J., Bendő, Zs., Falus, Gy. (2016): *Geological Society, London, Special Publications* 435, <http://doi.org/10.1144/SP435.15>.
- Koncz, I., Etler, O. (1994): *Organic Geochemistry*, 21, 1069–1080.
- Mészáros, L. (1979): MBFH Open File Report T 18580.
- Palcsu, L., Vető, I., Futó, I., Vodička, G., Papp, L., Major, Z. (2014): *Marine and Petroleum Geology*, 54, 216–227.
- Vető, I., Csizmeg, J., Sajgó, Cs. (2014): *Central European Geology*, 57/1, 53–69.

A HAZAI MIOCÉN VULKÁNI KŐZETEK GRÁNÁTJAINAK NYOMELEMVIZSGÁLATA

Vígh Csaba^{1,2}, Király Edit¹, Török Kálmán¹, Wörner, Gerhard⁴, Harangi Szabolcs^{2,3}

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

1. Bevezetés

A vulkáni mészkalkáli sorozatok kőzeteiben előforduló gránátok képződése speciális feltételeket igényel. Megjelenésük olyan geodinamikai környezetre utal, ahonnan a magma nagy mélységből gyorsan a felszínre juthat, ezért a magmás környezetben képződő gránátok vizsgálatával képet kaphatunk az alsó kéregben zajló magmás-metamorf folyamatokról (magma-képződés, kéregbeolvasztás). A kísérleti kőzettani adatok alapján ismert, hogy ezekben a mészkalkáli vulkanitokban előforduló Ca-gazdag (>4 wt%) almandingránátok vízgazdag magmából, nagy nyomáson (7–12 kbar) kristályosodnak (Green, 1992; Alonso-Perez, 2009). Habár a kísérleti munkák igazolták, hogy gránát kristályosodhat bazaltos, andezites és riolitos olvadékból is, Bach et al. (2012) részletes geokémiai vizsgálatokkal (köztük „in situ” nyomelemmérésekkel) igazolta, hogy a Northlandi Vulkáni Ív magmás sorozatában előforduló gránát-fenokristályok nem a befogadó andezites magmából kristályosodtak, hanem az alsó kéreg kumulátumos anyagából származnak, és zónásságuk komplex fejlődést tükröz.

1.1 Vulkáni gránátok a Kárpát-Pannon térségben

A Kárpát-Pannon régió miocén korú gránát-tartalmú vulkáni kőzetei (riodácitok, dácitok, és andezitek) elsősorban a vulkáni ív nyugati részén (Visegrádi-hegység, Börzsöny, Karancs, Közép-Szlovákiai Vulkáni Terület) fordulnak elő, a vulkanizmus kezdeti szakaszához (16–16,5 millió év) kapcsolódóan. A petrográfiai és geokémiai jelek alapján három gránáttípus különíthető el: (1) magmás eredetű, (2) metamorf kéregxenolitokból származó és az (3) összetett gránáttípus.

A magmás eredetű gránát leggyakrabban sajátalakú vagy félig sajátalakú fenokristályként jelenik meg, leggyakrabban plagioklász, hornblende, biotit, esetenként ortopiroxén társaságában. Zárványként gyakori akcesszória az apatit (főleg a gránát magjában), ilmenit, alárendelten magnetit, pirrotin és cirkon is előfordul. A karancsi, illetve néhány Börzsönyi andezit (pl., Csehvár) esetében plagioklászból álló zárványgyűrűk jellemzik a gránátot. Összetétele alapján Ca-gazdag (4–8 wt% CaO) almandin ($\text{Alm}_{58-66}\text{Prp}_{13-23}\text{Sps}_{13-23}\text{Grs}_{3-14}$ andezitben; $\text{Alm}_{63-66}\text{Prp}_{13-18}\text{Sps}_{3-6}\text{Grs}_{13-18}$ dácitban; $\text{Alm}_{75-76}\text{Prp}_{9-10}\text{Sps}_4\text{Grs}_{11-12}$ riodácitban).

A metamorf eredetű gránát a magma által asszimilált xeno-

kristályként jelenik meg, vagy a kéregeredetű metamorf kőzet-zárványok ásványtársulásának egyik fő alkotója; biotit, plagioklász, sillimanit, hercinit, korund vagy cordierit társaságában. Előbbi esetben a gránát szemcse peremét legtöbbször plagioklászból, hercinitből és Fe-Ti oxidokból álló reakciószegély övezi. Alacsony CaO-tartalmuk (1–4 wt%) jó elkülönítő bélyeg a CaO-ban gazdagabb, magmás almandingránáttól. A metamorf gránát magja MnO-ban gazdagabb, amely fokozatos elszegényedést mutat a perem felé. Peremén megfigyelhető egy MgO-ban gazdagabb zóna.

Az összetett gránáttípus esetében megfigyelhető egy metamorf jellegekkel bíró rezorbeálódott mag, amelyre a fent említett magmás gránát jellegével megegyező peremi zóna kristályosodik.

1.2 Célkitűzések

A gránátok nyomelemzónásságának tanulmányozása céljából 9 reprezentatív mintát választottunk ki a Börzsöny, a Visegrádi-hegység, a Karancs és a Tokaji-hegység területéről mindhárom gránát típusból, többféle kemizmusú vulkáni kőzetből (andezit, dácit, riodácit, riolit – 1. táblázat). A kiválasztott mintákból korábbi elektronmikroszkopos elemzések és főelemtérképek (Vigh et al., 2015) álltak rendelkezésre.

Vizsgálataink során vonal menti profilon végeztünk lézeralblációs ICP-MS-elemzéseket, keresztezve a főelem-térképeken kirajzolódó keskeny, akár 50–100 mikrométer széles zónákat. A mérések során 40 µm-es kráterátmérőt

1. táblázat – A nyomelemvizsgálatra kiválasztott minták adatai. Rövidítések: B- Börzsöny, K- Karancs, V- Visegrádi-hg., T- Tokaji-hg., bt- biotit, am- amfibol

| Minta | Leőhely | Típus | Befogadó kőzet |
|----------|---------------------------------|----------------|---------------------|
| Baj-1 | Bajdázói kőfejtő (B) | magmás | bt-am dácit |
| MN-01 | Márianosztra (B) | magmás | bt-am dácit |
| Kar-1 | Farkasnyak (K) | magmás | am andezit |
| PS-6 | Szentlélek-tető (V) | magmás | bt-dácit (riodácit) |
| NB-05 | Nagybörzsöny, Gránát-forrás (B) | összetett | bt-am dácit |
| GV-4_5 | Csehvár (B) | összetett | am andezit |
| HV-5 | Holdvilág-árok (V) | metamorf | am andezit |
| Szob01-1 | Szob, Csák-hegy (B) | metamorf | bt-am dácit |
| G-88 | Regéc, Kis-Sertés-hegy (T) | nem tisztázott | riolitufa |

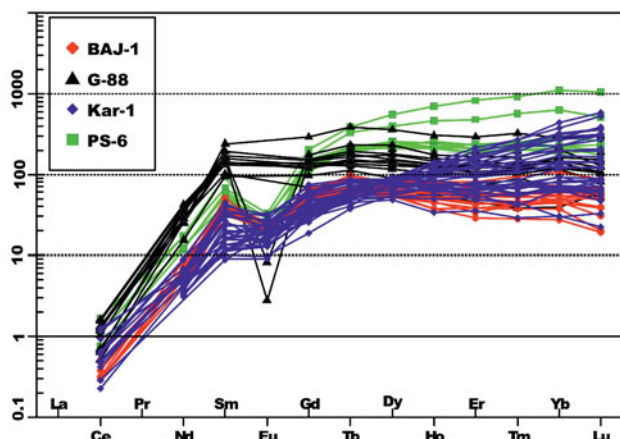
használtunk, illetve néhány mintánál ennél kisebb (15 μm) lézernyaláb-átmérőt is kipróbáltunk. A korábbi nyomelemvizsgálatok során (Harangi et al., 2001) ennél lényegesen nagyobb kráterátmérőt (120 μm) használtak, így jelen munkánktól azt várjuk, hogy a nyomelemek összetételbeli változásai jobb térbeli felbontással képezhetők le.

Az elemzések a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben készültek, New Wave UP213 lézeralblációs feltétellel felszerelt Perkin Elmer Elan DRC II típusú kvadrupol ICP-MS műszerrel.

3. Eredmények

Általánosságban elmondható, hogy a vizsgált gránátok könnyű ritkaföldfémekben szegények, a La és Ce koncentrációja a legtöbb esetben kimutatási határ alatt volt.

A magmás eredetű gránátok ritkaföldfém-, Y- és Zr-koncentrációja a riodácitokban és dácitokban a legmagasabb, míg az andezites befogadó kőzet gránátjaiban a legalacsonyabb. Jellemző rájuk a kondritra normált ritkaföldfém-diagramon megjelenő negatív Eu-anómia, amelynek mértéke növekszik az SiO_2 -ban gazdagabb befogadó kőzetekben (1. ábra). Mindezek az általános jellegzetességek egyezést mutatnak az irodalomban publikált korábbi eredményekkel (Harangi et al., 2001; Sisson, Bacon, 1992; Irving, Frey, 1978).



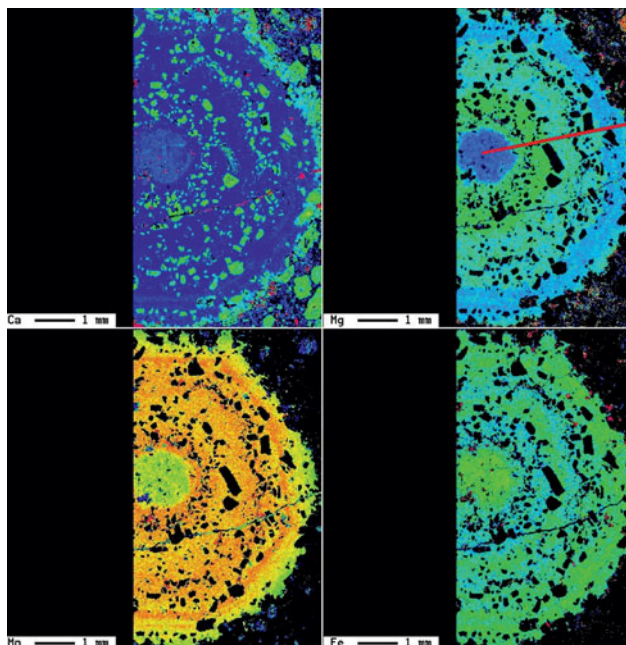
1. ábra – A magmás eredetű gránátok kondritra normált ritkaföldfém-eloszlása

A metamorf xenokristálygránát magja a legtöbb nyomelemben kimerült jelleget mutat, ritkaföldfém-eloszlására jellemző a negatív Eu-anómia hiánya, valamint a nehéz ritkaföldfémekben való dúsulás. Mg-gazdag peremük nyomelem-eloszlása a magmás gránátok nyomelem-eloszlásához hasonló. A metamorf xenolitok gránátjainak Mn-gazdagabb magjában magasabb Y-, Gd-, Dy- és Yb-koncentráció mérhető, a peremi Mg-zónában pedig a maghoz képest feldúsul a Sc, V, Cr, Zn és Zr mennyisége.

A vizsgált gránátok részletesebb bemutatását és értelmezését három olyan példán keresztül közöljük, amelyek a korábbi nyomelemvizsgálatok eredményeihez képest új információval szolgáltak.

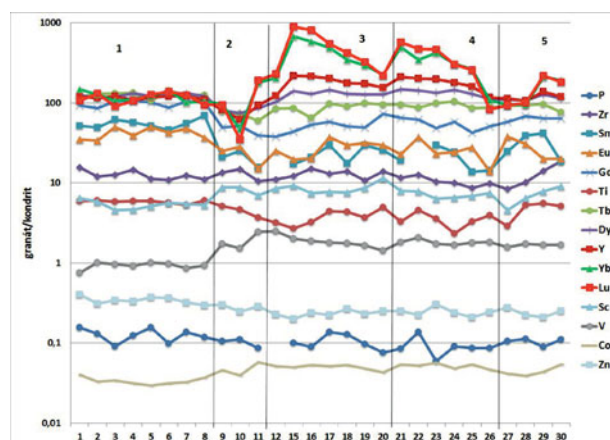
3.1 Karancsi magmás gránát

A karancsi andezit gránátjánál (Kar-1) a főelemtérképeken tapasztalható koncentrikus zónásság (2. ábra) a nyomelemek



2. ábra – A karancsi gránát (Kar-1) mikroszondás főelem térképei. Az elemtérképek színezésében a hideg színek alacsony, a meleg színek magasabb elemkoncentrációt tükröznek. A nyomelem mérések profilját piros vonal jelzi

eloszlásában is jól tükröződik, 5 zóna különíthető el: mag, átmeneti zóna, első plagioklász-zárványsoros zóna, második plagioklász-zárványsoros zóna, külső peremi zóna (3. ábra). A magtól a peremig tartó profil mentén a nehéz ritkaföldfémek (Yb, Lu) és az Y változása jól kirajolja a zónahatárokat. A gránát Ca-ban és Fe-ban gazdagabb, Mg-ban és Mn-ban szegényebb magja a Ti, Sm, Gd és Eu kivételével jellemzően kimerült nyomelemeloszlást mutat. A keskeny, átmeneti zónában a CaO-tartalomban fokozatos csökkenés, míg a MgO- és MnO-tartalomban fokozatos növekedés figyelhető meg. Az Y, a

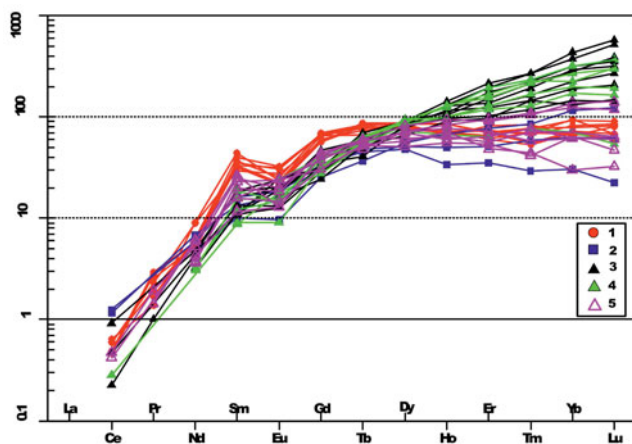


3. ábra – A karancsi gránát (Kar-1) kondritra normált nyomelem eloszlása a magtól a peremig felvett profil mentén. 1 – mag, 2 – átmeneti zóna, 3 – első plagioklász zárványsor, 4 – második plagioklász zárványsor, 5 – külső zóna

ritkaföldfémek és a Ti vonatkozásában kimerülés mutatkozik, míg a Sc, V mennyisége növekedést mutat ebben a zónában. A plagioklász-zárványgyűrűs zónákban a MnO-tartalom nem változik, a CaO mennyisége csekély ingadozást mutat, míg a MgO a perem felé kimerül, ezzel együtt a FeO mennyisége

pedig növekszik a kristályosodás előrehaladtával. Az Y, Yb, Lu koncentrációjában ugrásszerű növekedés, majd kimerülés figyelhető meg, amelynek ismétlődése jelzi, hogy az első és második zárványgyűrű kristályosodása között volt egy anyagpótlódási esemény (pl., magmabeáramlás vagy ritkaföldfém-tartalmú ásványfázis lebomlása). A Dy és Tb koncentrációján nem figyelhető meg ez a változás, míg a Gd fokozatosan épül be a gránát szerkezetébe a nehézritkaföldfémek kimerülésével. A Sm, Eu, Ti és Sc ingadozása összefügghet a gránáttal jelenlévő ásványfázisok kristályosodásával (amfibol, plagioklász).

A kondritra normált ritkaföldfém-diagramon is jól látszanak a fentiekben megkülönböztetett zónák (4. ábra). A gránát magjának ritkaföldfém-eloszlására jellemző a kicsi, de határozott negatív Eu-anomália, a magasabb könnyű és közepes ritkaföldfém-koncentráció. Ezzel szemben a plagioklász-zárványgyűrűs zónákban alacsonyabb a könnyű és közepes ritkaföldfémek koncentrációja, kisebb az Eu-anomália mértéke de nehéz ritkaföldfémekben gazdagabb jeleget mutatnak. A mag és a

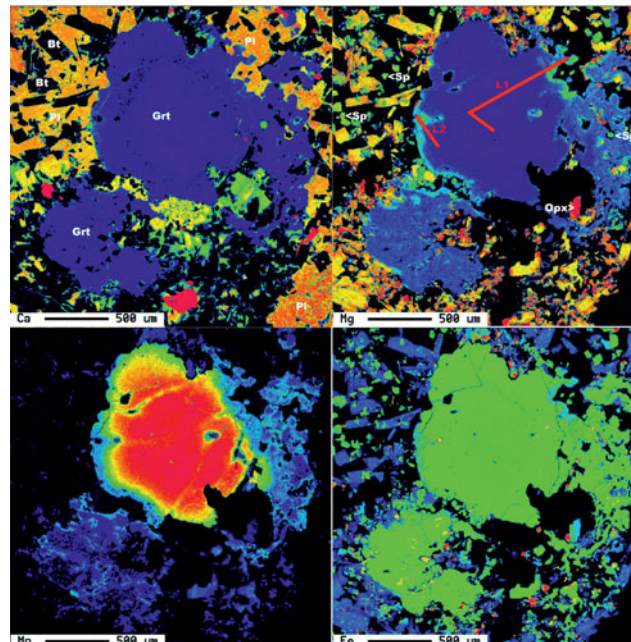


4. ábra – A karancsi gránát (Kar-1) kondritra normált ritkaföldfém-eloszlása. A számmal jelölt szimbólumok az 3. ábrán feltüntetett zónákra vonatkoznak

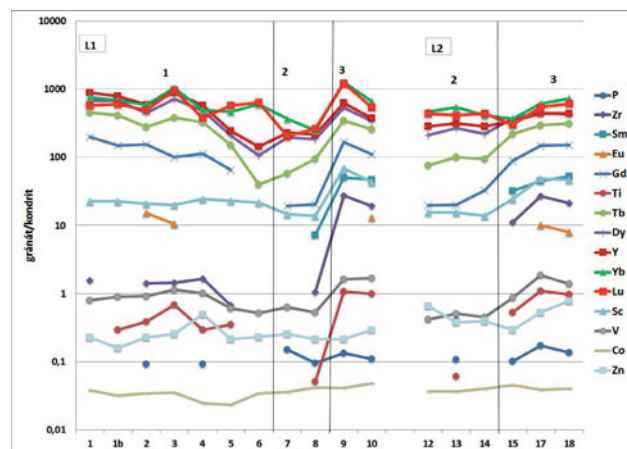
zárványgyűrűs zónák közötti átmeneti zónára jellemző az Eu-anomália hiánya, és a maghoz hasonló, a nehéz ritkaföldfémek felé ellaposodó elemeloszlás.

3.2 Metamorf gránát börsönyi kéregxenolitból

A szobi Csák-hegy dácitjából származó kéregxenolit gránátja megőrizte prográd metamorf főelemzónásságát (5. ábra); belső magja Ca-ban és Mn-ban gazdagabb összetételt mutat, majd a Mn mennyisége folyamatos kimerülést mutat a perem felé. A gránát külső peremén megfigyelhető egy keskeny, rosszul fejlett zóna, amely Mg-ban és Ca-ban gazdagodott. A nyomelemek tekintetében a gránát magja nehéz ritkaföldfémekben dúsul, a könnyű és közepes ritkaföldfémek koncentrációja a Gd kivételével kimutatási határérték alatt volt (6. és 7. ábra). Mg-gazdag peremi zóna határán a nyomelemek mennyisége jelentősen megnövekszik, köztük a gránát szerkezetébe csak korlátozottan mennyiségben beépülő V, Sc, Zr. Ebben a zónában a Nd, Sm és Eu koncentrációja elérte a kimutatási



5. ábra – A börsönyi metamorf kéregxenolit gránátjának (Szob01-1) mikroszondás főelem térképei. Az elem térképek színezésében a hideg színek alacsony, a meleg színek magasabb elemkoncentrációt tükröznek. A nyomelem mérések profilját piros vonal jelzi

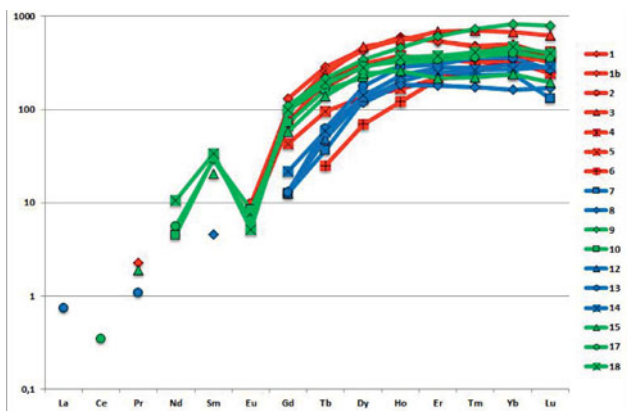


6. ábra – A börsönyi metamorf kéregxenolit gránátjának (Szob01-1) kondritra normált nyomelemeloszlása két vonalprofil mentén. 1- Ca és Mn-gazdag belső mag, 2- Mn-ban kimerülő mag, 3- Mg-dús perem

határértéket is, így a kondritra normált ritkaföldfém lefutáson kivehető a negatív Eu-anomália (7. ábra).

3.3 Összetett gránát a Börsönyből

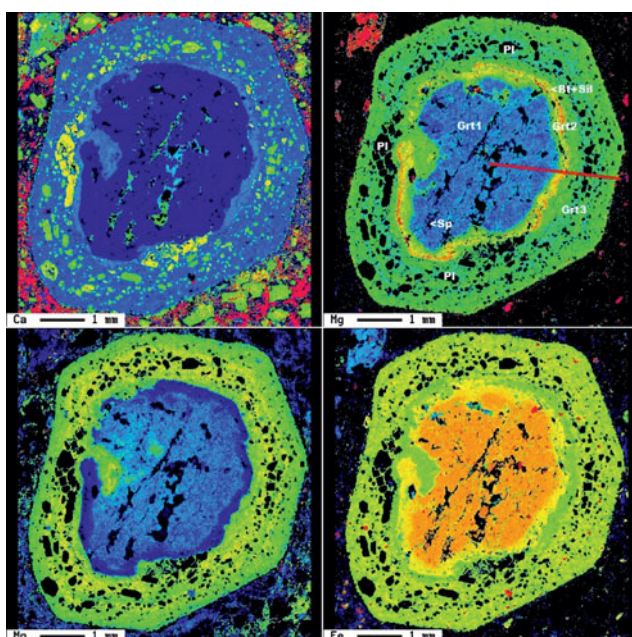
A börsönyi összetett gránát esetében (NB-5) a fő- és nyomelem-koncentráció változása alapján három különböző összetételű gránátzóna különíthető el (8. és 9. ábra). A gránát Fe-gazdag, spinellzárványos beolvasztott metamorf magja a nyomelem-koncentrációkat tekintve kimerült jeleget mutat. A kimerült Fe-gazdag mag rezorpciós peremére ránövekvő Mg-gazdag zónában a legtöbb nyomelem mennyiségében jelentős növekedés tapasztalható, amit egy folyamatos kimerülés követ. Ehhez a zónához köthető a Gd, Sc, V és Zn dúsulása, valamint a kimerült maghoz képest megnövekszik a Zr és P koncent-



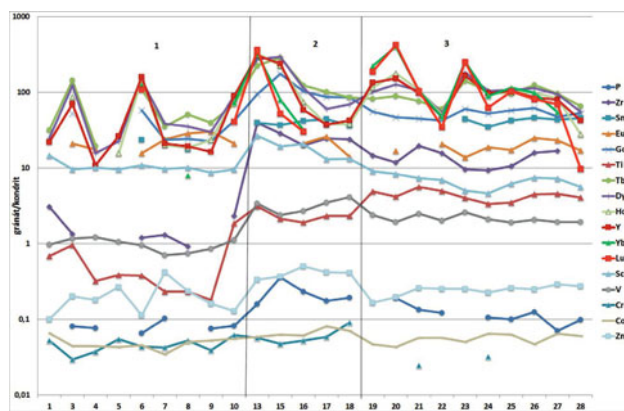
7. ábra – A börsönyi metamorf kéregxenolit gránátjának (Szob01-1) kondritra normált ritkaföldfém eloszlása. Piros: 1., kék: 2., zöld: 3. zóna

rációja is. A petrográfiai megfigyelések alapján ezt a zónát a biotit és fibrolitos sillimanit megjelenése kíséri, ami jelzi, hogy a gránátrezorpciót követő továbbnövekedés metamorf körülmények között történt. A gránát magmából történő kristályosodását a Ca-gazdag összetételű perem (a zónahatár mentén 2-ről 5 wt%-ra emelkedik a CaO-tartalom) és a plagioklász-zárványgyűrűk megjelenése jelzi.

A magmás gránát elsősorban a Y-ot, a nehéz (Lu, Yb) és közepes (Tb, Dy, Ho) ritkaföldfémeket építi magába; a Gd koncentrációja azonban lényegesen alacsonyabb, mint a Mg-gazdag zónában. Az Eu kismértékű ingadozása jelzi a plagioklász kristályosodását, a karancsi gránát példájához hasonlóan. A Mg-gazdag zóna és a magmás perem zónahatárán a csökkenő Sc, V, Zn, illetve Zr és P koncentráció jelzi, hogy a magmában ezek a komponensek kisebb mennyiségben álltak rendelkezésre, ellentétben a Ti-nal, amely növekvő koncentrációt



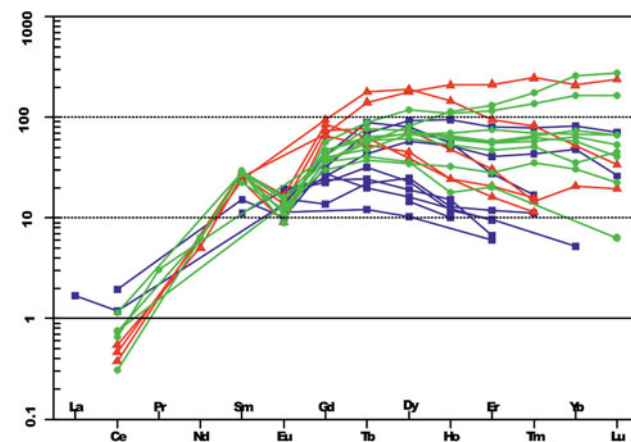
8. ábra – A börsönyi összetett gránát (NB-5) mikroszondás főelem térképei. Az elemtérképek színezésében a hideg színek alacsony, a meleg színek magasabb elemkoncentrációt tükröznek. A nyomelem mérések profilját piros vonal jelzi



9. ábra – A börsönyi összetett gránát (NB-5) kondritra normált nyomelem eloszlása a magtól a peremig felvett profil mentén. 1 – Fe-gazdag mag, 2 – Mg-gazdag zóna, 3 – Ca-gazdag magmás perem

ót mutat a magmás peremben. A Cr jellemzően a metamorf eredetű gránátba épül be, koncentrációja közel kétszerese a magmás gránátban mérhető koncentrációnak.

A három zóna a ritkaföldfém-eloszlás alapján történő elkülönítését a 10. ábra mutatja be. A Fe-gazdag magra jellemző az alacsonyabb ritkaföldfém-koncentráció, az Eu-anómia hiánya, valamint a közepes ritkaföldfémeknél



10. ábra – A börsönyi összetett gránát (NB-5) kondritra normált ritkaföldfém eloszlása. Kék: 1., piros 2., zöld: 3. zóna.

jelentkező maximum. A magmás perem ritkaföldfém-eloszlása ezzel szemben határozott negatív Eu-anomáliát és a nehéz ritkaföldfémek dúsulását mutatja. A köztes Mg-gazdag zónát változó nehéz ritkaföldfém-lefutás jellemzi.

4. Diskusszió

A hazai miocén vulkanitok gránátjain végzett részletes lézerezablációs ICP-MS nyomelemvizsgálatok során sikerült részletesebb képet kapni mind a magmás, mind a metamorf eredetű gránátok nyomelemloszlásáról, amelyet eddig csak néhány reprezentatív pontelemzés eredményéből ismertünk.

A karancsi gránát példáján keresztül bemutattuk, hogy a magmás gránátok fejlődésében érzékeny nyomelem-indikátorok a nehéz ritkaföldfémek (Lu, Yb) és az Y; változásuk követi

a főelemek által kijelölt zónahatárokat. Az Eu és Sm az egyes zónákon belül periodikus ingadozást mutat, tükrözve a frakcionációs kristályosodás során fellépő kisebb változásokat (pl. földpátok és amfibol kristályosodása). A nagynyomású kísérletek alapján számolt gránát/olvadék megoszlási együtthatók (Alonso-Perez, 2006) megerősítik, hogy a gránát kristályosodása során legnagyobb mértékben a nehéz ritkaföldfémeket építi magába ($D_{Lu} > D_{Yb} > D_{Y} > D_{Dy} > D_{Gd}$), így a közvetlen környezete hamar kimerül nehéz ritkaföldfémekben, ha nincs utánpótlás. A vizsgált karancsi gránát esetében kimutatható volt egy nyomelemekben kimerült mag, amely vagy a gránát korai kristályosodását tükrözi vagy a magmás rendszer egy átöröklött antekristályaként értelmezhető.

A metamorf kéregzárványok gránátjainak szegélyén megjelenő, valamint az összetett gránátok kimerült magjának rezorpció peremére ránővekvő Mg-gazdag zónában dúsult Sc, Zn, V, Zr, P jelzi, hogy a gránát megőrizte a beolvasztást kísérő vagy azt megelőző metamorf reakciók lenyomatát. Pyle és Spear (1999) a nagy metamorf fokú gránátokon megfigyelt Sc, Cr, és Y-ban gazdagodott zónát a csillámok (muszkovit és biotit) dehidratációs olvadása utáni gránátnövekedés eredményeként értelmezte. A vizsgált mintákban petrográfiai megfigyelésekkel is alátámasztott a biotit olvadási reakciója, a Mg-gazdag zónához köthető fibrolitos sillimanit- és biotit-zárványoknak köszönhetően. A metamorf eredetű gránát mellett megjelenő

hercinit képződése szintén a biotit olvadási reakciójához köthető, a Cesare (2000) által közölt az El Hoyazo-i kéregxenolit példájának analógiájára. A metapélites rendszerben általánosan használt reakcióegyenlet ($Bt + Sil + Pl + Qtz = Grt + Kfs + olvadék$) szerint olvadék is képződik, ami magyarázatot adhat az erősen inkompatibilis nyomelemek (Zr, P) beépülésére a gránát szerkezetébe a Mg-gazdag zóna mentén.

Irodalomjegyzék

- Alonso-Perez, R. (2006): PhD dolgozat, ETH Zurich, p 174.
 Alonso-Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P. (2009): Contributions to Mineralogy and Petrology, 157, 541–558.
 Bach, P., Smith, I. E. M., Malpas, J., G. (2012): Journal of Petrology, 53/6, 1169–1195.
 Cesare, B. (2000): Contribution to Mineralogy and Petrology, 139/3, 273–284
 Green, T.H. (1992): Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, 429–438.
 Harangi, Sz., Downes, H., Kósa, L., Szabó, Cs., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Matthey, D. (2001): Journal of Petrology, 10/42, 1813–1843.
 Irving, A. J., Frey, F. A. (1978): Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, 771–787.
 Pyle, J. M., Spear, F.S (1999): Geological Materials Research, 1/6, 1–49.
 Sisson, T.W., Bacon, C.R. (1992): Geochimica et Cosmochimica Acta, 56, 2133–2136.
 Vígh, Cs., Harangi, Sz., Wörner, G. (2015): 6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés absztraktkötete, Ópálos, 117.

A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM TELÉRKITÖLTŐ ÁSVÁNYFÁZISAI

Walter Heléna, Fintor Krisztián, Pál-Molnár Elemér

SZTE TTIK, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport
e-mail: walterhelena88@gmail.com

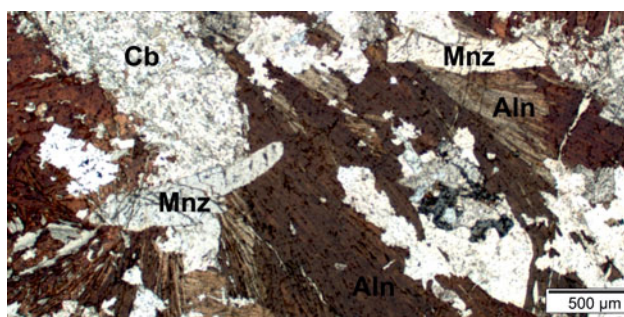
1. Bevezetés

A Ditrói alkáli masszívum (DAM) a Keleti-Kárpátok kristályos mezozoos kőzettömegében elhelyezkedő intruzív mezozoos alkáli magmás komplexum (Pál-Molnár, 2000). A DAM jellegzetes képződményei a masszívum északi részén (Orotva, Tászok-patak környezete) előforduló ritkaföldfém-tartalmú érces telérek, melyek gazdaságilag hasznosítható érc-, és ritkaföldfém potenciállal rendelkezhetnek (Jakab et al., 1987). Az Orotva térségében előforduló teléres ércesedés a DAM É-i, ÉNy-i részén megjelenő dioritos-hornblendites komplexumokhoz köthető (Jakab, Garbásevschi, 1978), főleg a mezokrata kőzetek komplexumában jelenik meg, a diorit típusú kőzetekben. Valószínűsíthető, hogy a teléres ércesedés a Keleti-Kárpátok repedésrendszeréhez kapcsolható pneumatolitos-hidrotermás folyamatok eredménye (Jakab et al., 1987).

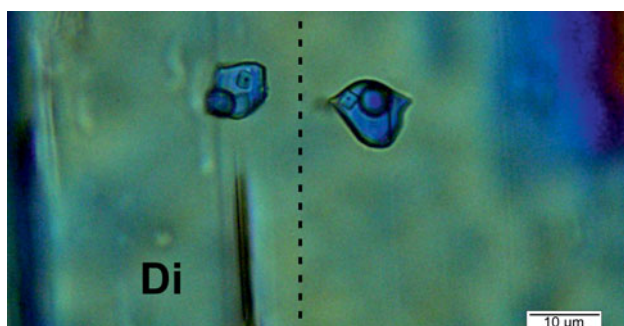
A kutatás legfőbb célja a részletes petrográfiai és analitikai vizsgálatokon túl, a telérek P-T-x fejlődéstörténetének meghatározása annak érdekében, hogy beilleszthessük a DAM fejlődéstörténetébe. Fontos célunk a telérfázisban előforduló ritkaföldfém-hordozó ásványok azonosítása, és a telérkitöltő ásványszekvenciában elfoglalt helyük meghatározása.

2. Eredmények

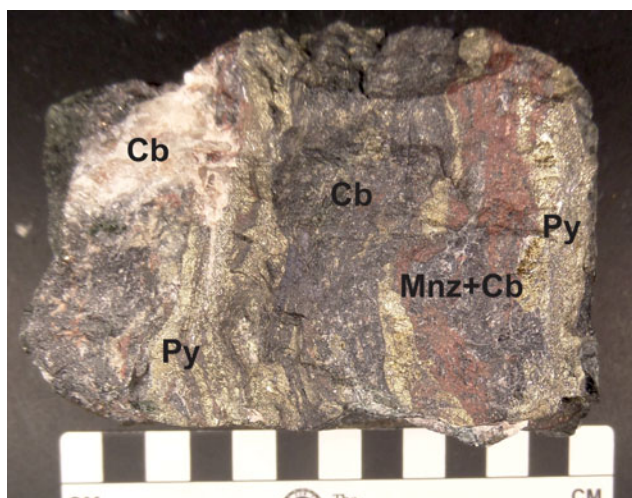
A kutatás alapjául szolgáló minták a Tászok-patak környezetéből származnak. A minták igen nagy mennyiségben tartal-



2. ábra – Monacit (Mnz) és allanit (Aln). Cb – karbonát



3. ábra – Szilárd fázist is tartalmazó fluidumzárványok diopszidban (Di)



1. ábra – Sávosan megjelenő pirit (Py), monacit (Mnz) és karbonát (Cb)

maznak piritet, amely cm-es idiomorf kristályokként, finomszemcsés halmazokat alkotva, illetve tömeges előfordulásként is előfordulhat (1. ábra).

A meddő ásványfázisok főként karbonátok. A monacitot makroszkóposan csak kevés minta esetében lehet elkülöníteni a vörös színű meddő karbonátoktól, melyek vékony sávok alakjában jelennek meg (1. ábra). Néhány kőzetmintán kloritos és molibdenites felületeket is megfigyeltünk, valamint filloszilikátokból álló rétegek is előfordultak.

A karbonátfázisok elkülönítését Raman-spektroszkóp segítségével végeztük el. A vöröses-barnás fázisok esetében a mérések szideritet, ankeritet, illetve rodokrozitot, kalcitot, ritkán dolomitot adtak. A mikroszkópos és Raman-spektroszkópos vizsgálatokkal egyéb ásványok is meghatározásra kerültek. A monacitok mellett xenotimet, valamint nagyobb mennyiségben apatitot és allanitot is megfigyeltünk (2. ábra). A filloszilikátok

közül a flogopit és a muszkovit található meg a minták egy részében. Ritkán piroxének is előfordulnak, amelyek fluidum-zárványokat tartalmaznak (**3. ábra**). Ráeső fényű üzem módban láthatóvá vált, hogy a piritek egy része zárványként tartalmaz galenitet, ritkábban szfaleritet.

Irodalomjegyzék

- Jakab Gy, Garbașevschi, N. (1978): Dări de seamă ale ședințelor, LXIII, 13–25.
- Jakab, Gy., Garbașevschi, N., Balla, Z., Zakariás, L., Péter, J., Strungaru, T., Hereda, N., Sileanu, T., Aronescu, M., Postolache, C., Mocanu, V., Teulea, G., Hannich, D., Tiepac, I. (1987): Archiva IPEG „Harghita”. (jelentés, 298 p.)
- Pál-Molnár, E. (2000): Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged.

Kirándulásvezetők

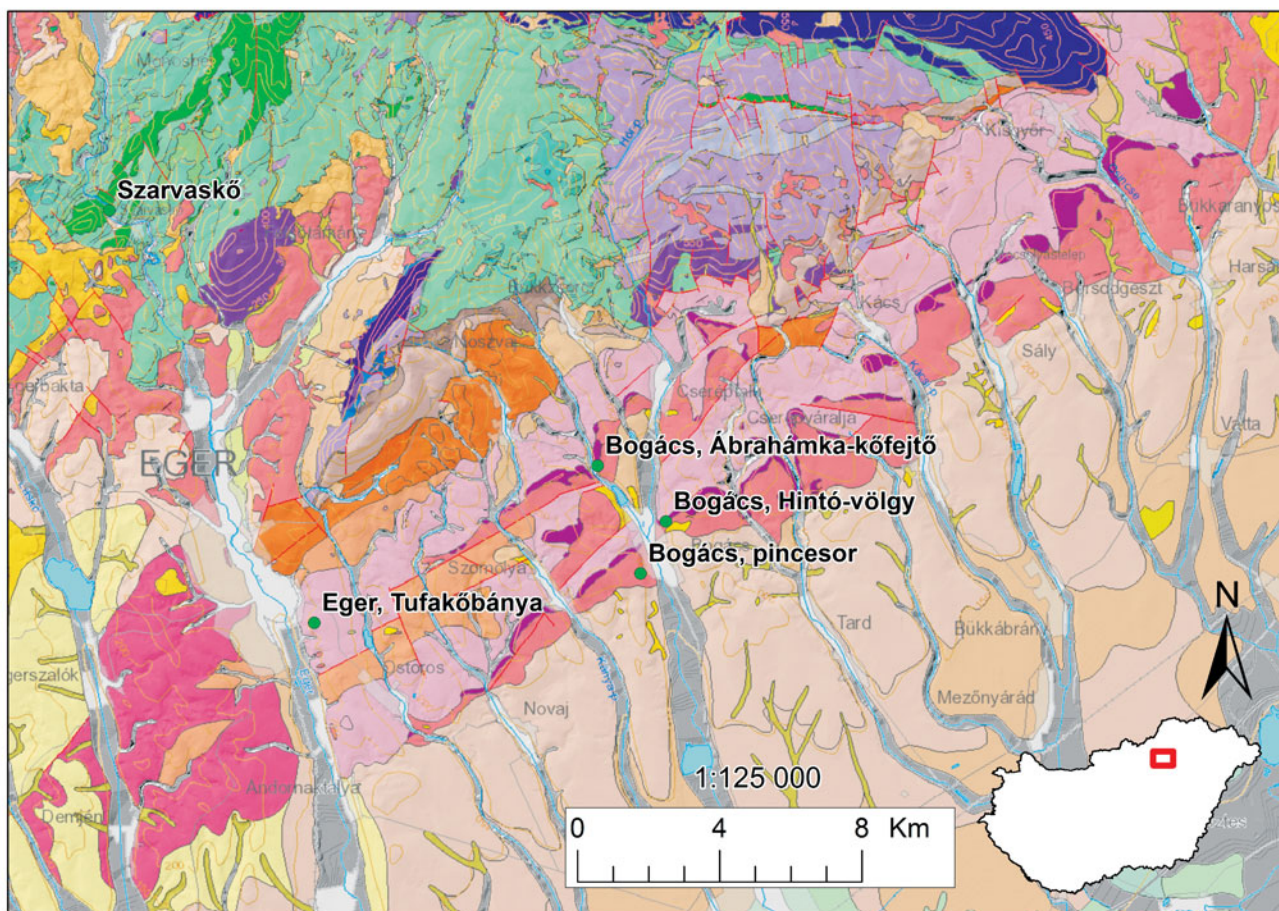
KIRÁNDULÁSVEZETŐ: PROGRAM

A terepi kirándulás során, az alábbi térképen látható fő megállókat fogjuk érinteni a következő tervezett útvonalon és időkeretben. Az egyes megállókról részletesebb információk a következő oldalakon található kirándulásvezetőkben olvashatóak.

2017. szeptember 8. péntek

| Idő | Helyszín |
|--------|---|
| 8:00 | Indulás Zsóry-fürdő |
| 8:30 | Érkezés Bogács – pincesor |
| 9:00 | Indulás Bogács, Hintó-völgybe/Vén-hegy |
| 9:15 | Érkezés Bogács, Hintó-völgy/Vén-hegy |
| 11:00 | Indulás – Ábrahámka |
| 11:10 | Érkezés Ábrahámka |
| 13:00 | Indulás Ábrahámkáról, ebéd útközben vagy Bogácson |
| 14:00 | Érkezés Tufakőbánya |
| 14:45 | Indulás Tufakőbányából |
| 15:15 | Érkezés Szarvaskőre |
| 17:15 | Indulás vissza Szarvaskőről |
| ~19:00 | Hagyományörző „Szihalmi lakodalmas” a pajtában |

(A programváltozás jogát, az időjárástól függően, fenntartjuk!)



A térképet összeállította: Bíró Tamás

AZ EGRI „TUFAKŐBÁNYA” ÉS A BOGÁCSI PINCESOR PIROKLASZTIT ÖSSZLETE

Karátson Dávid¹, Biró Tamás¹, Kovács István János², Hencz Máttyás¹, Szalai Zoltán^{3, 4}

¹ ELTE, FFI, Természettudományi Tanszék, Budapest

² MFGI, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

³ MTA-CSFKI, Földrajztudományi Intézet, Budapest

⁴ ELTE, FFI, Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék

e-mail: birotamas@caesar.elte.hu

1. Ignimbrit összlet az egri „Tufakőbányában”

Az egri „Tufakőbányában” egy tipikus kalderaformáló kitörés során létrejött piroklasztit-összlet tárul fel, amely a Bükkalja vulkáni terület egyik legidősebb képződménye (Capaccioni et al., 1995). A rétegsor egy 20 cm állandó vastagságú (a paleofelszínt burkoló, szinttartó), jól osztályozott horzsaköveket tartalmazó, szórt durvatufával indul, amely egy vulkanogén homokkővön kifejlődött paleotalajra települ. E felett egy 30 cm vastagságú, keresztarétegzett finomtufa következik, amely felfelé fokozatos átmenetet mutat az összlet fő tömegét adó, rosszul osztályozott, rétegzetlen, nagy horzsaköveket tartalmazó ~25 m vastagságú lapillitufába. (Utóbbit bányászták a közelmúltig.)

A piroklasztit összlet vulkanosedimentológiai, granulometriai tulajdonságai alapján heves robbanásos, ún. pliniusi vulkánkitörés eredménye. A kitörés kezdeti fázisában piroklasztiszórás nyomán rakódott le a jól osztályozott pliniusi durvatufa. Ezt követően a kitörési oszlop – akár több óra hosszat tartó időtartamban – összeomlott, ami forró piroklaszt-szemcsék (horzsakő) és vulkáni gázok keverékéből álló, a felszínen mozgó, szétterülő „izzófelhő”, mai terminussal piroklaszt sűrűség-árat eredményezett. A piroklaszt sűrűség-ár kezdetben viszonylag kis energiájú, híg és turbulens lehetett, így keresztarétegzett finomszemcsés tufát rakott le. E kezdeti nagy sebességű, de kis sűrűségű fázis után a kitörési oszlop fő tömege nagy sűrűségű, laminárisan mozgó árból rakódott le, rosszul osztályozott lapillitufát eredményezve.

Az összlet különböző alsó kontaktus feletti szintjeiből származó kvarc fenokristály töredékek víztartalma függőleges irányban szisztematikus változást mutat (Biró et al., 2017). Az alsó kontaktuson mért $12,1 \pm 0,3$ ppm szerkezeti hidroxil koncentráció a rétegsorban felfelé haladva $\sim 3,0 \pm 0,7$ ppm-re csökken (1. ábra). Ez arra utal, hogy a piroklasztitokban található névlegesen vízmentes ásványok víztartalmát elsősorban a – rétegsor alsó kontaktusától felfelé haladva fokozatosan csökkenő – hűlési ráta szabja meg (Biró et al., 2016; 2017).

2. A bogácsi pincesor piroklasztit-összlete

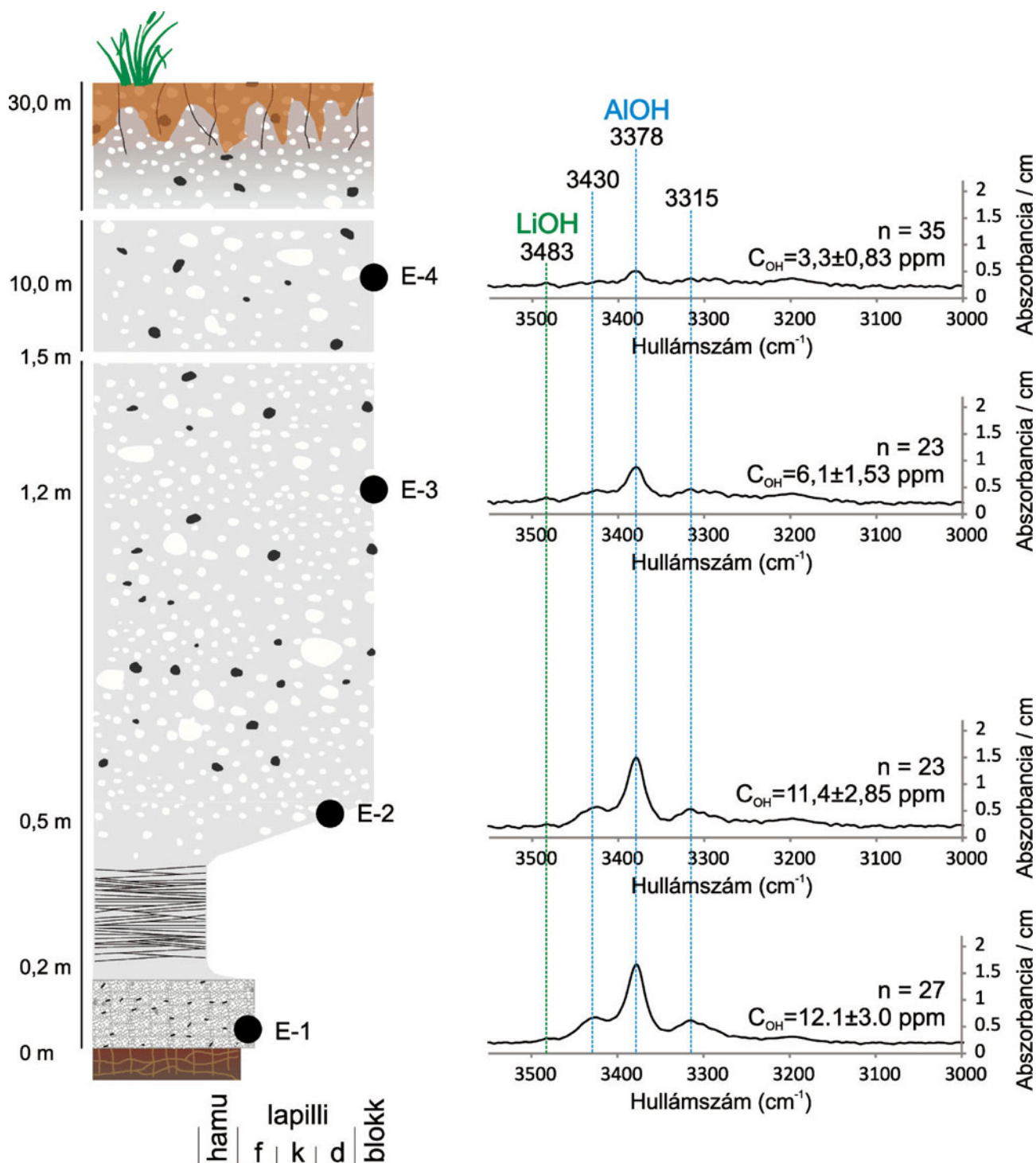
A Bogács Ny-i pincesor falai összetett, rétegzett, szórt piroklasztit-összlete tárul fel, amely az ún. Bogácsi Ignimbrit egység eróziós felszínére települ (ez a pincék tövében ki is bukkan). A ~15 méter vastagságú szórt rétegsort 1–80 cm konstans vastagságú, jól osztályozott durva- és finomtufa rétegek alkotják (2. ábra). A rétegsort négy, jól fejlett paleotalaj-szint tagolja. A rétegsor alján durvább szemcsés ($Md\phi=0-2$) és jól osztályozott (átlagos $\sigma\phi=1,5$), felső részén pedig finomszemcsés ($Md\phi=3-5$), rosszabbul osztályozott (átlagos $\sigma\phi=2,75$) rétegek figyelhetők meg. A rétegsor felső részében tömegesek a víz-magma kölcsönhatást jelző hamuaggregátumok (ún. akkréciós lapilli). Granulometriai és vulkanosedimentológiai tulajdonságai alapján a rétegsor alsó része szilíciumgazdag magmás kitörések, felső része pedig víz-magma kölcsönhatás következtében kialakult, nagyon erősen robbanásos freatomagmás (feltehetően ún. freatopliniusi) kitörések nyomán rakódott le.

Köszönetnyilvánítás

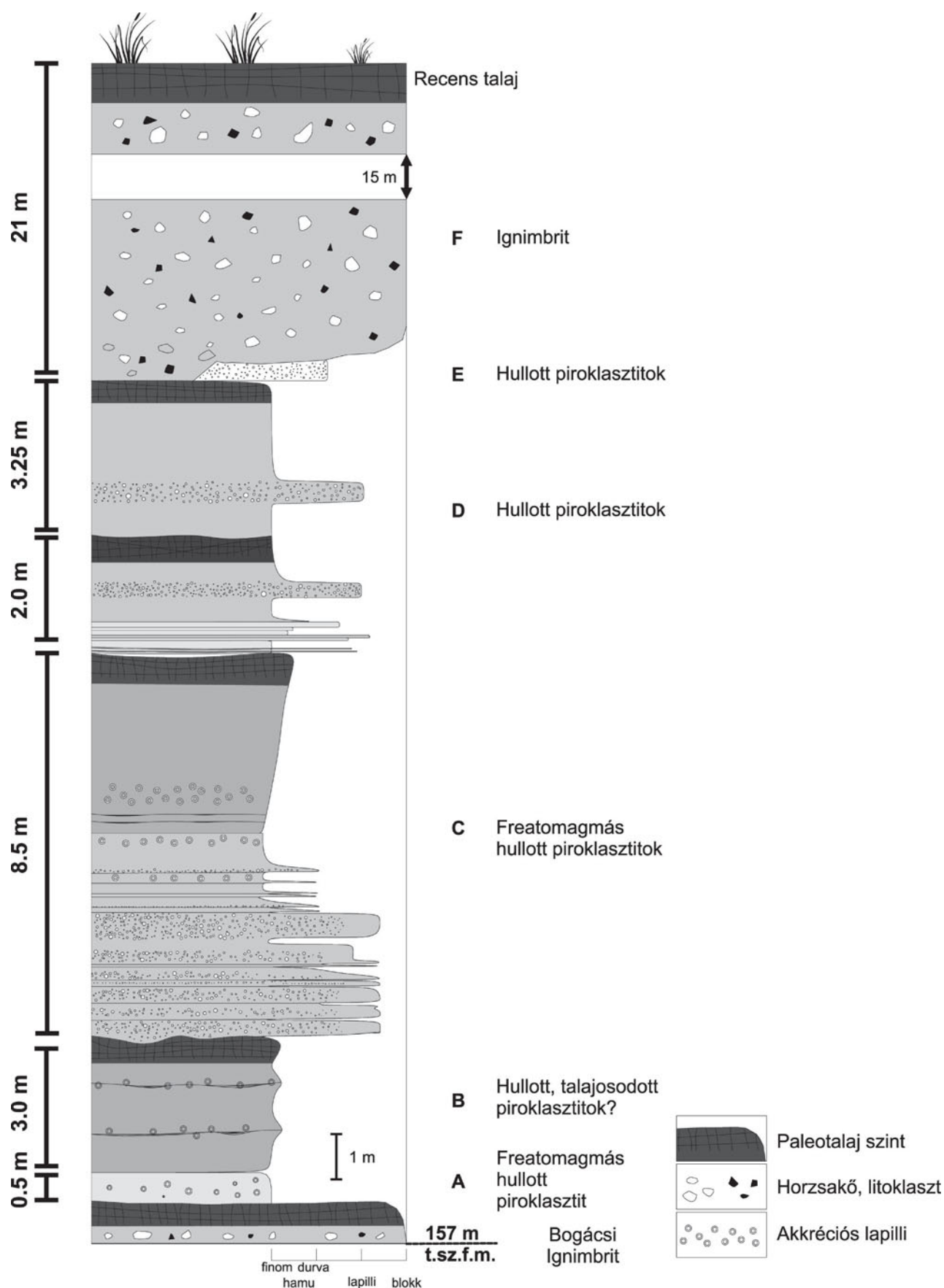
Biró Tamás kutatómunkáját az Emberi Erőforrások Minisztériuma Új Nemzeti Kiválóság Programjának (2016/2017) támogatásával végezte.

Irodalomjegyzék

- Biró, T., Kovács, I.J., Karátson, D., Stalder, R., Király, E., Falus, Gy., Fancsik, T., Sándorné, K.J. (2017): American Mineralogist, 102, 1187–1201. <http://ammin.geoscienceworld.org/content/102/6/1187>
- Biró, T., Kovács, I.J., Király, E., Falus, Gy., Karátson, D., Bendő, Zs., Fancsik, T., Sándorné, K.J. (2016): European Journal of Mineralogy, 28, 313–327. <http://eurjmin.geoscienceworld.org/content/28/2/313>
- Biró, T., Hencz, M., Karátson, D., Márton, E., Bradák-Hayashi, B., Szalai, Z. (2017): EGU2017-6616 abstract, EGU General Assembly, Bécs (Ausztria), 2017.04.23-27. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-6616.pdf>
- Capaccioni, B., Corodannosi, N., Harangi, R., Harangi, Sz., Karátson, D., Sarocchi, D., Valentini, L. (1995): Acta Vulcanologica, 7, 119–124.



1. ábra – Az egri „Tufakőbányában” feltáruló piroklasztit-összlet litológiai szelvénye és az egyes mintavételi pontokban (E-1–E-4) mért átlagspektrumok 3000–3550 cm^{-1} közötti hidroxil régiója. A LiOH defektusok okozta elnyelődés 3483 cm^{-1} -nél, az AIOH defektusok okozta elnyelődés pedig 3430, 3378 és 3315 cm^{-1} -nél jelentkeznek. A spektrumok fölött a vizsgált fenokristályok száma (n) és a számított szerkezeti hidroxil koncentrációk (C_{OH}) láthatók



2. ábra – A bogácsi pincesorban feltáruló paleotalajokkal tagolt, szórt piroklasztitokból álló sorozat. A rétegsorban az akkréciós lapilli mennyisége és az átlagos szemcseátmérő ($Md\phi$), valamint az osztályozottság ($\sigma\phi$) rétegről rétegre változik, ami változó mértékű víz-magma kölcsönhatásra utal

BOGÁCSI-EGYSÉG, VÉN-HEGY ÉS ÁBRAHÁMKÁ (BOGÁCS)

Lukács Réka¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Czuppon György³

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest,

² ELTE, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest,

³ MTA CSFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest,

e-mail: reka.harangi@gmail.com

Bogácstól északra, a boros pincék feletti Vén-hegyen, valamint az Ábrahámkán tárol fel a Bükkalja Vulkáni Terület egyik jellegzetesebb és legkülönlegesebb kitorési egysége. A szürke, helyenként vörös színű, változatos magmás eredetű törmelékdarabokat (horzsakő, salak, fiamme, illetve összetett salak-horzsakő) tartalmazó piroklasztitot jól elkülöníthető megjelenése miatt a terület korábbi térképezései során mindig kiemelt vezérszintként vettek figyelembe. Balogh (1963), részben Schréter (1950) megfigyeléseire támaszkodva, földtani térképén még lávakőzetként jelölte, majd Pantó (1962; 1963) volt az első, aki ignimbritnek nevezte követve Marshall (1935) felfogását, aki ignimbriteknek alapvetően az összesült, horzsakőtartalmú tufákat nevezte. A kitorési egység részletes vulkanológiai, közettani és geokémiai jellemzését, magmagenetikai modelljét Czuppon (2003), Lukács (2009) és Czuppon et al. (2012) tanulmányai ismertetik.

A Lukács et al. (2017) által Bogácsi egységként definiált közetegyüttest a földtani térképezés során a Tari Dácittufa formációba sorolták, azon belül Bogácsi Ignimbrit Tagozat néven különítették el (Less et al., 2005). Keletkezési kora cirkon U-Pb geokronológia alapján $16,7 \pm 0,3$ Ma (Lukács et al., 2017).

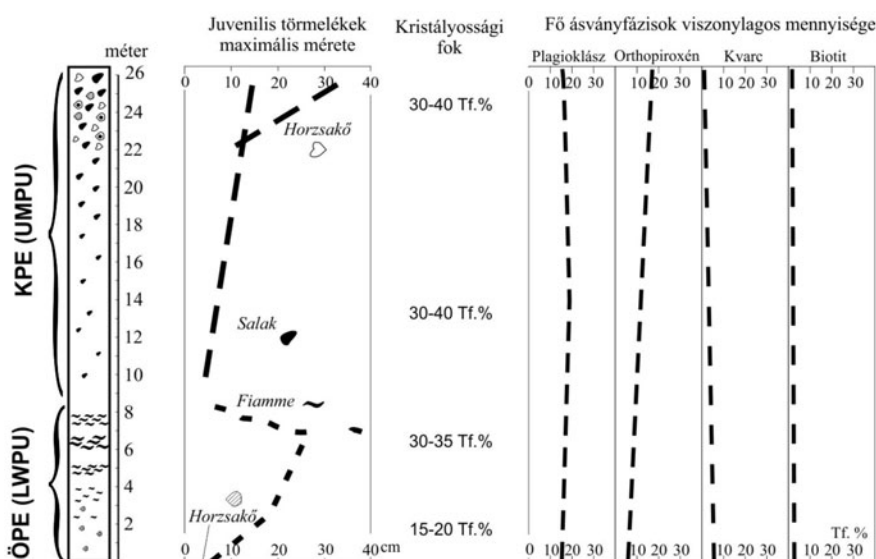
A Bogácsi egység egyszerűsített szelvényét, vulkanológiai és közettani jellemzőit az **1. és 2. ábra**, geokémiai változatosságát a **3. ábra**, a különböző juvenilis törmelék típusok genetikai kapcsolatát a **4. ábra**, végül a rekonstruált magmatározó folyamatokat az **5. ábra** szemlélteti Czuppon (2003), Lukács (2009) és Czuppon et al. (2012) munkái nyomán. Az egy kitoréssorozathoz tartozó képződményeket két alegységbe különíthetjük el: (1) alsó, változó mértékben összesült piroklaszt-ár összlet (ÖPE, angol nevén: LWPU) és (2) kevert juvenilis törmelékdarabokat tartalmazó piroklaszt-ár (KPE, angol nevén: UMPU) összlet. A képződmény közvetlen fekéje folyóvízi üledék, amely részben az alatta lévő idősebb piroklasztit üledékek, részben egyéb kőzetekből származó kavics és homok szemcséket tartalmaz (Szakács et al., 1998), és/vagy az idősebb Mangó ignimbrit egység piroklasztitja (cf. Lukács et al., ebben a kötetben). Fedőjét akkréciós lapilli tartalmú, riolitos összetételű tufa alkotja, amely a vulkáni működés szünetét jelző keményfelszínre települt (Td-L réteg; Lukács et al., 2015; 2017; ebben a kötetben). Ugyanakkor kora megegyezik a Bogácsi-egység ÖPE és KPE alegységeinek korával (Lukács et al., bírálat alatt), azaz nem sokkal a KPE keletkezése után keletkezhetett.

A Bogácsi egység alsó, összesült képződményét a Bogács északi részén lévő Vén-hegy (Hintó-völgy) megállóponton mutatjuk be, míg a felső alegységet a Bogácstól északnyugatra lévő Ábrahámka kőfejtő megállóponton ismertetjük.

1. Vén-hegy megállópon

Kőzet: fiamme-tartalmú, összesült piroklaszt-ár kőzet (ignimbrit; **2. ábra**), a Bogácsi egység ÖPE képződménye

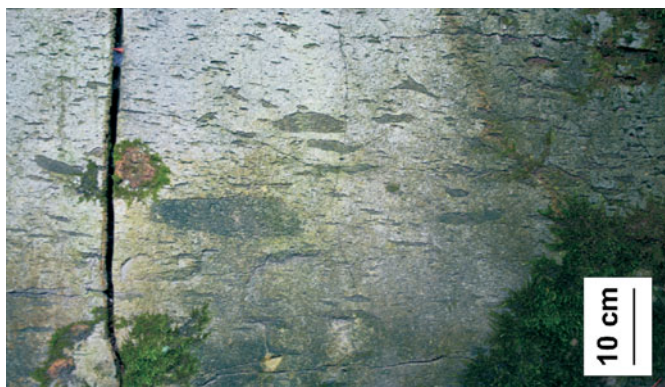
Kulcskérdések: (1) kőzet megjelenése, összesült ignimbrit terepi elkülönítése lávakőzettől. (2) kőzet kristálygazdagsága, ásvány komponensek, fiamme megjelenése, eloszlása a képződményben; (3) összesült ignimbrit keletkezése: a feltörő magma jellegétől a kitorési mechanizmusig.



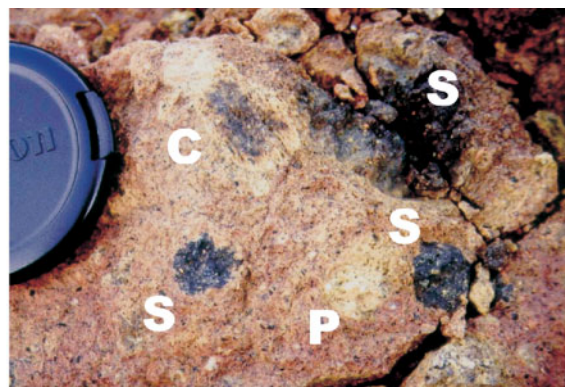
1. ábra – A bogácsi Vén-hegyen feltáruló Bogácsi-egység értelmezett rétegsora, vulkanológiai és közettani jellemzői (Czuppon, 2003 és Lukács, 2009 alapján). ÖPE (LWPU; Czuppon et al., 2012) = Összesült piroklasztit egység; KPE (UMPU; Czuppon et al., 2012) = Kevert piroklasztit egység

2. Ábrahámka megállópont

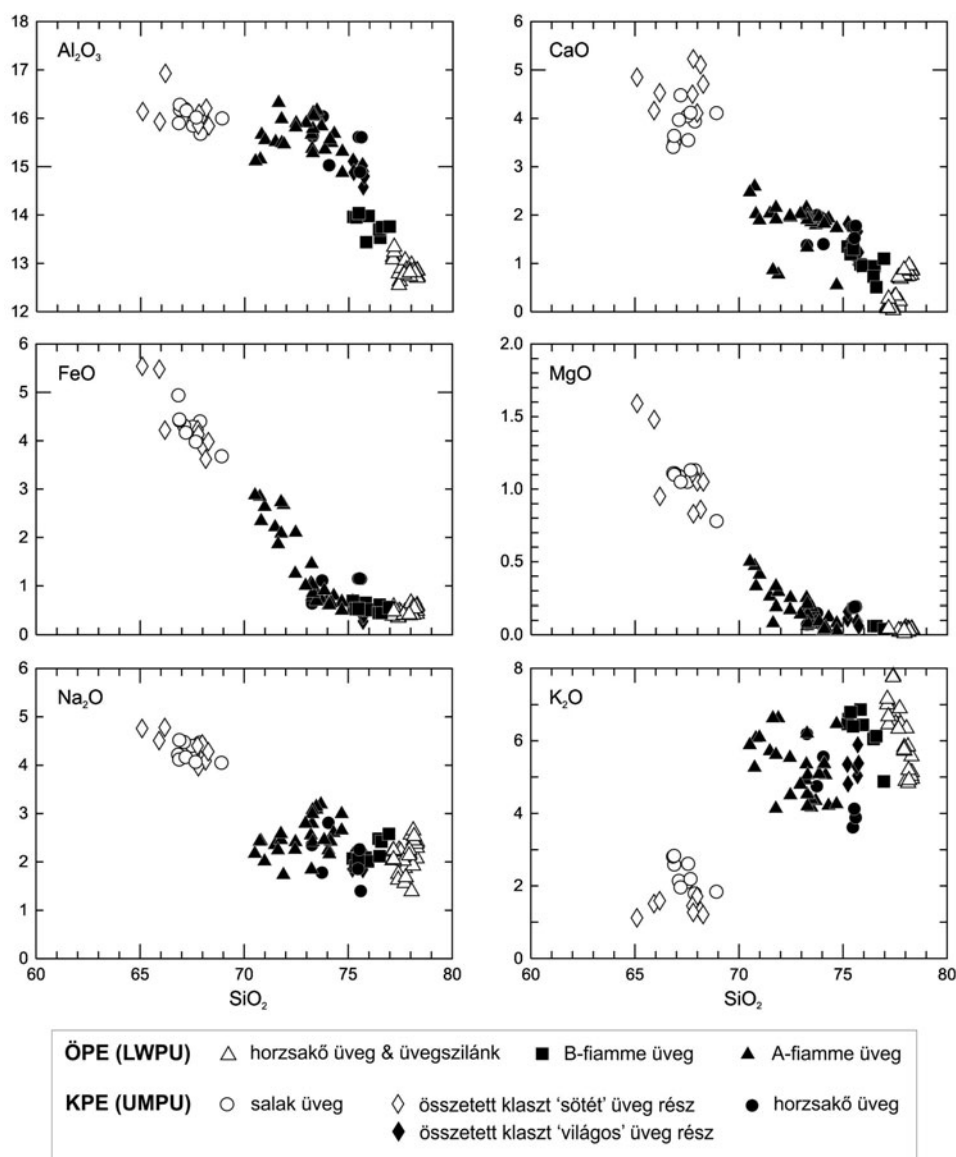
Kőzet: kevert magmás törmelékdarabokat tartalmazó vulkáni



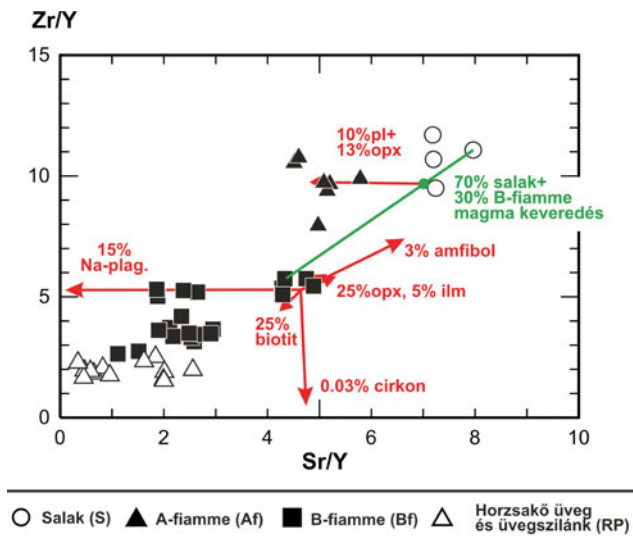
törmelékes kőzet (2. ábra), a Bogácsi egység KPE képződménye. Kulcskérdések: (1) kőzet megjelenése, vulkanológiai jellege: piroklasztit vagy vulkanoklasztit? (2) kőzetben előforduló mag-



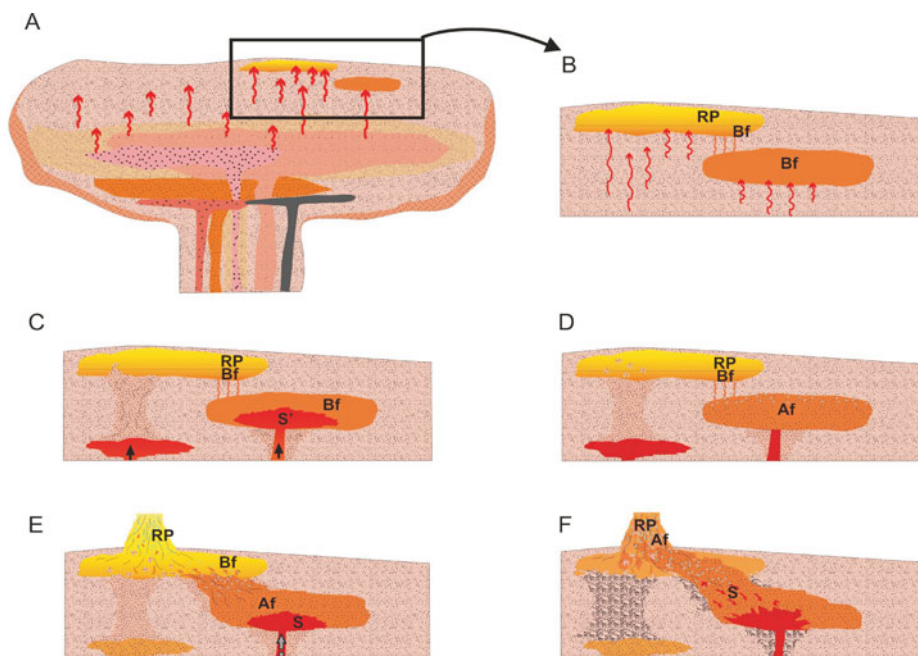
2. ábra – A Bogácsi-egység két fő tagjának terepi megjelenése (Vén-hegy, Bogács): balra fiamme-tartalmú ignimbrit (ÖPE), jobbra: kevert juvenilis törmelékdarabokat tartalmazó piroklaszt-ár kőzete (KPE): S = salak, P = horzsakő, C = összetett salak-horzsakő törmelékdarab



3. ábra – A Bogácsi-egységben megjelenő különböző típusú törmelékek (salak, horzsakő, két különböző típusú fiamme, kevert jellegű kőzettörmelékek) geokémiai jellege (Czuppon et al., 2012)



4. ábra – A Bogácsi-egységben megjelenő különböző típusú juvenilis közettörmelékek genetikai kapcsolata nyomelem összetételük alapján. A piros nyilak bizonyos ásványfázisok kristályosodása esetében mutatja a maradékmagma összetétel változását. A B-fiamme és üvegszilánkok olvadékai Na-plagioklász és cirkon kristályosodásával kapcsolódhatnak össze, míg az A-fiamme olvadéka egy magmakeveredés (ca. 70% S és 30% Bf típusú olvadék) utáni kristály (uralkodóan plagioklász és ortopiroxén) frakcionációval keletkezhetett



5. ábra – A bogácsi ignimbrit magmatározó folyamatainak elvi modellje (Lukács, 2009; Czuppon et al., 2012): A. szilíciumgazdag magmatározó felépülése többszörös magma (dácitos, bazaltos) felnyomulás során. B. Két reziduális olvadékot tartalmazó, réteges (RP–Bf) olvadéklencse alakul ki a magmatározó felső részén genetikailag ugyanannak a kristálykása zónának a fejlődése során. C. A Bf olvadéklencsébe dácitos (S') összetételű olvadék nyomul be. További olvadék felnyomulások lokálisan megkeverik a kristálykása zónát, amely anyaga bejuthat a felső (RP–Bf) olvadéklencsébe. D. A korábbi Bf magmakamrában az egymással keveredő olvadékok egy hibrid olvadékot hoznak létre, ami további kristályosodásával (l. 4. ábra) egy Af maradékolvadékot tartalmazó kristálykása alakul ki. E. Az S olvadék felnyomulása intenzív keveredést és a felső olvadéklencsében robbanásos kitérés megindulását okozza. Először a legfelül lévő felzikus RP olvadék ± Bf olvadék ± bekevert kristálykása (antekristály együttes) tör a felszínre (LWPU egység kialakulása). F. A tovább folytatódó robbanásos kitérés az egyre kevésbé differenciált olvadékokat (Bf, majd Af) és a hozzájuk tartozó kristálykását hozza a felszínre, végül az Af és S olvadékok részlegesen kevert anyaga robban ki. Rövidítések magyarázata a 4. ábrán!

más törmelékdarabok, ezek típusa és relatív mennyiségük változása; (3) a kőzet kialakulása: hogyan jöhet létre egy ilyen közettörmelékekben és kristályokban gazdag üledék? A magmakamra folyamatoktól a felszíni kialakulásig!

Köszönetnyilvánítás

Lukács Réka munkáját a PD 112584 és PD 121048 NKFIH kutatási projektek, valamint Bolyai János tudományos ösztöndíj támogatja.

Irodalomjegyzék

- Balogh, K. (1963): A Bükkhegység és környékének földtani térképe, M=1:100000. Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa
- Czuppon, Gy. (2003): Diplomadolgozat. ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest
- Czuppon, Gy., Lukács, R., Harangi, Sz., Mason, P R D., Ntaflor, T. (2012): Lithos, 148, 71–85.
- Less, Gy., Kovács, S., Pelikán, P., Pentelényi, L., Sásdi, L. (2005): Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Lukács, R. (2009): PhD dolgozat, ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, pp. 158
- Lukács, R., Harangi, Sz., Bachmann, O., Guillong, M., Danisik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015): Contrib Miner. Petrol., 170/5–6, 1–26.

Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., Zimmerer, M. (2017): bírálat alatt

Lukács R., Harangi Sz., Czuppon Gy., Fodor L., Petrik A., Dunkl I., O. Bachmann, M. Guillong, Y. Buret, J. Sliwinski, Szepesi J., Soós I. (e kötetben): A Bükkalja miocén szilíciumgazdag vulkanizmusa.

Marshall, P. (1935): Transactions of the Royal Society of New Zealand 64, 323–366.

Pantó, G. (1962): Acta Geologica, 6/3–4, 307–331.

Pantó, G. (1963): Bulletin of Volcanology, 25, 175–181.

Schréter, Z. (1950): MÁFI Adattár, 1950-es Jelentés

Szakács, A., Zelenka, T., Márton, E., Pécskay, Z., Póka, T., Seghedi, I. (1998): Acta Geologica Hungarica, 41, 413–435.

JURA IDŐSZAKI MAGMÁS KÖZETEK SZARVASKÖN

B. Kiss Gabriella, Zagya Tamás

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék, Budapest
e-mail: gabriella.b.kiss@ttk.elte.hu

Bevezetés

Az ÉK-Magyarországon található Bükk-egység kiváló lehetőséget biztosít arra, hogy az Alp–Kárpát–Dinári-rendszer komplex fejlődéstörténetének különböző stádiumaiba bepillantassunk. Az egység mezozoos rétegsora dinári rokonságot mutat; mai helyzete a Közép-magyarországi-zóna mentén történt kainozoikumi elmozdulás eredménye. A takarós felépítésű Bükk-egységben alul a Bükk-paraautochton karbon–jura üledékes kőzetei találhatók, amire a Mónosbéli-egység jura mélytengeri üledékes kőzetei, a Szarvaskői-egység jura tengeraljzati magmás kőzetei, valamint a Darnói-egység triász-jura melanzsot tartalmazó takarója települ (Haas, Kovács, 2001; Pelikán, 2005; Kovács et al., 2008). Jelen kirándulásvezető a Szarvaskői-egység jura időszaki magmás kőzeteire fókuszál, bemutatva annak legfőbb jellemzőit, különös tekintettel a Vándorgyűlés tervezett terepi állomásaira.

A Szarvaskői-egység földtana dióhéjban

A Szarvaskői-egység (1. ábra) nem teljes ofiolitos sorozatának vizsgálata évtizedek óta a kutatások középpontjában van, aminek oka elsősorban a sorozat vitatható eredete, amit tetéz, hogy több, a tipikus ofiolitos sorozatokra jellemző alkotó is hiányzik belőle. A Szarvaskői Bazalt Formációba sorolt vulkáni rész (párnabazalt és tömeges bazalt is) jól fejlett, kontaktusa a környező Lökvolgyi Palával helyenként jól láthatóan termális jellegű. A Tardosi Gabbró Formációba sorolt plutoni sorozat felső részét alkotó gabbró és kapcsolódó plagiogránit is jól megőrzött. A gabbróhoz kapcsolódva, az intruzív test szegélyzónájában ultramafikus kőzettestek, így wehrlit, piroxenit és hornblendit is megjelenik, míg az ofiolitos sorozat többi ultramafikus része, valamint a réteges telér komplexum teljesen hiányzik (Pelikán, 2005).

Geokémiai vizsgálatok alapján a kőzetek eredete feltehetően nem óceánközépi hátság magmatizmushoz, hanem ívmögötti medence, vagy peremtenger felnyílásához köthető (Harangi et al., 1996; Aigner-Torres, Koller, 1999). Utóbbi szerzők hozzáteszik, hogy egyszerű MORB forrás frakcionációjával nem jöhettek létre a megjelenő kőzetek, a környező üledékek asszimilációja is szükséges volt. A gabbró kora Balogh, Pécskay (2001) Ar–Ar koradatai alapján $162,9 \pm 0,9$ millió év, ami jó egyezést mutat a benyomulás során keletkezett kontakt

szaruszirt muszkovitja alapján kapott 165 ± 5 millió évvel, illetve a gabbró amfibolja alapján kapott 166 ± 8 millió évvel (Árváné-Sós et al., 1987).

A mélységi és kiömlési magmás, valamint a befogadó üledékes kőzeteket alpi regionális metamorfózis is érte (Árkai, 2001). A bazaltban ezen túl több átalakulás bélyegei is megfigyelhetők: (1) tengeraljzati (primer, hűléshez kötődő) hidrotermás átalakulás, (2) egy nagyobb léptékű, szulfidképződést is okozó tengeraljzati hidrotermás cirkulációs rendszer valamint (3) egy rodingitesedéshez hasonló Ca-metaszomatózis (B. Kiss et al., 2017).

1. Tóbérci-kőfejtő megállópon

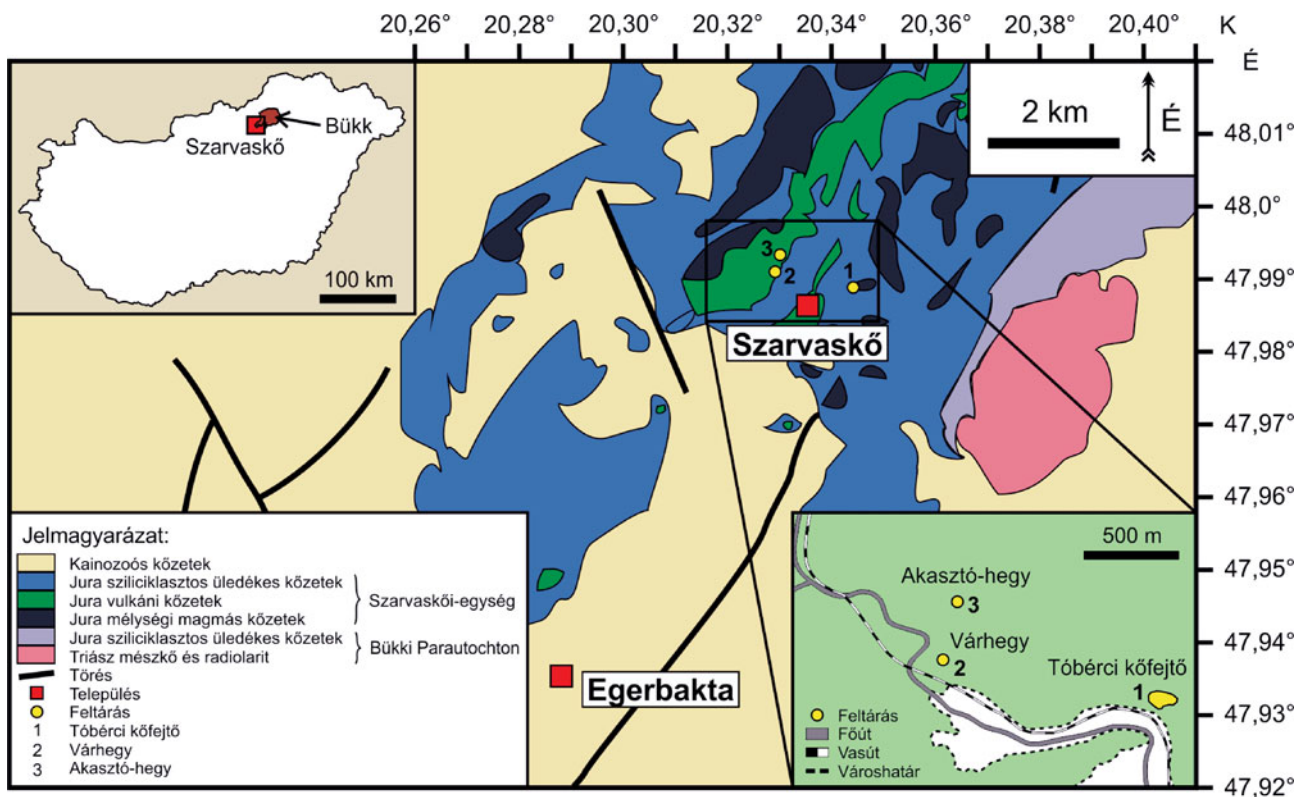
A Tóbérci-kőfejtőben (1. ábra) gabbró és a kapcsolódó plagiogránit is nyomozható (2. ábra). A gabbró többnyire durvaszemcsés, fő kőzetalkotói között a klinopiroxének, plagioklászok és amfibolok szerepelnek, de a Fe-Ti-oxidok megjelenése is gyakori (3. ábra). Érdekes jelenséggént az ilmenitben kerekded pirrotinból és pentlanditból álló „cseppek” is megjelennek, ami az oxid-szulfid olvadék fázisban történő elkülönülésnek köszönhető.

A plagiogránit fő kőzetalkotói közé az albitos plagioklász és a kvarc tartoznak, de mellette klorit, gránát, allanit, cirkon, monacit és apatit is megjelenik. A monacit kora EMP korhatározás alapján 170 ± 9 millió év (Kohút és Kiss, 2013).

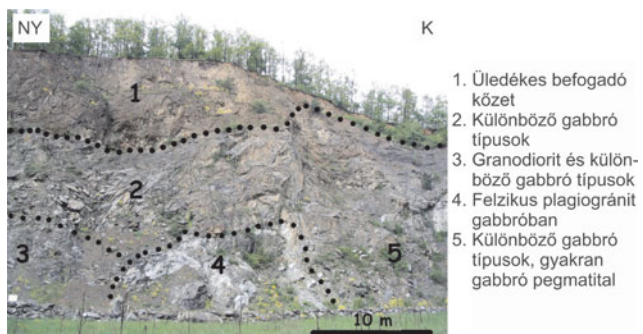
A gabbróban nem ritkán több cm-dm átmérőjű pegmatitos fészkek is megjelennek. Péntek et al. (2006) munkája alapján ezek $800\text{--}900$ °C között képződtek. Keletkezésük során magmás fluidum is szegregálódott, ami az elsődleges magmás ásványok deutérikus átalakulásához vezetett. Ezt folyamatos hűlés követte, majd $400\text{--}250$ °C között több lépcsőben lezajló posztmagmás folyamatok során tengeraljzati hidrotermás átalakulás is bekövetkezett. A területen ismert (Árkai, 2001) Alpi metamorfózis hatásai is nyomozhatóak voltak fluidzárvány vizsgálatokkal és klorittermometriai számításokkal ($270\text{--}285$ °C, $150\text{--}200$ MPa).

2. Várhegy megállópon

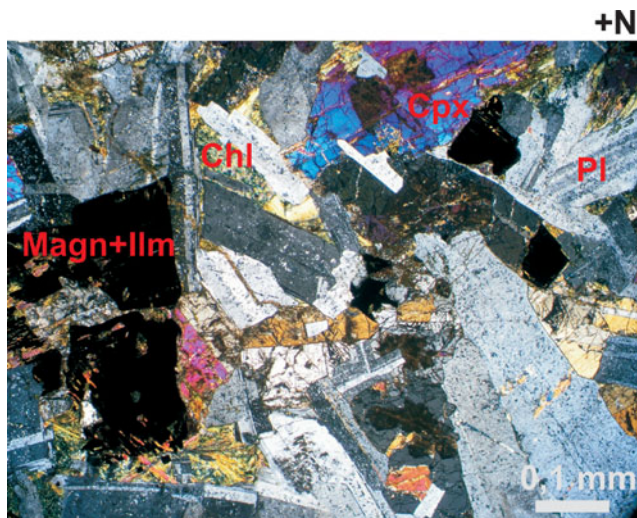
A Várhegy (1. ábra) bazaltját többnyire termális kontaktussal a Lökvolgyi Formációba sorolható agyag-, aleurit-, finomhomok- és helyenként mangánlencsés palaköpeny veszi körül (Pelikán, 2005). A bazalt általában porfiros interszertális szövetű, fő



1. ábra – Szarvaskő környékének földtani térképe. A jobb alsó sarokban a Vándorgyűlés tervezett terepi állomásait is jelöltük (Less et al. 2004 alapján, kissé módosítva)



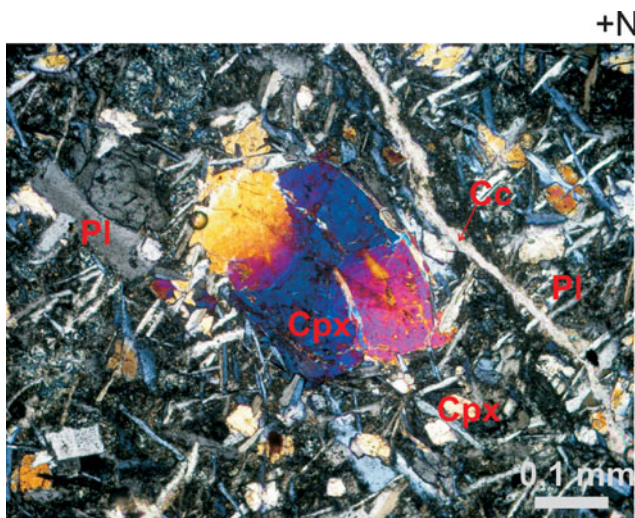
2. ábra – A Tóbérci kőfejtő panorámaképe (Kiss et al., 2011)



3. ábra – A Tardosi Gabbró tipikus szövetei képe polarizációs mikroszkópban (PI – plagioklász, Chl – klorit, Magn+Ilm – magnetit és ilmenit, Cpx – piroxén)

kőzetalkotói közé az albitos összetételű plagioklász és az augitos összetételű klinopiroxén tartoznak (ld. pl. Kiss et al., 2011 és a benne található hivatkozások, 4. ábra).

A bazalt a hegy nagyobb részén párnaláva kifejlődést mutat, a párnák átmérője akár az 1 m-t is elérheti, közöttük igen kis mennyiségű hialoklasztit breccsa jelenhet meg. Ez alapján az egykori tengeraljzati lávafolyás központi részétől nem túl távol, a tömött illeszkedésű párnabazalt fáciesben képződhettek a Várhegy döntő részét alkotó blokkok. A párnák közti hialoklasztit breccsának a mátrixát hidrotermás ásványok, mint kvarc, prehnit, pumpellyit, kalcit, klorit és pirit alkotják, míg klasztjait erősen üveges bazaltdarabok adják. A kőzet (ritkán előforduló) hólyagüregeiben,



4. ábra – A Szarvaskői Bazalt tipikus szövetei képe polarizációs mikroszkópban (Cc – kalcit, Pl – plagioklász, Cpx – piroxén)

illetve alapanyagában megjelenő átalakulási termék klorit 180–190 °C közötti hőmérsékleten keletkezett (B. Kiss et al., 2017).

A párnabazalttal tektonikus kontaktusban az egykori lávafolyás disztálisabb részéről származó blokk is megtalálható a heggyen. A párnabazalt darabos hialoklasztit breccsa fáciesben klasztoikként kőzetüveg és különböző mértékben üveges bazalt darabok találhatók, míg mátrixként hidrotermás ásványokon (kvarc, prehnit, pumpellyit, kalcit, klorit) túl beszűrődött egykori finomszemcsés sziliciklasztos üledékes anyag is megjelenik. A kalcit és a kvarc minimum keletkezési hőmérséklete a fluidzárványok alapján átlagosan 150 °C volt, anyaidatuk dúst tengervíz lehetett. A klorit – hasonlóan a tömör illeszkedésű párnabazalt fácieshez – 180–190 °C közötti hőmérsékleten keletkezett (B. Kiss et al., 2017).

2. Akasztó-hegy megállópont

A Várhegy szomszédságában található Akasztó-heggyen (1. ábra) szintén párnaláva kifejlődésű bazalt található meg, azonban a párnák mérete jelentősen kisebb, 20–40 cm közötti, és közöttük jelentős mennyiségű hialoklasztit breccsa fordul elő. Mindezek alapján az itt megjelenő bazalt blokkok az egykori tengeraljazati lávafolyásnak szintén a tömött illeszkedésű párnabazalt fáciesében képződtek, de a lávafolyás központi feláramlási zónájától disztálisabb pozícióban. A párnák közti hialoklasztit breccsa mátrixát – a várhegyihez hasonlóan – hidrotermás ásványok, mint kvarc, prehnit, pumpellyit, kalcit, klorit és pirit alkotják, míg klasztjait erősen üveges bazaltdarabok adják. A kőzetet számos helyen az alpi regionális metamorfózis során képződött, döntően kvarc-prehnit erek szelik (B. Kiss et al., 2017).

Köszönetnyilvánítás

B. Kiss Gabriella munkáját az NKFI Hivatal OTKA PD 112580 pályázata támogatja.

Irodalomjegyzék

- Aigner-Torres, M., Koller, F. (1999): *Ofioliti*, 24, 1–12.
- Árkai, P. (2001): *Acta Geologica Hungarica*, 44, 329–344.
- Árváné Sós, E., Balogh, K., Ravaszné Baranyai, L., Ravasz, Cs. (1987): *MÁFI Évi Jelentése az 1985. évről*, 295–307.
- B. Kiss, G., Zagya, T., Pásztor, D., Zaccarini, F. (2017): *Submarine Hydrothermal Processes, Mirroring The Geotectonic Evolution Of The NE Hungarian Jurassic Szarvaskő Unit*, *subm.*
- Balogh, K., Pécskay, Z. (2001): *Acta Geologica Hungarica*, 44, 281–299.
- Haas, J., Kovács, S. (2001): *Acta Geologica Hungarica*, 44, 345–362.
- Harangi, Sz., Szabó, Cs., Józsa, S., Szoldán, Zs., Árváné Sós, E., Balla, M., Kubovics, I. (1996): *International Geology Review*, 38, 336–360.
- Kiss, G., Molnár, F., Koller, F., Péntek, A. (2011): *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 157, 43–69.
- Kohút, M., Kiss, G. (2013): *Occasional Papers of the Geological and Geophysical Institute of Hungary*, 1, 28–29.
- Kovács, S., Haas, J., Szebényi, G., Gulácsi, Z., Pelikán, P., B.-Árgyelán, G., Józsa, S., Görög, Á., Ozsvárt, P., Gecse, Zs., Szabó, I. (2008): in: *Földessy, J., Hartai, É. (ed.): Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex*, *Geosciences, Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining*, 73, 33–56.
- Less Gy., Mello J. (ed), Elečko M., Kovács S., Pelikán P., Pentelényi L., Peregi Zs., Pristaš J., Radócz Gy., Szentpétery I., Vass D., Vozár J. és Vozárová A. (2004): *Geological map of the Gemer-Bükk area*, *Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*
- Pelikán, P. (ed.) (2005): *A Bükk hegység földtana (Geology of the Bükk Mts)*, *Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest*, 82–92.
- Péntek, A., Molnár, F., Watkinson, D.H. (2006): *Geologica Carpathica*, 57/6, 433–446.

Támogatóink

A „TOBÁN” HAGYOMÁNYŐRZŐ NÉPMŰVÉSZETI EGYESÜLET

Az egyesület elnöke: dr. Joó Csaba

Az egyesület művészeti vezetője: Suhaj Zoltán

Telefon: 06/30 935 01 42

Honlap: www.toban.hu

e-mail cím: drjoocsaba@freemail.hu

A „TOBÁN” Hagyományőrző Népművészeti Egyesület 2002-ben alakult Szihalom községben, a helyi népi hagyományok és népi kultúra megőrzése, ápolása céljából.

Az egyesület tevékenysége a népi hagyományok, szokások felkutatásával és összegyűjtésével indult, amelynek eredményeként jött létre az összegyűjtött hagyományokat hagyományőrző programok és műsorok keretében feldolgozó hagyományőrző együttes és ennek szervezeti kerete az Egyesület.

Az Egyesület tevékenységének jelentős részét képezi a **Szihalmi népi kultúra értékeit bemutató és enteriőr kiállítás keretében megtekinthető Tájház** és az abban elhelyezett gyűjtemény gondozása, a még fellelhető tárgyi emlékek felkutatása, összegyűjtése és kiállítás alá rendezése. A Tájház gyűjteményes anyagához jelenleg 5000 db tárgy tartozik, amely állandó és időszakos kiállítások keretében tekinthető meg. A kiállítás anyaga hitelesen mutatja be a XX. század elejének paraszti életmódját, lakókultúráját, viseletét, használati és gazdálkodási eszközeit. Az egyesületnek 64 tagja van.

Az Egyesület kiemelkedően fontos célja az összegyűjtött népi hagyományok és szokások hagyományőrző programok keretében történő feldolgozása. Ennek megvalósítására az Egyesület keretén belül működik a 40 főt magában foglaló hagyományőrző gyermek-, ifjúsági és felnőtt néptáncsoport. A táncsoport repertoárján szerepelnek a **történeti Magyarország jellegzetes néprajzi tájegységeinek táncaiból álló színpadi koreográfiák**: dunántúli, szatmári, mezőszéki, székelyi, rimóczi, somogyi táncok koreográfiája. Az Egyesület feldolgozta a „Szihalmi lakodalmas” témakörét, amely a hagyományos lakodalmak ma már

nem létező bemutatásával, a lakodalmas ételek feltalálásával, eredeti vőfélyszövegek beiktatásával, népviseletbe öltözött lakodalmi résztvevőkkel egyedi és autentikus élményt nyújt valamennyi látogató számára.

Az egyesület közreműködésével került megjelentetésre és bemutatásra 2007. évben „SZIHALOM ANNO Fejezetek a falu múltjából” címmel falutörténeti monográfia, 2010. évben pedig a „Lakodalomtól a lakodalmasig” elnevezésű kiadvány, amely a Szihalmi lakodalom történetét, viselet hagyományait, étkezési- és ajándékozási szokásait mutatja be a turisztikai jellegű „lakodalmas” program megjelenéséig.

Az Egyesület tagjai **aktív résztvevői a helyi katolikus egyházközség ünnepi rendezvényeinek is**, így az egyházi ünnepeket a népviseleti ruhákba öltözött tagok még ünnepélyesebbé teszik.

Az Egyesületen belül működő táncsoport rendszeres résztvevője a helyi rendezvényeknek, a térségi- és regionális fesztiváloknak. A kialakított nemzetközi együttműködési kapcsolatok alapján képviselte településünket rangos nemzetközi fesztiválokon: Erdélyben, Olaszországban, Lengyelországban, Montenegróban, Romániában, Törökországban, Németországban, Szlovákiában, Csehországban. Az egyesület táncsoportja minden évben, folyamatosan bővülő tevékenysége eredményeként, 25–30 alkalommal vállal folklór előadás bemutatását, amellyel a **helyi és kistérségi civil közélet meghatározó szereplőjévé vált. 2007. évben az egyesület elnyerte a PRÍMA PRIMISSIMA Heves Megyei Területi Díját, 2015. évben a Szihalom Kultúrájáért Díjat, 2016. évben a Heves Megyéért Díjat.**



HIGH TECH MŰSZEREK A GEOKÉMIA SZOLGÁLATÁBAN

TEREPRE | LABORBA



Green
Lab



Rigaku EDXRF



A NEX CG készülék kiválóan alkalmas a periódusos rendszer elemeinek (Na-U) roncsolásmentes vizsgálatára az alsó ppm tartománytól egészen a tömeg %-os koncentrációkig. A készülék egyedi, teljes mértékben másodlagos geometriai elrendezés mintagerjesztéssel rendelkezik, ezáltal biztosítva a legalacsonyabb háttérértékeket és a legjobb jel/zaj arányt akár komplex geokémiai minták esetén is.



analytikjena ICP-MS



Az Analytik Jena PlasmaQuant MS és MS Elite modelljei a legnagyobb érzékenységet és legalacsonyabb kimutatási határokat megkívánó kutatási alkalmazások számára optimalizált modellek.

KIEMELT ELŐNYÖK:

- 10 nagyságrendet átfogó linearitási tartomány
- Nagyfelbontású kvadrupól – kiemelkedő tömegszeparáció, extrém alacsony zajszint
- Csúcsminőségű ionoptika – 3D iontükör az ionok fókuszolásához, egyedülálló érzékenység, kitűnő jel/zaj arány, az elérhető legalacsonyabb kimutatási határok
- Rendkívül gyors mérések (1-2 perc/minta)

OLYMPUS VANTA



Az Olympus Vanta típusú hordozható XRF készüléke precíz elemösszetétel meghatározást tesz lehetővé terepen. A készülék sugárforrásként miniatűr röntgensövet használ, radioaktív izotópokat nem tartalmaz. A Vanta analízátor pontos és azonnali eredményeket szolgáltat a terepi munka hatékonyságának növelése érdekében a Mg-U elemtartományban, beleértve a nemesfémeket vagy a ritkaföldfémeket is akár.

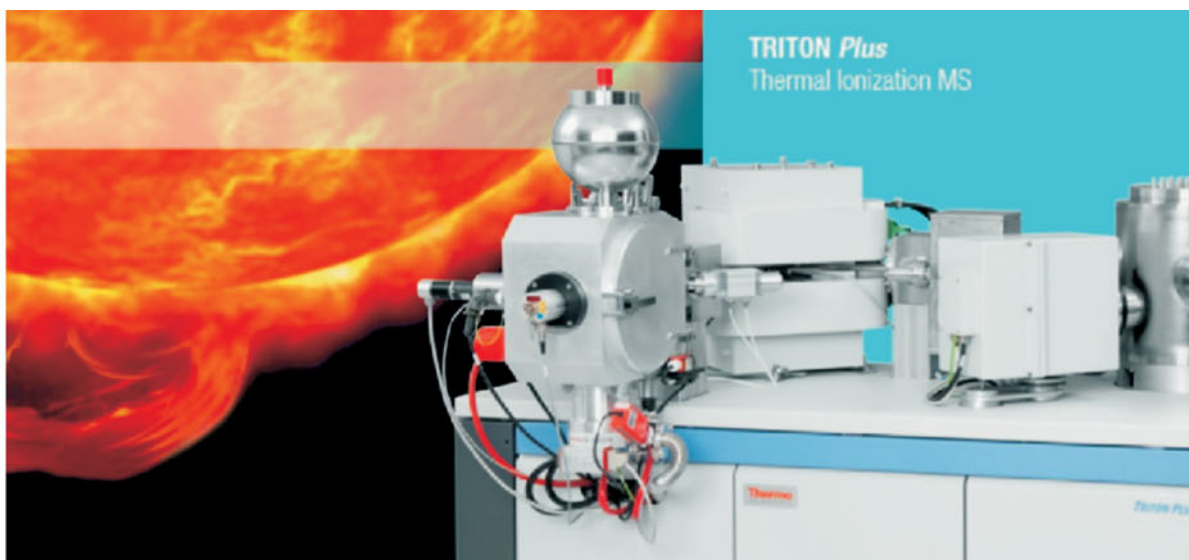
Green
Lab

GREEN LAB MAGYARORSZÁG MÉRNÖKI IRODA KFT.

1126 Budapest, Dolgos u. 2. 8/A

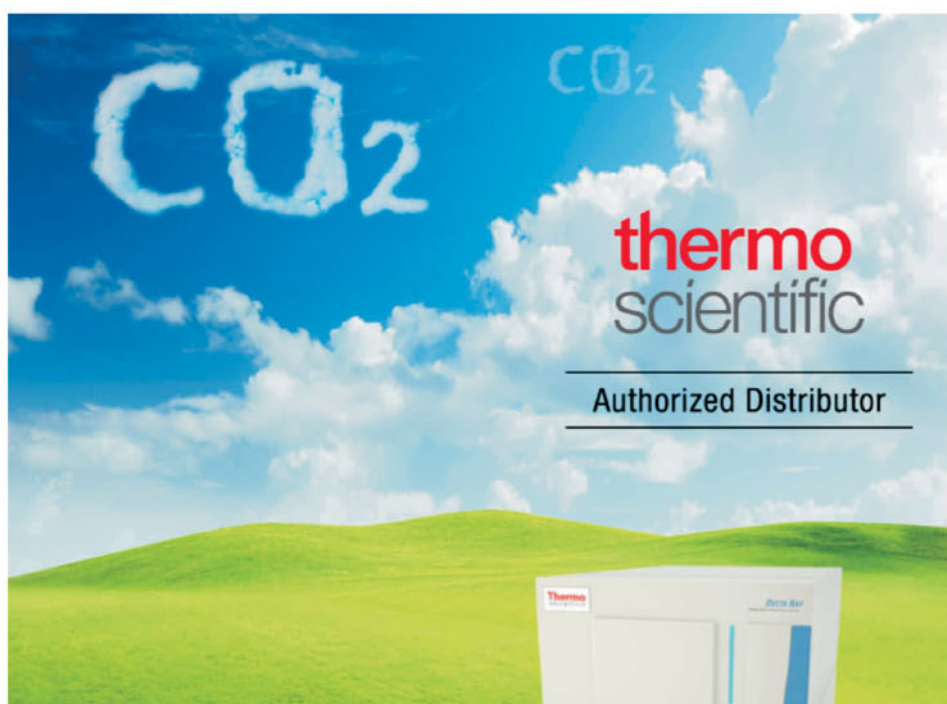
Tel.: +36 (1) 214-0955 • Fax: +36 (1) 201-7342 • info@greenlab.hu • www.greenlab.hu





Another step ahead in TIMS

Earth and Planetary Sciences • Nuclear Sciences



Delta Ray™
Isotope Ratio Infrared Spectrometer (IRIS)

Discover more
Research without boundaries



NÉVMUTATÓ

A

| | |
|---------------------|------------------|
| Almási Enikő Eszter | 59 |
| Aradi László | 13, 93, 128, 155 |
| Arató Róbert | 15 |
| Audétat, Andreas | 15 |

B

| | |
|-------------------------|------------------|
| B. Kiss Gabriella | 17, 194 |
| Bachmann, Olivier | 53, 105 |
| Bajkai Rozália | 138 |
| Baráz Csaba | 158 |
| Batki Anikó | 59 |
| Bendő Zsolt | 138 |
| Benkó Zsolt | 17, 21, 66 |
| Bereczki László | 25, 139 |
| Bereczk-Tompa Éva | 143 |
| Berkesi Márta | 13, 27, 155 |
| Bertalan Éva | 130 |
| Besnyi Anikó | 130 |
| Biró Tamás | 30, 72, 93, 130, |
| Boiron, Marie-Christine | 27 |
| Buda György | 87 |
| Buret, Yannick | 105 |

C

| | |
|------------------|-------------------------------|
| Choan-Chou, Shen | 32 |
| Cora Ildikó | 143 |
| Czuppon György | 17, 27, 32, 35, 105, 125, 191 |

Cs

| | |
|------------------|-----|
| Csámer Árpád | 49 |
| Cseresznyés Dóra | 35 |
| Csige István | 150 |
| Csizmeg János | 177 |

D

| | |
|-------------------------|------------------|
| Demény Attila | 32 |
| Dégi Júlia | 166 |
| Dibacto-Kamwa, Stéphane | 72 |
| Dunkl István | 53, 87, 105, 123 |

E

| | |
|----------------|-----|
| Ésik Zsuzsanna | 158 |
|----------------|-----|

F

| | |
|------------------|--------------|
| Falus György | 30 |
| Fancsik Tamás | 30, 93, 130 |
| Fehér Béla | 76 |
| Fehér Kristóf | 39 |
| Fekete József | 177 |
| Ferrero, Silvio | 27 |
| Fintor Krisztián | 183 |
| Fodor László | 97, 105, 139 |
| Fodor Melinda | 143 |
| Forray Viktória | 41 |
| Földessy János | 115 |
| Fügedi Ubul | 163 |
| Füri Judit | 43, 160 |

G

| | |
|------------------|---------|
| Gál Nóra Edit | 156 |
| Garaguly István | 172 |
| Garuti, Giorgio | 17 |
| Gertisser, Ralf | 72 |
| Gherdán Katalin | 45 |
| Guillong, Marcel | 53, 105 |

Gy

| | |
|-----------------|-----|
| Gyila Sándor | 150 |
| Gyuricza György | 163 |

H

| | |
|------------------|--|
| Haas János | 143 |
| Hajnal Andor | 49 |
| Harangi Szabolcs | 53, 69, 92, 105, 118, 139, 158, 178, 191 |
| Hartai Éva | 115 |
| Heincz Adrián | 59, 64, 108 |
| Hermann Viktor | 163 |
| Hidas Károly | 13, 93 |

I

Ionescu, Artur 53

J

Jáger Viktor 21, 66
Jankovics M. Éva 53, 69
Józsa Sándor 39, 99, 100, 103, 113, 123, 152

K

Káldos Réka 41
Kapui Zsuzsanna 17, 70
Karátson Dávid 30, 72, 82, 93, 130, 188
Kasztovszky Zsolt 32, 76, 173
Kele Sándor 75
Kereskényi Erika 76
Kereszturi Ákos 70
Király Csilla 35, 41, 80, 177
Király Edit 30, 82, 93, 99, 160, 166, 178,
Kis Annamária 45, 87
Kis Boglárka-Mercédesz 53
Kiss Balázs 53, 59, 69, 92, 118,
Kocsisné Pető Mária 21
Koller, Friedrich 87
Kompár László 49
Kónya Péter 156, 170
Kovács András 143
Kovács István János 13, 27, 30, 41, 82, 93,
128, 130, 160, 188
Körmös Sándor 147
Kővágó Ákos 99, 100
Kövér Szilvia 97
Kristály Ferenc 76, 120

L

Lahitte, Pierre 72
Lange Thomas Pieter 100, 103
Laumonier, Mickael 53
Liptai Nóra 93, 128
Lovász Anikó 17
Lukács Réka 53, 105, 118, 139, 158, 191

M

Mészáros Előd 108, 125, 172
Mészáros Katalin 53
Miklós Dóra Georgina 113
Miklovicz Tamás 115
Molnár Kata 53, 64
Molnár Mihály 53
Molnár Zsombor 143
Müller Tamás 163

N

Nagy Attila 160
Nagy Dávid, 21
Németh Bianka 118
Németh Károly 69
Németh Norbert 120
Novák Attila 53
Novák Tibor 158
Novothny Ágnes 53
Ntaflos, Theodoros 69, 92

Ny

Nyirő-Kósa Ilona 143

O

Obbágy Gabriella 123
Oruc, Baykara 32
Ott, Ulrich 21

P

Palcsu László 49, 53
Pál-Molnár Elemér 53, 59, 183
Pálos Zsófia 93, 130
Papp Nikoletta 125, 172
Patkó Levente 93, 128
Pécskay Zoltán 21
Pecsmány Péter 134
Péterdi Bálint 138, 160
Petrik Attila 105, 139
Pintér Zsanett 27
Pósfai Mihály 143

R

Radovics Balázs Géza 147
Raucsik Béla 108, 125, 172
Rostási Ágnes 143
Rotár Szalkai Ágnes 177
Royer, Jean-Jacques 115
Rózsa Péter 76

S

Sági Tamás 39, 103
Sajgó Csanád 177
Sándorné Kovács Judit 30, 93, 130
Schmitt, Axel 53
Schubert Félix 108, 147
Schuster, Ralf 97
Seghedi, Ioan 53
Siklósy Zoltán 32
Silye Lóránd 123
Skoda Péter 17

| | |
|---------------------|--------------|
| Sliwinski, Jacob | 105 |
| Sóki Erzsébet | 150 |
| Soós Ildikó | 53, 105, 158 |
| Spránitz Tamás | 152 |
| Stalder, Roland | 30 |
| Starnini Elisabetta | 173 |
| Sütő László | 158 |

Sz

| | |
|-------------------|---------------------------------------|
| Szabó Ábel | 155 |
| Szabó Csaba | 13, 27, 35, 39, 80, 93, 128, 155, 156 |
| Szabó Zsuzsanna | 35, 37, 156, 170 |
| Szakmány György | 76, 173 |
| Szalai Zoltán | 72 |
| Szamosfalvi Ágnes | 80 |
| Szarka László | 53 |
| Szebényi Géza | 115 |
| Szemerédi Máté | 64 |
| Szepesi János | 21, 53, 105, 158 |

T

| | |
|--------------------|-------------------|
| T. Biró Katalin | 138 |
| Thamóné Bozsó Edit | 43, 160 |
| Tolmács Daniella | 163 |
| Topa Boglárka | 143 |
| Tóth Ivett | 138 |
| Tóth Zoltán | 138 |
| Török Kálmán | 93, 152, 166, 178 |
| Török Patrik | 156 |

U

| | |
|-----------------------|----------|
| Törökné Sinka Mariann | 160 |
| Udvardi Beatrix | 158, 170 |
| Újvári Gábor | 70 |

V

| | |
|----------------------|---------------|
| Váczai Benjámín | 152, 173 |
| Váczai Tamás | 87, 143 |
| Varga Andrea | 108, 125, 172 |
| Veres, Daniel | 72 |
| Vető István | 177 |
| Vígh Csaba | 100, 178 |
| Vinkler Anna Paula | 53 |
| von Eynatten, Hilmar | 123 |

W

| | |
|-----------------|-------------|
| Walter Heléna | 183 |
| Weiszbürg Tamás | 45, 87, 143 |
| Wörner, Gerhard | 178 |
| Wulf, Sabine | 82 |

Z

| | |
|---------------------|-----|
| Zaccarini, Federica | 17 |
| Zagyva Tamás | 192 |
| Zajzon Norbert | 45 |

