Saxa loquuntur – Kőbe zárt történetek



<sup>©</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 2019

© SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport,
 2019

Minden jog fenntartva

A kötetben közölt cikkekért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget.

ISBN 978-963-306-674-4

Nyomdai előkészítés és borítóterv Jacob Péter

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

Címlapfotó: A Mátra látképe a Galyatetőről (Fotó: Mészáros Eszter)

## SAXA LOQUUNTUR – KŐBE ZÁRT TÖRTÉNETEK 10. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés

Szerkesztette

Pál-Molnár Elemér, H. Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Szemerédi Máté, Németh Bianka Molnár Kata, Jankovics Mária Éva

> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport Budapest, 2019

## 10. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés 2019. szeptember 5–7.

Rendezők MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtani- Geokémiai Szakosztály MTA GÁK Kőzettani Albizottság

> Az 10. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés helyszíne MTA Mátraházai Akadémiai Üdülője 3233 Mátraháza, Külterület

Az 10. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés tudományos bizottsága Jankovics Mária Éva, Mészáros Eszter, Molnár Kata, Németh Bianka, Pál-Molnár Elemér, Szemerédi Máté

> Az V. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés szervező bizottsága H. Lukács Réka (MTA-ELTE VKCS, a szervezőbizottság elnöke) Gál Péter (ELTE) Fehér Kristóf (MTA-ELTE VKCS) Fodor László (ELTE) Harangi Szabolcs ELTE, MTA-ELTE VKCS) Jankovics Mária Éva (MTA-ELTE VKCS) Mészáros Eszter (MTA-ELTE VKCS) Molnár Kata (MTA ATOMKI) Németh Bianka (MTA-ELTE VKCS) Pál-Molnár Elemér (SZTE) Sági Tamás (ELTE) Soós Ildikó (ELTE) Szemerédi Máté (SZTE) Szepesi János (MTA-ELTE VKCS) Vígh Csaba (MBFSZ)

## Tartalom

Harangi Szabolcs Előszó	7
I. Rész Plenáris előadások	9
<b>II. Rész</b> Előadások	34
Névmutató	90
Támogatók	92

## ELŐSZÓ

Saxa loquuntur, azaz a kövek beszélnek, más szóval, kőbe zárt történetek a mottója az immár tizedik alkalommal megrendezett, jubileumi Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlésnek. Ez a mottó végigkísérte az eddigi vándorgyűléseket is: kőbe zárt történetek - amelyeket elő kell hívni, hogy megelevenedjenek a régmúlt történései, hogy megismerhető legyen a kőzetek kialakulásának története. De a történet szólhat másról is, mint például arról. hogy megfejtsük építőkövek, díszítőkövek eredetét, származási helyét. A Vándorgyűlés szinte minden kutató műhelyt megszólított, széles tudományterületet integrál a klasszikus magmás, metamorf és üledékes kőzettantól az archeometriáig, az érckutatástól a gáz-, talaj-, vízgeokémiai vizsgálatokon keresztül a geokronológiai és paleoklimatológiai kutatásokig, sőt megjelentek a palettán a természeti értékeken alapuló földtani örökségvédelem, a geoturizmus új tudományos eredményei is. E sokszínűség, a nemzetközi szinten is újszerű megoldások és figyelemfelkeltő eredmények mutatják a hazai földtudományi kutatások eredményességét, amivel öröm találkozni minden évben!

A kőzettani és geokémiai tudományos munka elsősorban alapkutatási jellegű, azonban nem hiányoznak azok a vonatkozások sem, amiket manapság sokszor számon kérnek. Vajon mi a haszna a kőzetekbe zárt történetek előhívásának? Természetesen egyetlen új tudományos eredmény sem veszik el, hiszen beépülhetnek olyan értelmezésekbe, amelyek adott esetben például egy új nyersanyag lelőhely megtalálásához vezetnek. Az új ismeretek segítenek jobban megérteni a környezeti változásokat, mint akár a klímaváltozás okait vagy segítenek egy természeti veszély felismerésében, esetleg az előrejelzésben. Calvin F. Miller, kiváló amerikai petrológus egy közelmúltban megjelent írásában jegyezte meg az alábbiakat: "A kőzettani kutatások, tágan definiálva – azok a kutatások, amelyek a kőzeteket jellemzik és nyerik ki belőlük például a magmára vonatkozó történetet – szükségesek ahhoz, hogy értékelhessük egy vulkán veszélyességi fokát, értelmezhessük, hogy egy kimutatott magma mire képes: kitör vagy nem tör ki? Ha igen, akkor milyen gyorsan és milyen módon?". Ma már tehát a korábban pusztán alapkutatásnak tartott magmás kőzettani vizsgálatok is új megvilágításba kerültek, mert a kőzetekben benne van a történet: a múlt, de adott esetben a jövő is!

2010. júniusában Lukács Réka, Harangi Szabolcs és Pál-Molnár Elemér kezdeményezésére indult el a hazai kőzettan és geokémia szakembereit összehívó 3 napos konferencia sorozat. Gárdonyt követte Szatymaz, Telkibánya, Orfű, Révfülöp, Ópálos, Debrecen, Szihalom, majd Mátraverebély-Szentkút. Bejártuk a Velencei-hegységet, a Tokaji-hegységet, a Balaton-felvidéket, a Bükk előterét, a nógrádi területet, de takarónk elért a Maros völgyéig, leláttunk a mélybe az alföldi fúrások anyagán keresztül és betekintettünk a hazai modern geokémiai műszeres fejlesztésekbe Debrecenben. A tizedik alkalommal csúcsra járunk, hiszen hazánk legmagasabb pontját is magának mondó Mátrába látogatunk. A kövek beszélnek és a Mátra képződményei erre bőven adnak lehetőséget: andezitek és riolitok, lávakőzetek és robbanásos kitörések rétegei, ércek és üledékes képződmények, malomkövek, gázfeltörések és számtalan megoldandó rejtvény található itt!

A Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés egyik fontos feladata, hogy tovább vigyük azt a szakmai örökséget, amit kiváló elődeink hagytak ránk. Olyan meghatározó személyiségek, mint Szabó József, aki a Mátra fő tömegét alkotó piroxénandezitet először "mátrait" néven írta le, majd sorolta be az akkori felfogás szerinti "trachyt" csoportokba. Olyan személyiségek, mint Mauritz Béla, a hazai kőzettan egyik legnagyobb alakja, akinek pontos petrográfiai leírásait tartalmazó tanulmányai példaként kell állniuk a mai szakemberek számára is. A Mátra kőzeteiről 1909-ben, azaz pontosan 110 éve publikálta dolgozatát, amelyben 60 oldalon keresztül ismertette a vulkáni kőzetek sajátosságait. A hihetetlenül részletes kőzettani leírásokat kémiai összetétel adatokkal együtt értékelte, ami egy rendkívül alapos, a legmélyebb megismerést szem előtt tartó szakember képét adja. A leíró kőzettani jellemzések mellett szót ejtett a Mátra helyzetéről is, először vetve fel a hegység déli irányban történt kibillenését: "Igen érdekes és fontos az a körülmény, hogy az Ágasvár-Ovárnál kezdődő és a Tarnánál végződő kelet-nyugati csapású fővonulat északi oldala (mely a homokkő felé dül) többnyire igen meredek ; dél felé e pyroxenvonulat lapos lejtőkkel ereszkedik alá a magyar síkságba. E jelenség azt a benyomást látszik kelteni, mintha a magma, mely-egy keleti-nyugati csapású hasadékon tört fel, a mélységbe sülyedt déli félre ömlött volna reá (Kékes lapos)".

A későbbiekben egyik központi kérdés volt az, vajon a Mátra jelenlegi szerkezete egy egykori beszakadásos kaldera maradványát mutatja (pl. Szádeczky-Kardoss Elemér, Balla Zoltán,



"Augit (a belső szemek) és hypersthen (a külső köpeny) párhuzamos összenövése. A metszet II a (010) lappal Nagyitás 1: 112."

Ábra Mauritz Béla "A Mátra hegység eruptív kőzetei" c. 1909-ben publikált tanulmányából.

Baksa Csaba) vagy "a látszólagos külső formák, a kúprészletek, ormok, a kimagasló, meredek tetők, gerincek semmi egyebek, mint kiesztergált takarórészletek", ahogy azt id. Noszky Jenő megfogalmazta. Kubovics Imre, Csillagné Teplánszky Erika, Varga Gyula és Zelenka Tibor értékes kőzettani megfigyelésekkel gazdagította a Mátrára vonatkozó ismereteket, majd Karátson Dávid és munkatársai elemezték a kaldera beszakadás lehetőségét és fogalmazták meg, hogy "a jelenlegi adatok tükrében sem kaldera, sem hasadékvulkánok, sem eredeti vulkáni kúpok nem rekonstruálhatók". Lezárt kérdés természetesen a tudományban nincsen, ahogy John D. Clemens, a gránitok kiváló kutatója megfogalmazta: "Science only proceeds by questioning and testing of hypotheses", azaz a tudomány csak kérdések folytonos feltevésével és hipotézisek tesztelésével haladhat előre.

A Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés e felfogás szellemében ad teret a tudományos kérdések felvetésének, a szakmai viták lefolytatásának, bízva abban, hogy a kőzettan és geokémia hazai művelői továbbviszik e tudományterület szép hagyományait és segítik elő, hogy jobban megismerjük és megértsük a minket körülvevő természet élettelen részét is, megismerjük jobban, hogyan működik bolygónk, a Föld! E munkában erős ösztönzést adott a közelmúltban váratlanul elhunyt két kiváló földtudományi szakember, akikre a jubileumi 10. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlésen is megemlékezünk.

Horváth Ferenc munkássága túlmutatott azon, hogy fáradhatatlan kíváncsisággal, a felfedezni vágyás kutatói ösztönével igyekezett megérteni, hogyan alakult ki a Pannon-medence, mik voltak ennek mozgatórugói. Iskolateremtő tevékenységével, remek, humoros beszédeivel, karizmatikus személyiségével sok szakembert fogott meg és indított el a szakmai pályán. A tudományos értelmező munkájában nyitott volt és támaszkodott minden fontos adatra, integrálta a magmás, metamorf és üledékes kőzetek kutatási eredményeit és vetette össze a medencefejlődés eseményeivel. Kiváló érzékkel látta meg mindig a fejlődés következő lépcsőjét, ezzel innovatív eszközöket, újszerű vizsgálati módszereket vezetett be. Már fiatalon csatlakozott Stegena Lajos professzor köréhez, aki az elsők között alkalmazta a lemeztektonika új elméletét a hazai földtudományban. Mondhatni már a kezdetek során ott volt a tűz mellett és vitte tovább ezt a szellemi örökséget és adta át generációknak. Az ő személyisége kulcsszerepet játszott abban, hogy a hazai földtudományi kutatások nemzetközi szinten is természeti laboratóriummá tették a Pannon-medencét, ahol az integrált, különböző szakterületeket összefogó kutatások példa értékűen megvalósultak.

Baksa Csaba tudományos munkájának jelentős részét fordította a Mátra kőzeteinek vizsgálatára. Érdeklődése túlmutatott a kőzettani leírásokon, a kőzetek történetében ő mindig kereste a hasznosítható nyersanyagra, ércekre vonatkozó információkat. A recski mélyszinti földtani kutatások vezető geológusa volt, majd közgazdaságtudományi diplomát is szerezve sikeresen menedzselte számos nyersanyag bányászatát és értékesítését. Ő csendesebb habitusú volt, de szakmai tudása, bölcsessége, kiváló kapcsolatteremtő képessége és a földtudományok iránti szeretete és alázata példaként állhat mindannyiunk számára! A Magyarhoni Földtani Társulat elnökeként pártfogásba vette a Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlést is, személyesen nyitotta meg az éves konferenciákat. A mátrai jubileumi konferencián elvállalta, hogy kirándulást vezet és plenáris előadást tart. Ez sajnos nem valósulhat meg, de szellemi örökségét továbbvisszük!

Jó szerencsét, Saxa loquuntur – jöjjenek tehát a kövekbe rejtett történetek, élénk tudományos vitákat, izgalmas kérdéseket és sok-sok hasznos beszélgetést kívánunk!

> Harangi Szabolcs MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport ELTE Kőzettan-Gekémiai Tanszék

# I. RÉSZ PLENÁRIS ELŐADÁSOK

# ÚJJÁÉLESZTÉSI KÍSÉRLETEK A NYUGAT-MÁTRAI ÉRCKUTATÁSOKBAN

FÖLDESSY János<sup>1,\*</sup>, KASÓ Attila ifj.<sup>2</sup>, TÓTH Szabolcs<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Miskolci Egyetem, Ásványtani és Földtani Intézet, Miskolc
 <sup>2</sup> Rotaqua Kft., Kővágószőlős
 e-mail: foldfj@uni-miskolc.hu

### 1. Bevezetés

A Mátra hegység volt a helyszíne a legfontosabb színesfém érctermelésünknek az 1945-öt követő időszakban. Az érctermelés igényei további kutatásokat indukáltak az 1960-as évek második felétől.,. A kutatások mélyfúrások telepítésével kezdődtek., térképezéssel és geofizikai mérésekkel folytatódtak, s utoljára került sor a mélyszerkezetről információkat adó szeizmikus mérések elvégzésére. Az eredetileg 150,000 tonna/év termelési kapacitásra tervezett Pb-Zn érc termelés negyven éven keresztül működött. 1986-ban felfüggesztették az ércbányászatot Gyöngyösorosziban, azóta –akár a kómában lévő beteg a lélegeztetőgépen – a szünetelő bánya állandó felügyeletet igényel, a bányavíz kezelés folyamatos, s ennek működésben tartására fenntartási munka is folyik.



1. ábra – A Rotaqua Kft. kutatási területeinek körvonalai a Mátra hegység domborzati modelljén

2006-ban indult egy rehabilitációs program azzal a céllal, hogy a meddőhányókat ártalmatlanítsák, és a bányavíz kezelési igényét csökkentsék. 2016-ig már 34 milliárd forintra rúgott az összesített számla, a munkák jelenleg is folynak.

Külföldi cégek több korábbi, kis erőfeszítéssel megkezdett és félbeszakadt próbálkozása után felmerült, hogy a bezárási munkákat egy új kutatási elképzelés végig vitelével esetleg újjáélesztéssé lehetne átfordítani. Az engedélyek megszerzésével a bánya bezárási, rekultivációs munkákhoz kapcsolódva, és létesítményeit részben felhasználva erre egyedülálló lehetőség kínálkozott egy hazai érckutatásokkal is foglalkozó szolgáltató cég, a Rotaqua Kft. számára (1. ábra), ami 2007-2014 között végzett érckutatásokat a térképen jelzett területeken. Előadásunk ennek a munkának néhány érdekes eredményét mutatja be.

A munkában az előadás szerzőin kívül számos fiatal geológus vett részt, többek között Gerges Anita, Paprika Dóra, Pecsenye

Péter, Czeglédi Balázs, Csuhanics Balázs, Gaburi Imre, Kupi László, néhány tapasztaltabb kolléga irányításával.

### 2. Érctermelés dióhéjban

A Mátra kutatása az 1920-as években kezdődött. A kutatási jogok megvásárlás révén állami kézbe kerültek 1945-öt követően. Itt nyílt meg az akkor legjelentősebb színesfém ércbányánk Gyöngyösoroszitól északra, 1952-ben. Az a szerep várt Gyöngyösoroszira, hogy a háborús területi veszteségek miatt kieső érclelőhelyek termelését pótolja. A politikai akarat nyomására termelésbe állított, lényegében meg nem kutatott lelőhelyen az érctermelést döntően csak a legjobbnak bizonyult Károly telér fejtései tudták – a nagy függőleges szintközből (400 m tszf. volt a legfelső, 150 m tszf. szint volt a legalsó termelési szint) adódó magas költségszintek mellett biztosítani.

Több (összesen 13) érces telér is ismert volt a területen. Jelentősebb beruházások azonban csak a Mátraszentimre előforduláson történtek, melyet egy 2 km-es összekötő vágattal kapcsoltak be a Gyöngyösoroszi bánya szállítási rendszerébe. Az üzem két bányarészből termelt galenit-szfalerit összetételű Pb-Zn ércet: az említett Károly telér környezetéből illetve a Mátraszentimre területről. (2. ábra) Az utóbbi előfordulást – azt eltérő érctípus okozta ércfeldolgozási nehézségek miatt – rövid időn belül kivonták a termelésből. Több más kisebb területen (pl. Bányabérc, Parádsasvár, Nyírjes, stb.) megkezdődtek ugyan a feltárási munkák, de termelésbe állításukra nem került sor.



2. ábra – A déli Gyöngyösoroszi és északi Mátraszentimre bányaterületek helyzete a Mátra hegység Google-Map domborzati modelljén. Az északnyugatra futó kiágazás a bányabérci terület feltárására készült.

Az Országos Érc- és Ásványbányák által üzemeltetett bányában a 200 ezer tonna/év szintre felfutó érctermeléssel összesen 3,7 millió tonna érc került a felszínre bányából a termelés megszüntetésének évéig, 1986-ig. A kitermelt ércet a helyi ércdúsítómű dolgozta fel dúsítmánnyá, melyet néhány hazai kísérlettől eltekintve külföldi kohászati üzemekbe exportáltak. A termelés szüneteltetését az érctermelésre adott állami támogatás fokozatos csökkentése kényszerítette ki, jelenleg még 5,7 millió tonna megkutatott ércvagyon ismert a bányatelken belül (Kun et al., 1988).

1977-től megindult, és jelenleg is tart immár harmadik vállalat (Nitrokémia Zrt.) kezelésében a savas bányavíz mésztejes semlegesítése, kémiai kezelése.

### Korábbi érckutatások

Gyöngyösoroszi, a geológiai megismerésben is magán hordozta az iparra erőszakolt egykori politikai döntések nyomát. A bányászat jövőképének kialakítása érdekében tűztek ki nagymélységű kutatófúrásokat (pl. Mátraszentimre-2, Gyöngyösoroszi-2, Gyöngyössolymos-5), amelyek minden felszíni ismeret nélkül nem hoztak értelmezhető eredményeket. A Mátra első földtani térképezése során a Közép-Mátra (Parádsasvár) területének értelmezésére, ismertetésére került sor (Varga et al., 1975).

A Gyöngyösoroszi területről viszonylag kevés a korai közlés, ezek között említendő Siklóssy (1977) szerkezetföldtani értelmezése és Nagy (1984) érc-ásványtani összefoglalása.

A recski ércesedés felismerésének eredményeként a területen egy térképezési-geofizikai-geokémiai program valósult meg (Szalay et al., 1986; Nagy et al., 1986; Balla, Szabó, 1987). Végül elkészültek a hegység áttekintő szeizmikus reflexiós mérései. A legkézenfekvőbb, de későn született földtani-geofizikai ismeretek így mindig tovább követés nélkül maradtak. A MÁFI térképezése nyomán került sor az Asztagkő-Üstökfő anomális terület részletesebb mintázására, fúrás telepítéssel. Ez derítette fel, hogy a Gyöngyösoroszitól DK-re fekvő terület egy jelentősen sekélyebb vulkáni szintben kialakult teletermális Hg-Sb ércesedés nyomait hordozza (Csongrádi, 1984).

### 4. A közelmúlt elvégzett kutatási munkái

A Közép Mátra területén 2007-2009 között a kanadai Nickelodeon rendelkezett kutatási jogokkal. A cég felszíni geokémiai mintázásokat és sekély geo-elektromos méréseket végzett. Jelentős kiterjedésű Au-Ag-Cu-Pb anomáliát körvonalaztak a parádsasvári ércesedés feletti zónában (3. ábra) A megkezdett kutatásait később a Rotaqua átvette és folytatta.

A Nickelodeon megbízásából a JVX (2009) végzett geoelektromos méréseket a parádsasvári területen. A Közép Mátrai területen kb 100 m mélységi behatolású gerjesztett potenciál mérések a mátraszentimrei ércesedés és Parádsasvár közötti zónában az ismert telérek nyomvonalát kisérő több tíz méter szélességű, többszáz m hosszúságú, ÉNY-DK irányítottságú sávokban hintett szulfidos dúsulási zónákat jeleztek. Ezekre az anomáliákra fúrásokat nem tudtak telepíteni, így igazolásuk elmaradt.

A Gyöngyösoroszi területen a Rotaqua Kft. a jelenlegi bányatelek alatti zóna kutatási jogát szerezte meg. A létesítményekhez a hozzáférést a rekultivációs munkákat végző Mecseköko Zrt tette lehetővé, s ez csak olyan kutatási módszerek alkalmazását igényelte, amelyek illeszthetők voltak a munkálatok fő céljához. A kutatás kivitelezésében és az adatok értékelésében a Miskolci Egyetem MFK Ásványtani és Földtani Intézete is résztvett. A munkát a még hozzáférhető mélyfúrási mintaanyagok áttekintésével, ismételt elemzésével, illetve a korábban lezárt kutatások után keletkezett újabb földtani és geofizikai adatok átértékelésével kezdtük.

A külszíni feltárásokban szilánkmintavételt végeztünk. Ezeket kiegészítette a Gyöngyösorosziban, Mátraszentimrén, Parádsasváron

a hozzáférhető földalatti térségek bányabeli szelvényezése és mintavétele, illetve a vízmegfigyelési célból lemélyült új mélyfúrások érckutatási célú feldolgozása és mintázása.

A mintaanyagokban Au, Ag, plusz 35 elemes elemzéseket végzett ICP-AES spektrometriával az ALS Global laboratórium.

### 5. Eredmények

Tekintve azt, hogy a bányászat egykori megkezdését érdemleges földtani előkészítés nem előzte meg, az általunk végzett mintázások sok esetben a felszínen is új eredményeket hoztak. A felszínközeli telérkibúvások anyagából a szulfid ásványok jelentős részben kilúgozódtak, de az arany tartalom a teléranyagban maradt. A felszíni kőzetszilánk minták jelentős dúsulást jeleznek korábbi bányászattal nem érintett külszíni telérkibúvásokon (Au 13.4 g/t, Ag 226 g/t, maximummal).



 ábra – A Parádsasvár területen elkészült geokémiai munkák összefoglaló térképe (Nickelodeon, 2007)

A gyöngyösoroszi altáró részletes mintavételét az ácsolatok mögött elérhető kőzetfelszínekről 5 illetve 10 m távközökben vett szilánkmintákkal a Rotaqua Kft. készítette el (4. ábra). Több lényeges, de falazott, és ezért hozzáférhetetlen vágatszakasz kimaradt a mintázásból. A mintaanyagban az ismert teléreken (pl. a Kiskút telér) kívüli zónákban új, jelentősebb ércesedés nem jelentkezett. Nem találtunk említésre méltó kiterjedt hintett tipusú ércesedést.

Az altáróban mintázott kőzetanyag részletes kőzettani és ásványtani vizsgálatát Paprika (2010) végezte el. A megfigyelései során bebizonyosodott, hogy a badeni korú piroxén-andezitben a korábban már felismert, káli-metaszomatózisként leírt elváltozás, mai fogalomtárunkban adulár-szericit típusú (alacsony szulfidizációs fokú) epitermális kőzetelváltozás jellemzi a területet.

A repedésekben cirkuláló, feláramló fluidumok a hidrotermális eredetű káliföldpátos zónákat hoztak létre, míg a leáramlási zónánál a kloritos propilites átalakulás alakult ki. A rendszerben egy savasabb fluidum szericites-illites átalakulási öveket hozott létre melyek a telérekhez közel találhatók. Az ércek kiválása több ütemben történt. A telérek képződési hőmérséklet adatai alapján 190 °C-ról 215 °C-ra, Gyöngyösoroszitól Mátraszentimre felé, azaz északi irányban növekedő hőmérséklet rajzolódott ki. A másodlagos zárványok felforrásról tanúskodtak, melynek átlagos hőmérséklete 200-230°C körüli lehetett.

Több megfigyelési célú mélyfúrás anyagát érckutatási szempontból is dokumentáltuk, esetenként elemzéseket készíttettünk. Az F-7 jelű fúrás Mátraszentimrétől DK-re, található Cseternás-bérc ÉK-i



**4. ábra** – A kutatási feladatok közé tartozott a Gyöngyösoroszi altáró újratérképezése és mintázása. A térképezés az ácsolat mögötti közetek alapján készült, a felirat a mintavételi pontot jelzi

oldalán mélyült és a felszíntől számítva 410 méteres mélységben állt le. A fúrást a Mecsek-Öko Zrt. 225 m-ig mélyítette vízmegfigyelési céllal, a lyuk mélységi szakaszát 225 és 410 m között a Rotaqua Kft. mélyítette tovább érckutatási, felderítési céllal. A fúrás végig andezitben mélyült, de a mélységi szakaszon jellegzetes szubvulkáni szövetttipusok váltak egyre gyakoribbá. Ebben több szintben, de csak 0,2-1,0 m elemzett vastagságban jelentkeztek Au, Ag, Pb, Zn dúsulást tartalmazó érces erek. (5. ábra).

### 6. Értelmezés és következtetések

Az elvégzett kutatások eredményei nem voltak arra alkalmasak, hogy megfordítsák a bányabezárási, rekultiválási folyamatot, de számos, a jövő számára kihívást jelentő új ismeretet hoztak. Ezek részben a felszínen körvonalaztak még gyakorlatilag meg nem kutatott geofizikai és geokémiai anomáliákat (Parádsasvár, Mátraszentimre környékén), további részletes információt szolgáltattak a központi teléres zóna kisérő hidrotermális elváltozásaira.

Az adatok utalnak az ércesedési folyamat többszakaszúságára. Ezzel magyarázható a Károly telér környezetének kiemelt helyzetben elérő epitermális kőzetelváltozás, illetve a nagyobb mélységre utaló Gyöngyösoroszi Pb-Zn ércesedéssel azonos topográfiai szintben, de a vulkáni felépítmény jóval magasabb feltételezett helyzetében jelentkező asztagkői ércesedés. A paleomélység adatok szerint az altáró központi-északi része mélyebben (400-600 m) helyezkedhetett el, de a másodlagos zárványok már 100-200 m-es emelkedésről, vagyis lepusztulásról tanúskodtak. A kapcsolódó ércesedés erek és breccsás kitöltések alakjában jelentkezett. Az ércesedési szakaszokat egyelőre nem tudtuk megbízhatóan összekapcsolni a vulkáni működés szakaszaival (Paprika, 2010).

A jelenlegi gazdasági és társadalmi környezet alkalmatlan új, kitermelési célú nyersanyag kutatási programok kiteljesítésére a Mátra hegységben. Mindazonáltal a vizsgálataink igen jelentős feltáratlan lehetőségeket jeleznek előre a Nyugat Mátra északi részén,



5. ábra – Érces ér harántolása az F7 mélyfúrás tovább mélyített szakaszán, 356,4-356,55 m között. Elemzés szerint 0,02 ppm Au, 0,4 ppm Ag, 252 ppm Cu, 531 ppm Pb és 0,16 % Zn tartalmú

az epitermális aranyérc előfordulási típusban. A Gyöngyösorosziban nyilvántartott mintegy 5,7 millió tonna földtani ércvagyon döntően Mátraszentimre ércesedéséből származik. Továbbkutatás esetén ennek többszöröse feltételezhető a fel nem tárt szomszédos területeken és a mélység felé. A hazai törvényi környezetben a cianidos kioldási technológia kitiltása miatt az előfordulás további kutatása ma nem időszerű. Ha viszont a technológiai fejlesztések nyomán új technológiai eljárások válnak elérhetővé, illetve a magyar törvényhozásban a pragmatikus gondolkodás tért kap, a lelőhely értékessé válhat. A terület táji értékeit egy bányászat nem feltétlenül érintené, hiszen a jelenleg fejlesztés alatt álló technológiák akár ember nélküli szuper szelektív földalatti kitermelést is lehetővé tesznek a egy-két évtizeden belül (www.chpm2030.eu).

### Köszönetnyilvánítás

A Rotaqua Kft. tette lehetségessé a kutatási adatok közlését.

### Irodalomjegyzék

- Balla, Z., Szabó, Z. (1987): A Mátra regionális vulkánszerkezeti elemzése ELGI 1986. évi jelentés, Budapest, 1987, 32–60.
- Csongrádi, J. (1984): Földtani Közlöny, 114, 113–121.
- Kun, B., Csillag, J., Germus, B., Lovász, A., Martinecz, J., Miskey, K., Sankovics, L. (1988): Gyöngyösoroszi és környéke ércbányászata I., kézirat, MÁFI Adattár.
- Nagy, B. (1984): A gyöngyösoroszi ércesedés ásványtani felépítése. MÁFI évi jelentése az 1984. évről, 401–421.
- Nagy, G., Csalagovits, I., Csillagné Teplánszky, E., Fügedi, P.U., Kalafut, M., Vetőné Ákos, É. (1986): Ércföldtani előkutatás a Középső és Nyugat-Mátra területén, 1980–85. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, kézirat, p. 341. Ter. 17160.
- Nickelodeon (2007): Exploration, Parádsasvár (Internal unpublished exploration report).
- Paprika, D. (2010): Kőzetátalakulási és ércképződési folyamatok a gyöngyösoroszi Altáró szelvényén, ELTE, diplomadolgozat
- Siklóssy, S. (1977): Földtani Közlöny, 107, 348-357.
- Szalay, I., Balla, Z., György, L., Nemesi, L., Schőnviszky, L., Szabó, Z. Varga, G., Zalai, P. (1986): Ércgeofizikai előkutatás a Középső- és Nyugat-Mátra területén 1980-85. Geofizikai rész, I-II kötet. – MBFH Adattár, AD-616.
- Varga, Gy., Csillag-Teplánszky, E., Félegyházi, Zs. (1975): A Mátra hegység földtana. MÁFI Évkönyv, LVII, 1, 575 p.

## A MÁTRA MIOCÉN TŰZHÁNYÓTEVÉKENYSÉGE – VULKANOLÓGIAI ÁTTEKINTÉS

#### KARÁTSON Dávid

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest e-mail: dkarat@ludens.elte.hu

Az összeállítást Zelenka Tibornak, a Mátra-kutatás doyenjének ajánlja tisztelettel: a szerző

### 1. Bevezetés

Jelen összefoglalás a Mátra hegység területén található vulkáni képződményeket és formákat mutatja be dióhéjban. Mivel ezekre a tektonikus mozgások és az utólagos erózió is jelentős befolyással voltak, helyet kap az elemzésben az elsődleges vulkáni formák (felépítmények) átalakulása, lepusztulása is. (A Mátra alsó- és középső-miocén hegységépítő tömegétől elkülönülő, Recsk környéki eocén-oligocén andezitvulkanizmust, valamint a vulkanitokat tagoló üledékes képződményeket nem tárgyalom.) A bemutatott földtani és geomorfológiai adatok zöme, illetve azok értelmezése elsősorban két OTKA-kutatás (2000-2002: F032774, és 2003-2006: T043644, témavezető: Karátson Dávid, résztvevők: Csontos László, Harangi Szabolcs, Kovácsvölgyi Sándor, Székely Balázs) nyomán született meg. Ezek bővebben egy nemzetközi tanulmányban és egy hazai konferenciakiadványban (Karátson et al., 2001a, b), valamint jelentősen kibővítve – a szerző magyar nyelvű monográfiájában (Karátson, 2007, 2009) olvashatók. (Utóbbi munkában részletes feltárástérkép és -ismertetés is szerepel.)

A fenti eredmények összegzése utoljára a Bükki Nemzeti Park *A Mátrai tájvédelmi körzet* c. kiadványában (2010) jelent meg, más földtani fejezetek és egy 1:100 000 méretarányú geológiai térkép kíséretében. (Utóbbi lényegében azonos az MBSZ weboldalán elérhető térképpel [https://map.mbfsz.gov.hu/fdt100/], de vulkánszerkezeti jelkulcsot is tartalmaz.) Ugyanakkor a mátrai kutatás azóta is folyik, egyebek mellett egy, e sorok szerzője által témavezetett újabb OTKA-pályázat keretében (2015-2019: K115472, a Mátrára vonatkozó előzetes eredményeket lásd pl.: Márton et al., 2018). Jelen munkában a legfontosabb ismereteket az újabb, részben még publikálatlan eredményekkel kiegészítve mutatom be.

A vulkánszerkezet megértéséhez alapvető a hegység mai domborzatának ismerete. A mintegy 900 km<sup>2</sup> területű Mátra (1. ábra) két részre tagolható: Nyugat- és Kelet-Mátrára. E két hegységrészt,



1. ábra – A Mátra domborzati képe az SRTM alapján készült árnyékolt, magasságszínezett digitális domborzatmodell alapján (Karátson, 2010)

amelyet a Gyöngyöstől északkelet felé kanyarodó Nagy-völgy, illetve ennek elvégződésénél a Mátra-nyereg oszt ketté, részben hasonló, részben eltérő domborzat jellemzi. Hasonló vonás az általánosságban meredek északias és a menedékesebb délies kitettségű lejtők jelenléte, eltérő a Nyugat-Mátra tömbszerűbb jellege és egyenletesebb csúcsmagassága a Kelet-Mátra csapásmenti (NyDNy–KÉK-i) lefutásával és kelet felé egyre alacsonyabb főgerincével szemben.

### 2. Kutatástörténet

A számos, ma is vitatott szakmai kérdés megértéséhez érdemes röviden áttekinteni a hegység kutatástörténetét. (A hivatkozott publikációk teljes jegyzékét lásd in: Karátson, 2009.)

A Mátra földtani képződményeinek eloszlását vulkánszerkezetileg először Mauritz Béla értelmezte (1910), aki a hegységet délre dőlő, megsüllyedt kéregdarabnak tekintette. A hegység északi részének kiemelkedése, déli megbillenése és az e mozgásokhoz kötődő vetőrendszer később széles körben elfogadottá vált (pl. Varga et al., 1975; Czakó, Zelenka, 1981). Mauritz elsőként foglalkozott a hegység "riolittufa"-szintjeivel is, és felismerte, hogy ezek kitörési központjai a hegységen kívül keresendők.

Id. Noszky Jenő (1:75 000 méretarányú geológiai térképpel) monografikus formában ismertette a Mátra földtani képződményeit (Noszky, 1927). A hegység főgerince, mint helytállóan megfogalmazza, "részben leszakadási, részben lekopási peremmel bír". Az elsődleges vulkáni formákat ugyanakkor tagadja: "a látszólagos külső formák, a kúprészletek, ormok, a kimagasló, meredek tetők, gerincek (…) kiesztergált takarórészletek". Noszky, Szentes Ferenc és Schréter Zoltán nevéhez fűződik egy ÉK-DNy-i, idősebb (Noszky szerint "poszt-alsópannon"), és egy erre merőleges, ÉNy-DK-i, fiatalabb ("poszt-levantei") vetőrendszer kijelölése.

Geomorfológiai szemmel elsőként Cholnoky Jenő (1936) értékelte a Mátrát, aki a "temérdek oldalkráter" közül a kifelé dőlő rétegek alapján egyet meg is nevezett: a Kékestől DK-re elhelyezkedő völgyfőt. (Ez az értelmezés a Kékes-vulkán előzményének tekinhető [Karátson et al., 2001a, b.) Láng Sándor 1955-ben – az ún. tönkösödési elmélet divatossá válása nyomán – a hegység magasabb szintjeit "tönkfelszínek" maradványának tekintette, "a vulkánikus formakincs nagy része lepusztult". Székely András (1960) először úgy fogalmazott, hogy "a nagy, eredeti kitörésközpontoknak csak a mélyen lepusztult maradványai őrződtek meg", ám a későbbiekben megváltoztatta nézőpontját, a geológusok által felvetett kalderaelképzelés hatására.

Ez Szádeczky-Kardoss Elemér (Szádeczky et al., 1959) nevéhez fűződik, aki a Mátrát "Etna méretű" rétegvulkán beszakadásos kaldera maradványának tekintette, központjában a gyöngyösoroszi ércesedéssel. Később Kubovics Imre (1970), mivel nagyobb beszakadásnak nem látta bizonyítékát, a kalderát úgymond "rétegtömörüléses" eredettel magyarázta. Székely az 1970-es évektől több tanulmányban próbálta rekonstruálni a kalderaformát. Gábris Gyula közreműködésével – a vízhálózat geometriája alapján – a nyugat-mátrai kaldera határát a Havas-hegy–Tóthegyes–Galyatető–gyöngyösi Sár-hegy vonalon jelölte ki, de ezen kívül a hegység ÉNY-i részén (Mátrabérc) is kisebb kalderát körvonalazott. Ez a kalderaértelmezés látott napvilágot Magyarország Nemzeti Alaszában is (1989). Fontos rámutatni ugyanakkor, hogy az 1980as évekig sem Székelynél, sem más kutatónál nem fogalmazódott meg vulkanológiai vagy földtani érv a kalderaelképzelés mellett.

1975-ben Varga Gyula és munkatársai megjelentették a Mátra hegység mindmáig legátfogóbb monográfiáját, 1:50 000-es földtani térképpel. A fő hegységépítő kőzeteknek - az alsó- és középső riolittufa mellett - a "középső" sztratovulkáni és a "fedő" hasadékvulkáni andeziteket tekintették. Bár egy-két helyen utalnak eredeti kráterekre (pl. a Cholnoky-féle Kékes-kráterre), általános véleményük, hogy "az eredeti vulkáni formák lepusztultak, kráterek, kitörési centrumok pontos helye ma már nem ismerhető fel". Ennek megfelelően csak mélyen leerodált lávaöntő kúpokat (pl. Nagy-Hársas, Világos-hegy) és hasadékvulkánokat rekonstruáltak. A fedőandeziteket - két kivételtől (Kékes, Óvár) eltekintve – és a "középső" andezitsorozat jelentős részét egymásra merőleges hasadékvulkáni rendszerekből származtatták, amelyek úgymond tektonikus vonalakhoz igazodtak. Ezzel a felfogással Vargáék lényegében Noszky irányvonalát követték. Bár a "hasadékvulkáni" elképzelés ma már meghaladott, a szerzők következtetései a szerényebb méretű felépítményekre mai szemmel is helytállóak. Feltűnő ugyanakkor, hogy Vargáék egyáltalán nem érintik (egyetlen helyen sem említik) az akkor már közismert kalderaértelmezést, ami részben megmagyarázza, hogy a kortárs és későbbi kutatók e "kalderamentes" alapfelfogást nem fogadták el.

A Szádeczky-Kardoss-féle kalderafelfogást vitte tovább Siklóssy Sándor, majd Baksa Csaba (Baksa et al., 1981). Utóbbi munkában a szerzők a Nyugat-Mátrában dél felé nyitott, tektonikusan megsüllyedt, mintegy 10 km átmérőjű félkalderát valószínűsítettek, nagyjából a Muzsla, Mátrabérc, Galya-gerinc vonalon (2. ábra). Baksáék a középső-miocén andezitvulkáni működés kalderájára vonatkozóan több földtani érvet is felhoztak: a gyöngyösoroszi ércesedés kalderabelseji helyzetét, alatta központi magmás testet, a kalderaformához képest sugaras és koncentrikus elhelyezkedésű telérrendszert, a vulkáni rétegsor kívülről befelé történő vastagodását stb. Ezek kritikai értékelését lásd a 4. pontban. Baksáék végeredményben, mivel az aljzat kiemelt helyzetben van - ami szerintük a beszakadásnak ellentmond -, Szádeczky-Kardoss vagy Kubovics szerkezetileg meghatározott kalderájával szemben robbanásos/eróziós kalderakeletkezés mellett foglaltak állást. A kalderakérdéssel kapcsolatban már elöljáróban le kell szögezni, hogy nemzetközi példák alapján andezit (réteg)vulkánokon egy 10-15 km átmérőjű, körkörös peremű kaldera csakis beszakadással, és ezzel együtt természetesen nagyszabású robbanásos kitörés közepette keletkezhet, azaz egy kalderaformáló kitörésnek meg kell találni a korrelatív üledékét (ebben az esetben döntően ignimbriteket).

A kalderamodellhez csatlakozott az 1980-as években Balla Zoltán is, aki először a Nyugat- és a Kelet-Mátra eltérő csapású gerinceit egyazon kaldera peremének vízszintes, tektonikus eltolódásával magyarázta. Ezt követően a földtani térképezés, illetve geofizikai elemzés alapján megmásította elképzelését, és a hegységben kettős félkalderát valószínűsített, mindkettőt beszakadásos eredettel, 20–25, illetve 13–15 km átmérővel. Egy helyütt vulkanológiai megfontolást is tett a kalderák eredetére vonatkozóan, miszerint nem zárható ki, hogy a középső tufa anyaga "a Mátra korai kalderájának kialakulásával kapcsolatban" keletkezett. Habár ez valóban az egyedüli lehetőség lenne egy 10–15 km-es kaldera magyarázatára, a középső tufa mátrai eredetét a vulkanológiai adatok (lásd később) jelenleg nem támasztják alá. Balla mindemellett (Balla, 1984) a Nyugat-Mátrában önálló központokat is rekonstruált (Nyikom, Tippanos, Óvár, Galya-tető), pontosabb értelmezés és lehatárolás nélkül. Ezek Balla szerint két paleomágneses szakaszban jöttek létre, először a Nyikomi és Óvári, majd Galyatetői, végül a Tippanosi vulkán. (Sajnos Balla e fontos rétegtani felvetéseit azóta sem kísérelte meg senki egységes paleomágneses képbe rendezni.) Következtetései nyomán Balla – Vargáékkal vagy Baksáékkal szemben – nem látta megalapozottnak az andezitvulkáni sorozat középső és felső szintre tagolását; ezt saját terepi vulkanológiai és kőzettan-geokémiai adataink is megerősítették (lásd a 3.2 pontban).

A Mátra posztvulkáni tektonikájának értelmezését nagymértékben elősegítették Czakó Tibor távérzékeléses vizsgálatai. A szerkezeti irányok és azok viszonylagos kronológiát Czakó Tibor és Zelenka Tibor (1981) űrfelvételek alapján értékelte ki. Két vetőrendszert állapítottak meg: egy megszakított, gyakran ívelt futású, idősebb ("középső-késő miocén") ÉK-DNy-it (ide tartozik a Darnó-vonal is), és egy lineáris, fiatalabb ("plio-pleisztocén") ÉNy-DK-it (ilyen a markáns Kövicses-völgy). Mint láttuk, ezeket nagy vonalakban már Noszky is felvázolta. Fontos, hogy Czakóék a hegységben kalderát nem tudtak igazolni; mint megállapítják, a nyugat-mátrai "kitörésközpont" legfeljebb eltemetve található meg.

Kiss János et al. (1996) főleg légifelvétel-értelmezéssel a Kelet-Mátrában krátermaradványt rekonstruáltak (Nagy-Szár-hegy). Vulkángeomorfológiai térképen ezen kívül lávaár-maradványokat is elkülönítettek, amelyeket igyekeztek összekapcsolni a mai domborzattal és a feltételezett kitörési központokkal. Ezt az értelmezést vitték tovább Zelenka et al. (2001) is, akik ugyanakkor visszatértek a Baksáék által vallott nagy nyugat-mátrai kalderafelfogáshoz.

Összefoglalva elmondható, hogy a vulkáni fejlődéstörténet, a vulkánszerkezet kutatástörténeti áttekintése két fő problémát körvonalaz. Az egyik a közismert kalderakérdés. Hogy mennyi bizonytalansággal terhelt e vulkáni nagyforma, jól mutatja, hogy a publikált földtani térképek a kaldera pontos határát nem, legfeljebb körülbelüli futását ábrázolják, általában a külső főgerincen (vö. 4. ábra). Rádásul, noha széles körben elfogadottá vált a hegységet ért tektonikus hatások szerepe, egyebek közt a több km-es oldalel-



2. ábra – Baksa et al. (1981) kalderamodellje. 1 – sugárirányú telérek; 2 – vulkáni kőzetek összvastagsága; 3 – hidroterma-rendszerek; 4 – kálimetaszomatózis;
 5 – intrúziók felszíni vetületei; 6 – riolit extrúziók; 7 – szolfatára-tevékenység; 8 - diatomit

mozdulások (Kubovics, 1970; Czakó, Zelenka, 1981; Balla, Szabó, 1986), ezek hatását a vulkáni formákra, így az esetleges kalderára egyetlen tanulmány sem elemzi. A másik, előzővel összefüggő kérdés a vélt kalderán kívüli egyéb kitörésközpontok megléte, rekonstruálhatósága. Az egyik irányvonal (Varga és követői) mélyen lepusztult kúpokat és hasadékvulkánokat rekonstruálnak, a másik (Balla) kis-közepes méretű egyedi központokat. E kérdések mérlegeléséhez, megválaszolásához először a mátrai tűzhányótevékenység vulkanológiai jellemzőit kell áttekintenünk.

### 3. Vulkanológiai jellemzők

A Mátra déli irányba történt kibillenése miatt a hegységépítő kőzeteket, rétegeket főként a meredek északi lejtőkön tanulmányozhatjuk. Az alsó-miocén vulkanizmust nem számítva, amely a mai Mátra domborzatához csak elenyésző mértékben járul hozzá, a hegységet felépítő képződmények két csoportra bonthatók. (1) A középső-miocén (korábban kárpáti-badeninek besorolt) "középső riolittufa" (Tari Dácittufa) övszerűen, tektonikusan kiemelt helyzetben futja körül az északi hegységperemet (nyugaton akár 700 m-ig felhúzódik, a Muzsla-gerinc alatt viszont hiányzik); (2) e képződményen a térfogatilag sokkal meghatározóbb, a felszíni domborzatban többszáz, fúrásokban helyenként 1000-1500 m vastag badeni-szarmata andezit (főként piroxénandezit) települ (rétegtani beosztása: Nagyhársasi Andezitre és Kékesi Andezit, lásd Zelenka, 2010). A fiatalabb andeziteket - a Kelet-Mátra déli előterében, illetve a Nyugat-Mátrában Tar községnél (=a régebben Tari Dácittufának besorolt Fehérkő-bánya), valamint az Aranyosbércen - szarmata korú "felső tufa" (Galgavölgyi Riolittufa) egészíti ki (Zelenka, 2010).

Ezek alapján a Mátra középső-miocén vulkanizmusára nagyfokú kettősség nyomja rá a bélyegét. A dácit-riolittufák heves robbanásos tevékenységre vallanak, míg a hegységépítő piroxénandezitekhez jobbára lávaöntő működés társítható. Sajnos, a képződmények pontos kormeghatározása, így pl. a K-Ar módszer és a paleomágnesség – más vulkáni területeinken sikerrel alkalmazott – korrelációja még várat magára. Jelen összeállításban elsősorban a Pécskay Zoltán álral meghatározott, Karátson (2009) és Zelenka (2010) tanulmányában idézett K-Ar koradatokra támaszkodom.

#### 3.1. Dácitos-riolitos vulkanizmus

A Mátra "alsó" és "középső" tufaszintjének dokumentálása közel száz évre, Noszky és mások munkásságára nyúlik vissza, ám máig igen sok a nyitott kérdés mind rétegtani, mind vulkanológiai szempontból. Közülük csak a Tari Dácittufa formáció tekinhető valódi hegységépítő képződménynek, bár ez sem térfogati értelemben (vastagsága a terepen 30-100 m között mozog, kelet felé vékonyodik), hanem azáltal, hogy a kiemelt északi főgerinc oldalában – markáns vezetőszintként – alapját képezi a rátelepült andezites sorozatnak. A tufák – litológiailag elsősorban lapillitufák – emellett a hegység északi előterében is sokfelé előfordulnak (pontosabb rétegtani ismérvek nélkül).

A Tari Dácittufa formáció többféle kifejlődést takar (lásd: Varga et al., 1975). Jellegzetes, szálban álló megjelenése (pl. Mátrabérc középső része) tömeges, horzsaköves biotit-piroxén lapillitufa, vulkanológiailag zömmel ignimbrit (horzsakőtartalmú piroklasztár üledéke). A Nyugat-Mátrában főként laza, nem összesült, a Kelet-Mátrában emellett összesült változatait is ismerjük. A dácit lapillitufa horzsakőtartalma kicsi vagy közepes, a horzsakövek mérete néhánytól legfeljebb 10 cm-ig terjed (a tari Fehérkő-bányában kivételesen ≤15 cm), a mátrixban elszórtan vagy rétegekben andezit litoklasztok fordulnak elő. Nem ritka a képződmény "tufitos" (vízben lerakódott, rétegzett) megjelenése (Mátrabérc, Nagy-Lápafő észak, Tarnaszentmária nyugat: Karátson, 2009). E helyeken az ignimbrit vulkáni-üledékes és üledékes rétegekkel (aleurit, agyagkő) fogazódik össze, ami a sekélytengeri lerakódást bizonyítja (Varga et al., 1975; 3. ábra). A mátrabérci tufa-tufit-üledékes sorozatot, a tari Fehérkőbánya dácittufájához hasonlóan, több helyütt piroxénandezit telérek járják át (Karátson, 2009), amelyek a mátrai andezitvulkánosság táplálóinak tekinthetők. (Megjegyzendő, hogy hasonló telérek a Muzsla-gerinc alatti vulkanoklasztitokban is megjelennek.)

Bár a Mátrát északon övező dácittufát az irodalom rétegtanilag a Tari Dácittufába sorolja, Zelenka et al. (2004) tanulmánya felhívta rá a figyelmet, hogy a mátrai és Mátra környéki tufák korábbi kormeghatározása (egyben tagolása) problémás. Nevezetesen, a Fehérkő-bánya típuselőfordulásának K-Ar datálása 14 millió évnél fiatalabbnak adódott (Zelenka et al., 2004), ezért e szerzők a Galgavölgyi Riolittufába sorolták, ami felveti a mátrai, magasabb szintben húzódó – egyébként dácitos összetételű – "középső tufa" fiatalabb és/vagy összetettebb voltát is. Jelenleg futó OTKApályázatunk előzetes eredményei ezt mind a Nyugat-, mind a Kelet-Mátra vonatkozásában megerősítik; a Tari Dácittufa 16,5 millió éves "átlagkora" a hegységben nem alkalmazható.

Az ignimbritkitörések forrását, mint említettem, már Mauritz (1910) óta valamennyi szerző a Mátrától távolabb, kelet-délkelet felé kereste, bár egyesek (pl. Kubovics, Balla, vagy Zelenka) elvi szinten felvetették helyi központok lehetőségét is. A terepi adatok értékelése (lásd Varga et al., 1975, Karátson, 2009) – így különösen az összlet kelet felé való vastagodása, egyre gyakoribb összesülése, a horzsakövek általában mindenütt kis mérete, a kis mennyiségű litoklaszt (ezen belül kelet felé egyre nagyobb szemcseméret), továbbá a kürtőbreccsák és más kalderához kapcsolódó bélyegek hiánya - azt sugallja, hogy a kitörési központ(ok) a hegységtől távolabb, keleti irányban, a Bükk vagy a Mátra keleti előterében helyezkedhettek el. Feltűnő, hogy a Tari Dácittufa gyakorlatilag folyamatosan húzódik át a Bükkaljára (Tarnaszentmária, Verpelét, Sirok, Eger térsége). Az újabb OTKA-kutatásunk során kapott előzetes eredményeink alapján, melyek a paleomágneses adatokat Cassignol-Gillot K-Ar kormeghatározással egészítik ki, a középső tufaszintbe sorolt képződmények a Mátra térségében legalább másfél millió évet ölelnek fel, és korrelálhatók a cserháti, valamint bükkaljai előfordulásokkal is (Márton et al., 2018).

Ugyanakkor a dácittufa Mátra hegységen belüli eredetére vonatkozóan nincsenek megbízható, kézzelfogható földtani érvek. Noha a K/Ar radiometrikus koradatok és a magnetosztratigráfia alapján a dácittufa (vagy egy része) a fiatalabb andezites vulkanizmussal korbeli átfedésben lehet, a hegységépítő andeziteknek a tufaszinten való települése és a tufát áttörő piroxénandezit telérek sokkal inkább azt sugallják, hogy a völgy-, illetve medencekitöltő ignimbritek



3. ábra – Horzsakőtöredékes közbetelepülés agyagkő-sorozatban (Mátrabérc; Karátson, 2009)



**4. ábra** – A Nagy-Hársasi ("középső") és Kékesi ("felső") Andezit K<sub>2</sub>0 – Si0<sub>2</sub> diagramja (Karátson et al., 2001a)

feküszintként szolgáltak a rájuk épülő andezitvulkánoknak. Ezt követhette a Mátra említett kiemelkedése és kibillenése, ami miatt a tufa utólagosan nagyobb magasságba került. Bár elvileg nem zárható ki, hogy a hegység környéki ignimbritek egy része a mai Mátrában rekonstruálható andezitvulkánokból származott, utóbbiak vulkanológiai jellemvonásai ehhez egyelőre nem adnak támpontot (lásd a 3.2 pontban).

#### 3.2. Andezites vulkanizmus

A mátrai andezitek bázisosabb kőzetek, mint a Börzsöny-Visegrádihegység – elsősorban lávadómokat felépítő – andezitjei, amivel egybevág, hogy a hegységben az andezites vulkánosság során a lávaöntő működés túlsúlya volt jellemző (Karátson, 2009). (Fúrásszelvények alapján már Varga et al. (1975) is 50 %-ra tették a lávakőzetek arányát, amihez hozzájön még mintegy 12 % - régebbi terminológiával - "lávaagglomerátum", a terepi adatok alapján döntően lávabreccsa.) Az andezitek részben víz alatti (sekélytengeri), részben (a magasabb szinteken) szárazulati lávaöntő működés során nyomultak a felszínre. Az eredeti lávaárak salakos-breccsás szegélyeit az erózió már lepusztította, de főleg a hegység magasabb gerincein szép pados-lemezes elválásukról jól felismerhetők. Az eredeti völgykitöltő lávaárak gyakorta maradványgerincként preparálódtak ki (legszebben a Kékestől DNy-ra). Alacsonyabb szintjeik néha erőteljes hidrotermális mállást mutatnak. Ugyanakkor a korábbi irodalomban "középső-" és "fedőandezitként" elkülönített kőzetek geokémiailag egyazon trendbe tartoznak (4. ábra), igaz, viszonylag széles spektrumban (bazaltandezit-andezit, esetleg dácit). A rendelkezésre álló (Zelenka, 2010), és a még nem publikált K/ Ar-koradatok, valamint paleomágneses megfontolások alapján az andezitek zöme a szarmata korszakban képződhetett.

A tömeges lávakőzetek (5. ábra) és ritkábban lávabreccsák, salakos lávafolyások mellett teljesen, vagy szinte teljesen hiányoznak a hegységben a robbanásos lávadómműködésből származó blokk- és hamuárbreccsák (amelyek igen gyakoriak például a börzsönyvisegrádi, szilíciumgazdagabb andezitek esetében). Azonban a lávakőzeteken kívül megjelennek a kisfokú robbanásos működés termékei is. Ezek az idősebb Hasznosi Andezit vagy Nagyhársasi Andezit alsó szintjében vagy még tengeri környezetben keletkezett hialoklasztit-breccsák (Zelenka, 2010), vagy – a magasabb szintekben – jellemzően freatomagmás szárazulati működés üledékei (Karátson, 2009): ilyen a Nyugat-Mátrában a Muzsla-gerinc középső része, a Hidegkút-hegy, a Kelet-Mátrában az Éva-kő, Tarjánkaszurdok, Első-hegy, Oroszlánvár (6. ábra). Helyenként, alárendelten hólyagos-salakos andezitek is megjelennek (pl. Vöröskő-bérc). Gyakorta előfordulnak mindezen kőzettípusok (a) vízbe települt, rétegzett, áthalmozott változatai is különböző szemcseméretű andezit litoklasztokkal, ritkán salak- és horzsakőtartalommal, valamint (b) szárazulaton lerakódott, törmelékárakkal, laharokkal lehordott üledékei is (epiklasztikus képződmények, amelyeket a korábbi irodalom "andezittufaként" vagy "andezit-agglomerátumként" sorolt be); ezeknek igen szép feltárásaikat láthatjuk a Muzsla-gerinc alsó-középső szintjében vagy Markaz–Domoszló–Kisnána fölött.

Mindezek alapján azt állapíthatjuk meg, hogy a Mátra andezites vulkánossága során komolyabb magmás robbanásos kitörésekre



5. ábra – Vastagpados, az eredeti folyásirányt tükröző piroxénandezit lávakőzet a Vöröskő-bércen (Karátson, 2009)

(pliniusi és azzal rokon explozív működés) nem, vagy csak elenyésző mértékben került sor, ami egyébként következik is a bázisos andezitek uralkodó jelenlétéből. A lávaöntés mellett a jellemző kitörési típus a stromboli és a – részint freatomagmás bélyegeket mutató – vulcanói típusú aktivitás körén belül maradt.

Ezek a kitörési típusok világszerte a kis-közepes méretű (1000-1100 m viszonylagos magasságű), vegyes működésú rétegvulkánokra jellemzőek (pl. Iraya, Luzon, Fülöp-szk.; Szakuradzsima, Kyushu,



6. ábra – Freatomagmás szórt piroklasztit a Tarjánka-szurdok kijáratánál (balra); andezitbomba az Éva-kő freatomagmás piroklasztit-rétegeiben (jobbra) (Karátson, 2009)

Japán; Telica, Nicaragua; Izalco, El Salvador stb.). Az ilyen vulkánok szerényebb aktivitását részben a tektonikai helyzet, részben (illetve ebből következően) a magma összetétele befolyásolja. Még csak félúton vannak a túlfejlődött, sok lávát öntő salakkúpokhoz (pl. Paricutín, Mexikó) képest, de adott esetben továbbfejlődhetnek tipikus rétegvulkánokká (pl. Cerro Negro, Nicaragua). A Mátrában a lávakőzetek túlsúlya vezette a "hasadékvulkáni" értelmezésre Varga Gyulát és munkacsoportját, azonban Vargáék főként izlandi, bazaltvulkáni területekről vett analógiákra támaszkodtak, ami a Mátra mészalkáli andezitjeinél nem állja meg a helyét. A Mátra merev csapású gerinceinek "fedőandezit"-előfordulásai, mint láttuk, jellemzően tektonikus vetők által meghatározott formák (egy részük ráadásul a vulkanizmus után alakult ki), amiből az eredeti vulkánszerkezeti elemek jelentős deformációja következik.

A hegységépítő andezitek mindazonáltal kétségtelenül két, terepen is jól elkülöníthető szintbe tartoznak. A mélyebb szinteken (főként a Nagyhársasi Andezitben) jellemző a kőzetelbontás, hidrotermális mállás, ami szubvulkáni intrúziók által táplált telérek mentén történhetett. Ezek az intrúziók, mélybeli magmás testek részint egy-egy vulkán "fűtéséért", részint a jól ismert gyöngyösoroszi ércesedésért felelősek. Az ércesedés az újabb K/Ar kormérések szerint a fiatalabb, Kékesi Andezit felszínre kerülése kezdetén, kb. 13,7 millió éve alakult ki.

### 4. A mátrai kalderakérdés kritikai elemzése

A Mátra középső-miocén kalderájának meglétét az általános, elvi megfontolásokon túl csakis a fentebb összegzett földtani, vulkanológiai adatok figyelembe vételével lehet mérlegelni. Tekintsük át a kalderakérdés korábban jelzett fő szempontjait.

Egy nagyméretű beszakadásos kalderának a mélyszerkezetben is tükröződnie kell. Ezzel a kérdéssel a Mátra területén belül elsősorban Baksa et al. (1981) és Balla, Szabó (1986) foglalkozott. Baksáék szerint a vulkáni rétegsor kívülről befelé haladva, koncentrikusan 200-400-ról 900-1300 m-ig vastagodik, majd a "kalderabelsőben" ismét kisebb vastagságú lesz, Balláék szerint a dácittufa és az andezites sorozat koncentrikusan befelé dől. Ezeket az általános megállapításokat csak nagyon sok fúrás alapos értékelésével lehetne igazolni, ami a fenti munkákban nem történt meg. Kétségtelen ugyanakkor, hogy néhány mélyfúrás, így pl. a Mátraszentimre-2, a Petőfibánya-1, a Gyöngyösoroszi-2. és -6. számú, szokatlan, akár 1000 m körüli vastagságú andezitsorozatot harántolt, ám pl. Petőfibánya a hegység szélén van, azaz koncentrikus beszakadást nem igazol; illetve ott is és a többi esetben is az andezitösszlet hirtelen, ugrásszerű vastagodása tektonikai hatással, vető menti bezökkenéssel is megmagyarázható (azaz nem feltétlenül kalderabeszakadáshoz kötődik). A kalderát szintén nem látó Varga et al. (1975) – fúrások alapján közölt – szelvényei például csak a középső tufaszint általános délies dőlését jelölték, és annak fokozatos mélyebbre kerülését egy-két jelentősebb vetővel magyarázták

A mélyszerkezetet Balla, Szabó (1986) gravitációs maradékanomáliák alapján vizsgálta. Két koncentrikus pozitív anomáliát véltek felismerni – de csak egyharmad körív mentén –, amit kalderaszerkezettel hoztak kapcsolatba, a délen hiányzó szektort pedig süllyedéssel, vagy a vulkanizmustól független tektonikus mozgásokkal magyarázták.

2000-ben a Magyar Állami Geofizikai Intézetben az F032774 OTKA-kutatásunk keretében Kovácsvölgyi Sándor készített gravitációs maradékanomália-térképet (7. ábra; részletesebben lásd: Karátson et al., 2001b). Ezen nagyobb gyűrűket nem lehet kimutatni; a Nyugat-Mátrában a Muzsla-gerinc mentén (attól nyugatra) merev csapású pozitív anomáliasáv jelentkezik, és e sáv nem folytatódik a főgerinc alatt – a Mátrabércen –, hanem északkelet felé, a Mátralába irányába tart. A Mátrabérc alatt éppenséggel markáns negatív anomália figyelhető meg, megfelelően az ott kibukkanó középső tufa és vulkáni-üledékes sorozat alkotta kis sűrűségű képződményeknek. Ezen kívül, a recski paleogén vulkanizmust nem számítva, az egész Mátrában a legkiugróbb gravitációs maximumterületet a gyöngyösoroszi ércesedés térségében találjuk, amelyet a mélyben megrekedt nagyobb sűrűségű magmás test, intrúzió okozhatott. Maximumok (feltehetően vulkáni központot táplált intrúziók) találhatók többek között a Nagy-Hársas, a gyöngyösi Sár-hegy tektonikusan elfűrészelt andezitvulkánja, továbbá az elszigetelt, kései riolitlávadómot jelző gyöngyössolymosi Kis-hegy alatt is.

Mind a gravitációs anomáliák elemzése, mind egyéb geofizikai adatok (pl. a légi mágneses térkép: Karátson et al., 2001) alapján arra lehet következtetni, hogy a nyugat-mátrai tektonika a mélyszerkezetet alapvetően meghatározza: vagy felülírta, elfedte az esetleges kalderaszerkezetet, vagy e szerkezet nem is létezett.

A Mátra területén egyetlen olyan terület van, amely a kalderakérdéssel kapcsolatban még további vizsgálódásra lehet érdemes: a Mátrabérc. Itt a negatív gravitációs anomália és a kis sűrűségű képződmények jelenléte önmagában még nem zárja ki, hogy egy kalderaperem kisebb, megmaradt szakaszát feltételezzük. Az itt kibukkanó dácittufa (mint feküszint) korábban jelzett, a Tari Dácittufánál fiatalabb kora átfedhet a mátrai andezitek egy részének korával, és geokémiai rokonság is kimutatható közöttük (a dácittufa andezit litoklasztjai a K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> diagramon a mátrai andezitek közé illeszkednek: Karátson et al., 2001a, b). A Mátrabérc felépítésében több száz m vastag, telérekkel átjárt vulkáni-üledékes képződmények és a gerincet néhol sapkaként védő (pl. Ágasvár), néhol egybefüggőbb fedőandezit-láva vesz részt, amiből az andezitsorozat lepusztulását, eltűnését feltételezhetjük, részben esetleg kalderaképződéshez kapcsolódóan. Kiemelem, hogy ezek spekulatív megfontolások, amelyeknek tisztázásához további kutatómunkára van szükség.



7. ábra – A Mátra gravitációs maradékanomália-térképe a digitális domborzatmodellel korrelálva (Karátson et al., 2001b)

A nagy mátrai kalderát feltételező kutatók a "kalderabelseji" gyöngyösoroszi ércesedést is érvként hozzák fel. Valóban, a gyöngyösoroszihoz hasonló, szubvulkáni intrúzió által okozott hidrotermális, kis fokú szulfidizácios epitermális ércesedés, illetve az afölött kialakuló káliföldpátosodás esetében számos példa van rá vilagszerte, hogy beszakadásos kalderában alakul ki. Ugyanakkor más helyeken rétegvulkáni- vagy kalderaszerkezet nem szükséges e folyamatok kialakulásához. (Kalderaképződés nélküli szubvulkáni test benyomulása okozhatta pl. a nagybörzsönyi ércesedést is.) Világszerte gyakori, hogy a központi intrúzióhoz kalderabelseji, illetve kalderaperemi központok, dácit- vagy riolitdómok társulnak. Ilyen dómok a Mátrában is lehetnek (Kis-hegy, Mulató-hegy stb.). Azonban lávadómok nemcsak kalderában, hanem önállóan, vagy közös, nagyobb intrúzióhoz kapcsolódva is létrejöhetnek.

A gyöngyösoroszi ércesedéshez a Mátrában markáns érc- és kőzettelér-rendszer társul. Ez a kalderát támogató kutatók szerint (pl. Baksa et al., 1981) sugaras és koncentrikus elhelyezkedésű, azonban más szerzők (pl. Vidacs Aladár, Varga Gyula) az érces teléreket a Tót-hegyeshez, a kőzetteléreket Balla, Szabó (1986) a Galya-tetői andezites központhoz kötötték. A Nyugat-Mátra érctelérei alapvetően ÉNy–DK-i, nem pedig "radiális" irányúak.

Összefoglalva a mátrai kalderakérdést, sem a mélyszerkezetben, sem a vulkanológiai adatok alapján egyelőre nem látni annak bizo-

nyítékát, hogy a Mátra mai területén megőrződött volna egy nagyméretű kaldera. A mélyszerkezetet és a domborzatot egyérrtelműen a jellegzetes, ÉK–DNy-i és ÉNy-DK-i "mátrai" szerkezeti irányok uralják. Egyedül a Mátrabérc gerince hagyja nyitva a lehetőséget egy (kisebb léptékű) kalderaértelmezés számára, ám a formának más szerkezetföldtani értelmezése is lehetséges (5. pont).

# 5. A Mátra vulkánszerkezeti modellje a fejlődéstörténet tükrében

A mai Mátra felépítését az alsó-riolittufa és a korai andezitek lerakódása utáni képződmények határozzák meg. A badeni és szarmata korszakban, a rendelkezésre álló adatol alapján több szakaszban felszínre tört "középső" dácittufa és "felső" riolittufa zömmel vagy kizárólagosan a hegységen kívülről származott. Eredetileg alacsony tszf. magasságban, nagy területen, medencekitöltő jelleggel rakódhatott le, jobbára sekélytengeri környezetben. A középső tufa egy része – a Mátra mai területén – az esetleg már a badeni végén kezdődő, zömmel szarmata andezites vulkanizmus feküszintjét képezhette. E szintre a vulkanológiai adatok alapján mind a Nyugat-, mind a Keleti-Mátrában kis-közepes méretű, vegyes működésű andezitvulkáni kúpok épültek. E vulkánok tápláló kőzettelérei több helyütt is jól érzékelhető módon áttörik a középső dácittufát és a kapcsolódó vulkáni-üledékes képződményeket.

A hegységépítő Nagyhársasi és Kékesi Andezitet a digitális domborzati modellel korrelálva a hegység két legmagasabb részén, a Galya-tető és a Kékes környékén hasonló kép bontakozik ki (8. ábra): körkörös peremű gerinc és abból kiágazó, kifelé helyenként sugárirányú, befelé összetartó gerinchálózat, amely mélyen lepusztult csonkakúpot határol: Galya- és Kékes-vulkán (Karátson et al., 2001a). (Ezek tudománytörténeti előzményeit, fejlődését lásd Cholnoky, Varga és Balla munkáiban.) Részben hasonló a helyzet a kelet-mátrai Nagy-Szár-hegy (vagy Első-hegy-Közép-hegy: Kiss et al., 1996) esetében is. E három rekonstruált kúp jól megfeleltethető azoknak az andezitvulkáni központoknak, amelyek a vulkanológiai értelmezésből adódtak.

A középső és fedőandezitek geokémiai hasonlósága (4. ábra) alátámasztja azt a geomorfológiai képet, mely szerint a rekonstruált kúpok a területükön egyaránt magukba foglalják a Nagyhársasi és a Kékesi Andezitet. Ez azonban kronológiai problémát vet fel, mivel e formációk a Pécskay Zoltán által meghatározott K/Ar koradatok alapján (Zelenka, 2010) két csoportra különülnek. Ugyanakkor előbbi formációhoz 14–14,5 millió éves legfiatalabb, utóbbihoz 13,5–14 millió éves legidősebb korok tartoznak, és a radiometrikus mérések hibája 0,6 millió év körül van, azaz fennáll az időbeli átfedés valószínűsége (ezt pontosabb kormeghatározással lehet eldönteni). Mivel egy-egy vulkánra részletes radiometrikus kronológia nem áll rendelkezésre, a jövőben erre is feltétlenül szükség lesz. Nemzetközi összehasonlításban már most érdemes rámutatni, hogy a javasolt, közepes méretű andezitvulkáni kúpok életideje 1 millió év életidőn belül várható.

A mátrai krátermaradványok morfometriailag jól illeszthetők a sokkal jobban megőrződött keleti-kárpáti rétegvulkánok krátereinek trendjébe (pl. kráterátmérő/vulkánkor diagram; Karátson, 1996, 2009). A Keleti-Kárpátokra kidolgozott számítás alapján



8. ábra – 8. ábra. A Mátra vulkánszerkezeti rekonstrukciója (Karátson et al., 2001a; Karátson, 2009, 2010)

megadható az eróziós alacsonyodásuk mértéke is, ez a mátrai kráterekre maximálisan 600-650 m-nek adódik (viszont a kúplábi területeken, ahol posztvulkáni – szarmata, pannon – üledékborítás is volt, a lepusztulás ennél szerényebb lehetett). Az alacsonyodás mértékét és a rekonstruált vulkánok rétegsorának 400–500 m viszonylagos vastagságát figyelembe véve (pl. Balla, 1984) a mátrai andezitvulkáni kúpok a már említett közepes magasságú, 1000 m körüli felépítmények lehettek. Ebből adódik, hogy mai, 700-1000 m körüli tszf. magasságuk – a lepusztulást hozzászámítva – erőteljes, a Nyugat-Mátrában akár 400-500 m utólagos tektonikus emelkedés eredménye.

A Galya-, Kékes- és Nagy-szár-hegyi vulkán megléte egyúttal azt sugallja, hogy mivel hasonló vulkanológiai felépítés jellemzi a Nyugat-Mátrát is, ott is kis-közepes vulkán(ok)nak kellett felépülniük. Kivételt képeznek délnyugaton a Nagy-Hársas és mellékkúpjai, amelyek a kelet-mátraiaknál még szelídebb lávaöntő és stromboli típusú aktivitást mutattak, így kisebb központok lehettek, valamint északnyugaton a Farkaslyuk-tető és az üledékkel fedett Gombás-tető andezitje (talán lávadómja) is, amelyeket a légi mágneses térkép nagyon halványan igazol (Karátson, 2009). Csakhogy a Nyugat-Mátra kiterjedt területén jól rekonstruálható kúpokból semmit sem látunk, a morfológia és a földtani adatok nem utalnak megőrződött vulkáni felépítményekre. Épp ezért az eredeti formák valamilyen roncsolódását kell feltételeznünk.

A Mátrabércen és környékén végzett vizsgálataink (Karátson et al., 2001a) megerősítették, egyszersmind jelentősen pontosították a mások által (pl. Czakó, Zelenka, 1981) felvázolt szerkezeti képet. A főgerinctől délre legjellegzetesebbek az ÉK–DNy-i csapású, lapos (kb. 45°-os) vetők, normál levetéssel DK felé. A szerkezetföldtani adatok alapján ÉNy–DK-i irányú extenzió hatására működhetett valamennyi ÉK–DNy-i irányú normálvető (pl. a Mátrabérc D-i oldalát ért lapos, íves vető, lásd a 8. ábrán). A másik feszültségteret ÉNy–DK-i összenyomás (kompresszió) és ÉK–DNy-i széthúzás (extenzió) jellemezte. Ennek befolyása alatt működhettek az ÉNy–DK-i irányú normálvetők és a NyÉNy–KDK-i irányú jobbos oldalelmozdulásos vetők (pl. Kövicses-völgy).

A vetők nyomai a fúrások tanúsága szerint (Hasznos-2, Mátraszentimre-2, Gyöngyöspata-3: lásd Karátson et al., 2001b, Karátson, 2010) nagyobb mélységben is nyomozhatók. A csúszási síkok többsége agyagban vagy tufás agyagban, néhánya lávakőzetben fordul elő. Gyakori a lávák, lávabreccsák nagyfokú töredezettsége, csúszási síkok jelenléte, vetőkarcok, vetőagyag jelenléte, "morzsolt" szerkezet stb.

Valószínű, hogy a két, egymásra merőleges vetőrendszer mindegyike a mátrai vulkánosság utáni, mivel pl. a (14 millió évnél fiatalabb) ércteléreket mindkét mozgás elveti. Nem zárható ki természetesen, hogy részint régebbi (vulkanizmus alatti) irányok újultak fel. Mint bemutattam, a két szerkezeti hatást a korábbi kutatók a késő-miocénra, illetve a plio-pleisztocénra helyezték, ezt újabban Bergerat, Csontos (1987), Benkovics (1991) és Fodor et al. (1999) is megerősítették.

Az idősebb, ÉK–DNy-i vetőirány (Muzsla-gerinc, Mátra-bérc, Galya-gerinc, Nagy-völgy stb.) talán a Mátra-gerinc egészét ért kiemelkedéshez kapcsolódhatott vagy annál nem sokkal későbbi. Már Varga et al. (1975) is e kiemelkedéshez, illetve a déli rész lesüllyedéséhez kötötték a legutolsó andezites működést, ami megítélésem szerint helytálló lehet, de nem kiterjedt hasadékvulkánokból, mint az említett szerzők feltételezik, hanem a rekonstruált andezitközpontok utolsó kitöréseiként.

Említettem, hogy az enyhén ívelt Mátrabérc korábban tárgyalt jellemzői nem zárják ki egy esetleges kisebb kaldera lepusztult maradványát. Ez esetben egy lábig csonkolt kúp rövid, 5 km-es és utólag is tovább erodálódott szegmensét tételezhetnénk fel. Ha ennek morfológiai képét tekintjük, a Mátrabérc keleti folytatásában a főgerinc a Galya-vulkán északnyugati szegélye mögé húzódik (8. ábra), amiből az következik, hogy a Mátrabércet létrehozó esemény idősebb kell hogy legyen, mint a Galya vulkán működése.

Ez a szerkezeti esemény (Karátson et al., 2001a) az eddig bemutatott adatok alapján nem elsősorban kalderaképződés lehetett, hanem a Mátrabércen felismert ÉK-DNy-i, lapos, ívelt vetődés(ek) hez kapcsolódó, délkelet felé történő nagyszabású elmozdulás megkezdődte (akár már a badeni korszakban). Értelmezésünkben ez az elmozdulássorozat akár jelentős andezittömeg áthelyeződéséhez vezethetett. A fúrásszelvényeken leírt "felmorzsolt", vetősíkokkal szabdalt mélyszerkezet egyrészt az említett délkeleti, lapos szögű tektonikus csúszásokat jelezheti, másrészt a fiatalabb Kövicsesvölgyi vető menti elmozdulást (mely a Sár-hegy északi, abasári pereméig követhető). E szerkezeti mozgások az eredeti nyugat-mátrai andezittestek (kitörésközpontok?) akár 5-6 km-es eltolódását, deformációját okozhatták (a 8. ábrán függőleges vonalkázással jelölve), ami magyarázatul szolgálhat az elsődleges formakincs rekonstrukciós nehézségeire. Ilyen, erősen deformált terület a Mátra belső főgerince (Győr-hegy-Tót-hegyes), ahol például a légi mágneses térkép (Karátson, 2009, 2010) jelentékeny andezittömegeket, esetleg mélybeli intruzív testeket jelöl, azaz Galya, Kékes méretű vulkánokról lehetett szó; és ilyen lehet délebbre a Havas-hegy, a Bolya-tető is, amelyek szintén tektonikusan deformált, nehezen felismerhető kisebb eredeti központok lehetnek. Ugyanezen irány (oldalelmozdulás?) látszik a Nagy-Hársas északi szélén DK-re kiágazó gerinc és a Labodás-völgy mentén is, a vető azonban itt nem roncsolta szét az eredeti központot.

A felvázolt tektonikus mozgások, főképp a kiemelkedés a Kelet-Mátra rekonstruált vulkánjait is érte, de mivel nagyobb vetődések csak északi kúppalástjaikat érték, a központi rész a kráterterületekkel együtt mindenütt megőrződött.

### 6. Összefoglalás

A mai Mátra hegység területének miocén tűzhányótevékenysége két részre bontható.

Az "alsó" és "középső" tufa (Gyulakeszi Rioluttufa, illetve Tari Dácittufa) képződése a tulajdonképpeni Mátra felépülését megelőző heves robbanásos vulkánossághoz kötődik, amely az Alcapamikrolemez északi részén hatalmas területet érintett. A Mátrára eső részen szárazulati és tenger alatti kitörések egyaránt végbementek. A kitöréstermékek zöme feltehetően a Mátrától keletre lévő központokból (mára eltemetődött kalderákból) származhatott; a hegységen belüli forrásterülete(i), és különösen az andezitvulkánokkal való genetikai kapcsolata még nyitott kérdés.

A második, a mai Mátra hegységet felépítő vulkánosságot uralkodóan csendes, főleg lávaöntő (effúzív) andezites működés jellemezte, kisfokú magmás robbanásos (pl. stromboli típusú), illetve freatomagmás (pl. vulcanói típusú) kitörésekkel tarkítva. A kezdetben még sekélytengeri környezetet többek között hialoklasztitbreccsák, a szárazulati működést a gyakran pados-lemezes elválást mutató tömeges (ritkábban salakos-hólyagos) lávakőzetek és freatomagmás piroklasztitok jelzik. Mindezen vulkáni képződmények áthalmozott, vízben vagy szárazulaton lerakódott üledékrétegei is gyakoriak (tufitok, változatos törmelékár-üledékek).

A hegységépítő andezitvulkánosság végeredményben közepes méretű (mintegy 1000 m viszonylagos magasságú) rétegvulkáni kúpokat épített fel, amelyek a Kelet-Mátrában (Kékes- és Nagy-Szárhegyi vulkán), és a Nyugat-Mátra keleti szegélyén (Galya-vulkán) jól rekonstruálhatók. Ettől nyugatra ugyanakkor a domborzat és a mélyszerkezet elsősorban a vulkánossággal egyidejű és azt követő erős tektonikus hatásokat tükröz, amelyek jelentősen átalakították, elroncsolták az elsődleges vulkáni formákat. A tektonika részben – főleg keleten – kiemelte/kibillentette, részben pedig – főleg nyugaton – vízszintes mozgásokkal tagolta, roncsolta az eredeti felépítményeket. Épp ezért míg a Kelet-Mátra fő vulkászerkezeti elemei jobbára megmaradtak, addig a Nyugat-Mátra mai, kiterjedt tömege (Tót-hegyes, Győr-hegy, Világos-hegy, Havas-hegy) az eredeti vulkánok vagy azok egy részének főként délkeleti irányú átrendeződésével, tektonikus elmozdulásával magyarázható. A sokak által feltételezett nagy nyugat-mátrai kaldera sem a mai domborzatból, sem a mélyszerkezetből nem bizonyítható.

A Nyugat-Mátra magasabb gerinceinek és a Kelet-Mátra gerincvonalának kiemelkedése eltérő mértékű volt. A nyugaton akár 500 méternyi kiemelkedést a főgerinc mentén ugyanilyen mértékű vagy még jelentősebb lepusztulás, függőleges alacsonyodás kísérte, de a legmagasabb hegységrészek abszolút magassága a tektonikus emelkedés miatt nem sokkal csökkent. Az alsóbb lejtők mentén, amelyeket tengerüledékek is védtek, jóval kisebb volt az erózió. A hegység mai arculatát a negyedidőszakban is folytatódó erőteljes tektonikus mozgások, az ehhez gyakorta igazodó, szerkezetileg előrejelzett völgyek mélyítő folyóvízi eróziója, és kisebb léptékű csuszamlások, suvadások alakították ki.

### Fontosabb szakirodalom

Baksa Cs., Csillag J., Földessy J., Zelenka T. (1981): Acta Geologica Acad. Sci. Hung., 24 (2,4), 337–349.

Balla Z. (1984): ELGI Évi Jelentés, 33–43.

Balla Z., Havas L. (1981): Földtani Közlöny, CXII, 197–206.

Balla Z., Szabó Z. (1986): ELGI Évi Jelentés, 32–60.

Bergerat F., Csontos L. (1987): C. R. Acad. Sci., T305, Série II, 791–796.

Cholnoky J. (1936): A Franklin Társulat kiadása, Budapest, 529 p.

Czakó T., Zelenka T. (1981): Advances in Space Research, COSPAR, 1, 289–298.

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L. (1999): Geological Society London, Spec. Publ., 156, 295–334.

Karátson, D. (1996): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 73, 65–78.Karátson, D., Csontos, L., Harangi, Sz., Székely, B., Kovácsvölgyi, S. (2001a): Révue Géomorphologie: relief, processus, environnement, 2, 79–92.

Karátson D., Csontos L., Harangi Sz., Székely B., Kovácsvölgyi S. (2001b): Az 1. Magyar Földrajzi Konferencia Eredményei, Szeged, SZTE TTK, CD-ROM, 1–27.

Karátson D. 2007 (1. kiadás), 2009 (2. javított kiadás): Typotex Kiadó, Budapest, 463 p. Karátson D. (2010): Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, 39-52.

Kiss, J., Síkhegyi, F., Vetőné Ákos, É., Zelenka, T. (1996): IGCP Congress Proceedings, Sofia, 145–155.

Kubovics I. (1970): Akadémiai Kiadó, Budapest, 7–160.

Láng S. (1955): A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 512 p.

Márton, E., Zelenka, T., Márton, P. (2007): Central European Geology, 50/1, 47–57.

Márton, E., Karátson, D., Biró, T., Hencz, M. (2018): Geophysical Research Abstacts, 20, Paper: EGU2018-6716.

Mauritz, B. (1909): Mat. és term.tud. Közl. 30, 114 p.

- Noszky J. (1927): Tisza I. Tudományos Társulat Honismereti Bizottság Kiadványa, Karcag, 149 p.
- Szádeczky-Kardoss E., Vidacs A., Varrók K. (1959): Az MTA Geokémiai Konferenciakiadványa, X. Oszt., 35 p.

Székely A. (1960): Földrajzi Közlemények, VIII/3 (LXXXIV), 251–278.

Varga Gy., Csillagné Teplánszky E., Félegyházi Zs. (1975): MÁFI Évkönyv, LVII, 1, 575 p.

Zelenka, T., Pécskay, Z., Kiss, J. (2001): PANCARDI 2001 Meeting, MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, Sopron, 2. p. 16.

Zelenka T., Póka T., Mártonné Szalay E., Pécskay Z. (2004): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 74, 84.

Zelenka T. (2010): Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, 27-38.

## NYÍLT RENDSZERŰ MAGMÁS FOLYAMATOK A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUMBAN

Pál-Molnár Elemér<sup>1,\*</sup>, Batki Anikó², Kiss Balázs<sup>1,3</sup>, Jankovics Mária Éva<sup>1,2</sup>, Almási Enikő Eszter<sup>1,4</sup>, Heincz Adrián<sup>1</sup>, Kiri Luca<sup>1</sup>, Szemerédi Máté<sup>1,2</sup>, Lukács Réka<sup>1,2</sup>, Mészáros Előd<sup>1,2</sup>, Harangi Szabolcs²

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

<sup>2</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Budapest

<sup>4</sup> Szegedi Tudományegyetem, Környezettudományi és Műszaki Intézet, Szeged

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

#### 1. Bevezetés

Több mint egy évszázadon keresztül általánosan elfogadott elmélet volt, miszerint a mélységi magmás kőzetek sekély mélységben elhelyezkedő, hosszú élettartamú magmakamra anyagának megszilárdulásával alakultak ki. Az elmúlt néhány évtized geofizikai, geokémiai, petrológiai, vulkanológiai és szerkezeti megfigyelései gyakran ellentmondanak a klasszikus magmakamra elméletnek (pl. Cashman et al., 2017). A magmás folyamatok termodinamikai és mechanikai törvényeket ötvöző, modern fizikai modelljei rávilágítottak, hogy a magmakamrák felépítése és kialakulása a kéreg/ litoszféra teljes vastagságában nyomon követhető és jóval bonyolultabb folyamat, mint ahogy azt korábban feltételezték. A kialakuló olvadékok a kéreg/litoszféra sekélyebb régióiban halmozódnak fel egy olyan magmakamrát létrehozva, amely egy nagy kiterjedésű magmás rendszer legfelső – felszínhez legközelebbi – részét képviseli. A magmatározókban olyan nyílt rendszerű folyamatok mehetnek végbe, mint a kéregasszimiláció (DePaolo, 1981) vagy az ismétlődő magmabenyomulás (Anderson, 1976). Mindezek mellett már az alsó litoszférában megindul a frakcionáció és az olvadék elkülönülése (pl. Hildreth, Moorbath, 1988; Annen et al., 2006), valamint folyamatos átmenet figyelhető meg a litoszféra mélyebb régióira jellemző mafikus kumulátumok és a felső kéreg gránitos intrúziói között (Jagoutz, Schmidt, 2012).

A kérget átszelő magmás rendszerek (trans-crustal magmatic systems – TCMS) zömében kristálykásából (crystal mush) épülnek fel. Kristálykásának nevezzük az olvadék és ásványok olyan rendszerét, amelyben a kristályok alkotta "váz" üregeit olvadék tölti ki. A kristálykása anyaga vulkáni működés során glomerokristályok, zárványok formájában kerülhet a felszínre. Ezzel szemben a kitörésre alkalmas magma (eruptible magma) olvadékból és az abban szuszpendált állapotban lévő kristályokból (± könnyenillókból) áll. A magma és a kristálykása közötti átmenetet egy szűk tartomány (kristályossági fok: 50–65%) képviseli, amelyben a viszkozitás több nagyságrenddel megnövekszik és a kristály-olvadék szuszpenzió nem-Newtoni folyadékká válik (Whitney, 1988; Carrichi, Blundy, 2015).

Vagyis geofizikai, geokémiai és petrológiai megfigyelések alapján a litoszférát átszelő magmás rendszerek olvadék, kristályok és könnyenillók együtteséből épülnek fel, e komponensek heterogén tér- és időbeli eloszlásúak.

Az olvadékok litoszférabeli eloszlása nem ismert pontosan, ugyanis a szeizmikus tomográfiás felvételek felbontása nem teszi lehetővé az 1 km-nél kisebb méretű, olvadékban gazdag régiók azonosítását. Az alsó kéregbeli olvadékok heterogén eloszlásúak (pl. McKenzie, 1984; Solano et al., 2012; Connolly, Podladchikov, 2015), mikroskálán a szemcsehatárok mentén jelennek meg, nagyobb mérettartományban pedig rétegzett lencséket alkotnak (pl. Toba-kaldera, Indonézia; óceánközépi hátságok, Izland, kontinentális riftzónák).

A felszínre került kőzetanyag (láva és piroklasztitok) összetételének és szövetének vizsgálatából ugyan következtethetünk a magmatározóban uralkodó körülményekre, a teljes magmaösszetétel vizsgálatával nyomon követhetjük a magma fejlődését (pl. McKenzie, 1984; Solano et al., 2012; Connolly, Podladchikov, 2015), azonban – ezekből következtetve, sajnos – nincs mód a mélységi magmás képződmények teljes körű és pontos jellemzésére.

A Ditrói Alkáli Masszívumban – a magmás kőzettan klasszikus mintaterületén – egy fosszilis magmatározó-rendszer megszilárdult kőzetanyaga tárul fel, azaz közvetlenül vizsgálhatók olyan nyílt rendszerű, a litoszférát átszelő magmás folyamatok, amelyek a felszínre került kőzetanyag összetételének és szövetének vizsgálatából csak közvetetten tárhatók fel. A fentiek ismeretében kutatásaink a magmás benyomulás eddigi vitatott korának pontosítására, a kristálykása és magmabenyomulások közötti kölcsönhatások feltárására, a magmatározó folyamatok in situ – integrált szerkezeti és szöveti módszerekkel történő – leírására, valamint a különböző olvadékok és a falkőzet, illetve a befogadó kőzet kölcsönhatásának megismerésére irányultak.

A Ditrói Alkáli Masszívum [a továbbiakban DAM] első, 1833-as irodalmi említése óta (Lilienbach, 1833) az európai geológusok, petrográfusok érdeklődésének középpontjában áll. Az elmúlt több mint másfél évszázad kutatásai (Pál-Molnár, 1994a), a térség politikai hovatartozásától függetlenül, alapvetően határozták meg a hazai és főleg a nemzetközi magmás petrográfia nevezéktanának kialakulását. Ezt a kutatási folyamatot olyan hazai és nemzetközi geológusok neve fémjelzi, mint Herbich Ferenc, Fellner Alajos, Koch Antal, Szádeczky Gyula, Mauritz Béla, Vendl Miklós, Földvári Aladár, Pantó Gábor, Alexandru Codarcea, Emil Constantinescu, Brian Upton, Godfrey Fitton, Jakab Gyula és Albert Streckeisen.

### 2. A Ditrói Alkáli Masszívum földrajzi és földtani környezete

A DAM földrajzi értelemben a Gyergyói-havasok (Munții Giurgeu) (Románia) D-i, DNy-i részét képezi. A Gyergyói-havasok középmagas hegység a Keleti-Kárpátokban, Hargita megyében (1. ábra). Felszínen látható részének átmérője ÉNy–DK irányban 19 km, DNy– ÉK irányban 14 km. Területe, a határzónákkal együtt kb. 225 km2.

A DAM a Keleti-Kárpátok kristályos (metamorf) kőzettömegébe nyomult be és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben.



 ábra – A Gyergyói-havasok domborzatmodellje (pirossal jelölve a DAM földtani határvonalát)

A Központi Keleti-kárpáti-öv, vagy kristályos mezozoos öv az Erdélyi-medence aljzatát képező Géta kraton leforgácsolódott peremi részéből származó nyírásos eredetű takarórendszer. Săndulescu (1984) a takarórendszert Középső-Dacidáknak, Balintoni (1997) származási helyük alapján Keleti-Getidáknak nevezte. A takarórendszer 25-50 km széles övben követi nyugatról a Külső Dacidákat. Az egymásra torlódott alpi takarókból álló rendszer a krétában (ausztriai tektogenezis) alakult ki, a takarók vergenciája keleti (2. ábra). A Középső-Dacidákban Săndulescu (1984) alulról felfele a következő alpi takarókat különböztette meg: Infrabucovinai, Subbucovinai és Bucovinai. Mindegyik takaró prealpi metamorf kőzetekből és permo-mezozoos rétegsorokból áll, a legfiatalabb képződmény is késő-albai előtti. A Keleti-Getidák aljzatának prealpi tektonikai egységei főleg a Bucovinai- és Subbucovinai-takarókban követhetők és felülről lefele a következők: Rarău-takaró, Putna-takaró, Pietrosu Bistriței-takaró, Rodna-takaró (Balintoni et al., 1983). Az egyes takarók kőzettanilag egységesek, egy litocsoportból épülnek fel, kivéve a Rarău-takarót, amelyet az Infrabucovinai alpi takaróban két litocsoport jellemez. Vodă, Balintoni (1994) és Balintoni (1997) alapján a prealpi takarókat a következő litocsoportok alkotják: Bretila litocsoport és a Hagymási granitoidok (Rarăutakaró), Rebra litocsoport (Rodna-takaró), Negrișoara litocsoport (Pietrosu Bistriței-takaró), Tulgheș litocsoport (Putna-takaró), Rodna litocsoport (Infrabucovinai alpi takaró). A prealpi tektonikai egységek vergenciája nyugati, fordítottja az alpinak.

A későbbiekben Balintoni, Balica (2013) és Balintoni et al. (2014) a Géta Domén Középső-Dácidák aljzatának kőzeteit a következő prevariszkuszi, peri-Gondwana terrénumokra osztották: Bretilaterrénum (Bretila metamorf egység, Hagymási granitoidok) és késő paleozoos fedőkőzetei a Rarău-takaró aljzatában, Tulgheş-terrénum (Tulgheş metamorf egység) a Putna-takaró aljzatában, Negrişoaraterrénum (Negrişoara metamorf egység, Pietrosu porfiroidok) a Pietrosu Bistriţei-takaró aljzatában és Rebra-terrénum (Rebra metamorf egység) a Rodna-takaró aljzatában (1. táblázat, 3. ábra). Az ordovíciumban a Bretila-, Negrişoara- és Rebra-terrénum kőzetei közepes fokú (sztaurolit–kyanit zóna), míg a Tulgheş-terrénum kőzetei alacsony fokú (klorittól a biotit zónáig) metamorfózison estek át (Balintoni, Balica, 2013).

A DAM szerkezetileg a Bucovinai-takaróhoz tartozik (2. ábra) és annak négy prealpi terrénumával (litocsoportjával) (Bretilaterrénum, Rebra-terrénum, Negrişoara-terrénum, Tulgheş-terrénum) van kontaktusban (Pál-Molnár, 2000) (3. ábra). A Bretila metamorf egység kőzetei és a DAM közvetlen kontaktusa a felszínen mindösszesen 200 m-en figyelhető meg a masszívum ÉK-i és K-i részén a Nagyrez-patak (Pârâul Rezul Mare) forrásvidékénél. A Rebra metamorf egység kőzetei és a DAM kontaktusa a masszívum DNy-i részén, Szárhegy (Lăzarea) térségében követhető. A DAM-ot a felszínen gyakorlatilag teljes egészében a Tulgheş-terrénum kőzetei övezik, jól követhető szaruszirt zónával. A Negrişoara metamorf egység kőzeteinek, valamint a DAM kőzeteinek kontaktusa felszínen nem dokumentált, ezen határzónák csak fúrásokból ismertek.



2. ábra – A Keleti-Kárpátok szerkezeti egységei a Ditrói Alkáli Masszívummal

1. táblázat – A Keleti-Kárpátok terrénumainak kora, geotektonikai környezete és származási helye (Balintoni et al., 2014)

Keleti-Kárpátok	Terrénum/metamorf egység	Geotektonikai környezet	Kor	Származási hely
	Bretila/Bretila Tulgheş/Tulgheş Negrişoara/Negrişoara Rebra/Rebra	Aktív kontinentális peremi vulkáni ív Ív mögötti környezet Passzív kontinentális perem Passzív kontinentális perem	Ordovicium Ordovicium Ordovicium Ordovicium	ÉK Afrika ÉK Afrika ÉK Afrika ÉK Afrika



3. ábra – A Keleti-Kárpátok aljzatának (Középső-Dacidák) prealpi földtani-szerkezeti térképe Kräutner (1996–1997), 1997), Balintoni (1997), Balintoni, Balica (2013) és Balintoni et al. (2014) alapján

### A Ditrói Alkáli Masszívum kőzettani felépítése

A DAM teljes területének 1:50000 méretarányú digitális földtani térképe a 4. ábrán látható.

A 225 km2-en felszínre bukkanó DAM-ból további kutatás és mintagyűjtés céljából azt a területet választottuk ki, ahol a masszívum legtöbb kőzettípusának természetes feltárása található. Ez a terület az Orotva-patak medencéjétől északra eső egység (a DAM északi része) (1:5000-es méretarányú földtani térkép; 5. ábra).

A masszívum petrográfiailag nagyon változatos. Több magmás kőzettípus és a hazai, illetve a nemzetközi szakirodalomban meghonosodott magmás kőzetnév (ditróit – szodalitos nefelinszienit, orotvit – alkaligabbró-alkalidiorit, ditróessexit – alkalimonzogabbróalkalimonzodiorit) locus typicusa.

Ásványtani és teljes kőzet geokémiai adatok (kb. 150 db. reprezentatív geokémiai elemzés és több mint ezer modális térfogatszázalékos ásványtani kimérés) alapján a masszívumban a következő kőzetek bukkannak a felszínre: kumulátumkőzetek (s.l. hornblenditek), s.l. bazanitok, s.l. dioritok, monzodioritok, monzonitok, kvarcszienitek, szienitek, alkáliföldpátszienitek, gránitok, nefelinszienitek, ijolitok, tinguaitok és s.l. lamprofirok.

A teljes kőzet geokémiai adatok két különböző magmás sorozatra utalnak.

Megjegyzendő, hogy a teljes kőzet geokémiai adatok nyílt rendszerű magmatározók esetében az egyes kőzetek ásványarányainak függvényei (amely ásványok különböző frakcionációs – pl. gravitációs – folyamatok eredményei), ezért ezek az adatok a petrográfiai leírásokon túl csak megfelelő óvatossággal használhatók szülőolvadékok meghatározására.

### 4. A Ditrói Alkáli Masszívum szerkezeti és koradatai

DAM közvetlen kontaktusa üledékes kőzetekkel sehol sem figyelhető meg, így keletkezési korának meghatározásában nem segít a biosztratigráfia. A DAM által áttört prealpi takaróképződés paroxizmusa a saali (kora perm) tektogenezishez köthető. Az alpi takarók (többek közt a Bucoviani-takaró is) a kréta orogén fázisok (ausztriai, larámi) során jöttek létre. A Bucovinai-takaróképződés kezdetét az apti korszakra szokás tenni. Első megközelítésben tehát elmondható, hogy a DAM a saali és a larámi orogén (tektonikai) fázisok közötti időben keletkezett.

#### 4.1. Szerkezeti megfigyelések

A terepi szerkezeti és kőzettani megfigyelések a következő fontosabb összefüggésekben fogalmazhatók meg:

a. Nem célszerű – sem kőzettanilag, sem genetikailag – a kumulátumkőzetek (hornblenditek)-gabbrók-dioritok külön-külön komplexumokba történő besorolása (pl. Anastasiu, Constantinescu, 1979; Zólya, Zólya, 1985; Zólya, Zólya, 1986; Pál-Molnár, 1988). A földtani térképről (4., 5. ábrák) egyértelműen kitűnik, hogy ezek a kőzetek térben mindig egymás szomszédságában, egymással összefogazódva, egymás közti fokozatos átmenetben, vagy mafikus keveredési kőzetzárványokként jelennek meg. Tehát egy bonyolult felépítésű és tektonikájú litosztratigráfiai egységről van szó. Ezek a kőzetek nemcsak petrográfiai, hanem petrogenetikai értelemben is értelmezésre szorulnak. Az ultramafikus és mafikus kőzettípusokat Tarniţa Komplexum (ejtsd: Tarnica; a tarniţa [rom.] szó jelentése: nyereg, fanyereg) néven egy kőzetkomplexumba soroltuk (Pál-Molnár, 2000).

b. Terepen nehezen követhető graduális átmenetek figyelhetők meg a dioritok (mela→leuko), monzodioritok, monzonitok, kvarcmonzonitok és szienitek között. Kőzettani határ nem térképezhető, a kőzettesteket különböző – kisebb/nagyobb – vetők tagolják, felszínen az átmenetek Ny→K irányban– az Orotva-patak mentén – 6 km-en át követhetők.

c. Folyamatos átmenetek a szienitek, kvarcszienitek és gránitok között is megfigyelhetők.

d. A szienitek és gránitok kisebb-nagyobb metamorf xenolitokat (egyrészt a Tulgheş litocsoport kőzeteit, másrészt szaruszirt kőzeteket) tartalmaznak.

e. A Tarni a Komplexum kőzeteit alkáliföldpátszienitek járják át (cm-es nagyságrendtől több száz m nagyságrendű telérek, intrúziók).

f. A nefelinszienitek nemcsak a Tarni a Komplexum kőzeteit, hanem a diorit-szienit, szienit-gránit átmeneteket is áttörik.

g. A tinguaitok áttörik az a-f. pontokban felsorolt kőzeteket és a nefelinszieniteket is.

h. A lamprofírok a DAM összes kőzetét átjárják.

#### 4.2. Kronosztratigráfiai (abszolút kormeghatározási) eredmények

A masszívum különböző kőzeteiből (kumulátumkőzetek, dioritok, szienitek, gránitok, nefelinszienitek) származó ásványokon (amfibol, biotit, apatit, cirkon, titanit) K/Ar, valamint U-Pb kormeghatározási vizsgálatokat végeztünk. A szienitek apatit, cirkon és titanit ásványainak U-Pb módszerrel meghatározott kora 218,1±2,3,



4. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum földtani (kőzettani) térképe



5. ábra – A Ditrói Alkáli masszívum északi részének kőzettani térképe

218,6 $\pm$ 1,3 és 218,9 $\pm$ 1,4 millió év. A nefelinszienitek cirkonjainak és titanitjainak U-Pb kora 227,7 $\pm$ 2,2/–0,7, valamint 228,7 $\pm$ 2,9 millió év, az amfibol K/Ar kora 216,0 $\pm$ 8,1, a hornblenditek maximális amfibol K/Ar kora 237,6 $\pm$ 8,9 millió év. A gránitok biotit fázisainak K/Ar maximális kora 217,6 $\pm$ 8,3 millió év (9. ábra). Ezek a koradatok, valamint Dallmeyer et al. (1997) (hornblenditből szeparált amfibol 40Ar/39Ar plató-kora 231,5 $\pm$ 0,1, a gabbróból származóé 227,1 $\pm$ 0,1 millió év) és Pană et al. (2000) (szienitekből szeparált cirkon U-Pb kora 229,6+1,7/–1,2 millió év) adatai (6. ábra) a DAM viszonylag rövid, a triászban végbemenő magmás evolúciójára utalnak. Ez a megállapítás ellentmond Morogan et al. (2000) hosszú időn keresztül aktív köpenyfeláramláshoz köthető, több szakaszú magmaképződési hipotézisének, továbbá cáfolja Pál-Molnár és Árva-Sós (1995), Kräutner és Bindea (1998), valamint Pál-Molnár (2000, 2008) kétfázisú keletkezési elméletét is. A koradatok, valamint a paleotektonikai analógiák (Stampfli,



6. ábra – A DAM kőzetein napjainkig végzett kormeghatározási vizsgálatok eredményei

Borel, 2002) alapján elmondható, hogy a masszívum a középső-felső triászban (ladini-nori), a dél-európai kontinentális peremen, lemezen belüli, riftesedő tektonikai környezetben alakult ki. Ebben a rövid magmafejlődési szakaszban – miután az egyes kőzetek koradatai átfednek – az egyes magmás eseményekhez köthető kőzetek kialakulási sorrendje, figyelembe véve a terepi összefüggéseket is, a következő: kumulátumkőzetek – dioritok – monzodioritok – monzonitok – szienitek – kvarcszienitek –gránitok – nefelinszienitek – tinguaitok – lamprofirok.

### 5. Szülőmagma (elsődleges magma?) – a kamptonitok petrogenetikai jelentősége

A masszívum kőzeteit – mint már említettük – lamprofír telérek törik át. A telérek, összetételüket tekintve két kőzettani típusba sorolhatók: piroxénes és piroxénmentes kamptonitok (7. ábra). A piroxénes kamptonitokban Al-Fe diopszid fenokristályok, kalcit és albit összetételű ocellumok, valamint egykori olivinek jelenlétét tanúsító uralitos pszeudomorfózák jelennek meg kaersutit, Ti-gazdag annit és albit-oligoklász összetételű alapanyagban. A piroxénmentes kamptonitok alapanyagában nem fordul elő sem klinopiroxén fenokristály, sem egykori olivinre utaló másodlagos ásványtársulás; fő kőzetalkotói a K-gazdag hastingsit-magnesiohastingsit, Ti-gazdag annit, illetve az albit-andezin összetételű plagioklász földpát. A jellegzetes ocellumokat itt főként szilikát ásványok töltik ki.

A kamptonitok egyenletesen csökkenő CaO és FeOt koncentrá-



7. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofír teléreinek jellegzetes szöveti képe

A. Klinopiroxén fenokristályok kaersutit és plagioklász földpát összetételű alapanyagban (piroxénes kamptonit); B. Szilikátos ocellum hastingsit, biotit és plagioklász összetételű alapanyagba ágyazva (piroxénmentes kamptonit).

ciója, illetve Yb/Eu aránya csökkenő Mg# mellett az amfibolok nagymértékű frakcionációját jelzi. A két amfibol populációra hasonló kristályosodási körülmények jellemzőek. A piroxénes kamptonitok kaersutitja 7-9 kbar nyomáson és 760-840 °C hőmérsékleten, míg a piroxén mentes kamptonitok hastingsitje 6-9 kbar nyomáson és 670-780 °C hőmérsékleten kristályosodott. Az Al-Fe diopszid összetétele nagy, kb. 12–20 kbar nyomású és 1220–1300 °C hőmérsékletű kristályosodási körülményekre utal. A piroxén mentes kamptonitokban nagymennyiségű titanit kristályosodása a kamptonitos olvadék differenciáció során csökkenő TiO2 és V tartalmát eredményezi. Ezzel ellentétben a piroxénes kamptonitokban a kaersutit képviseli a jelentős Ti-fázisú ásvány frakcionációját. A kalcit, albit és biotit+magnetit/titanit összetételű ocellumok nagy valószínűséggel az illódús olvadék késő fázisú szegregálódásával keletkeztek, amely CO2-ben gazdag "gázbuborékok" keletkezését eredményezte a már korábban kikristályosodott amfibolgazdag alapanyagban. A szilikátos, túlnyomóan plagioklászt tartalmazó ocellumok viszont a maradék szienomonzonitos összetételű intersticiális olvadék szeparálódásával keletkezhettek, amit az ocellumokban és az alapanyagban lévő plagioklászok hasonló összetétele bizonyít.

A kamptonitok Nd izotópértékei (143Nd/144Nd=0,51258-0,51269, ɛNd=+4,0-+6,1) a telérkőzetek köpeny eredetére, valamint a masszívum lemezen belüli, riftesedő tektonikai környezetben történő kialakulására utalnak. Modellszámítások szerint a kamptonitok egy LIL (large ion lithophile) és nagy térerejű (HFS – high field strength) nyomelemekben gazdagodott, 4% pargazitos amfibolt tartalmazó gránát peridotit forráskőzet igen kisfokú (1–4%-os) parciális olvadásával keletkeztek (8. ábra).

A forrásrégió nyomelemekben való dúsulása egy szublitoszférikus metaszomatizált zóna jelenlétére utal, amelyet amfibolgazdag  $\pm$  karbonát  $\pm$  oxidok  $\pm$  apatit  $\pm$  klinopiroxén-tartalmú erek jártak át. Ennek a metaszomatikus zónának tulajdonítható az Si-telítetlen-telített kamptonitos magma illódús karaktere. A Nd izotópértékek és az erősen inkompatibilis nyomelem-összetétel azt is mutatja, hogy a kamptonitok egy asztenoszférikus HIMU (high 238U/204Pb (µ) mantle) típusú köpenykomponens jellegekkel rendelkező OIB forrásrégióból származnak.

A kamptonit telérek ásványtani és kőzetkémiai szempontból erős hasonlóságot mutatnak a kumulátumkőzetekkel (s.l. hornblenditekkel), gabbrókkal és dioritokkal, ami szoros petrogenetikai kapcsolatukra utal. Továbbá, eddigi ismereteink szerint, a kamptonitok képviselik az egyetlen bazaltos-bazanitos olvadékot, amely a masszívum teljes területét átjárja, ezért úgy gondoljuk, hogy megfeleltethetők a masszívum szülőmagmájával.

### 6. Gravitációs frakcionáció – kumulátumkőzetek

A Tarniţa Komplexum a DAM északi területének jellemző ultramafikus és mafikus kőzetegyüttese. A komplexum É-i és Ny-i részén a dioritos befogadó kőzetben nagy mennyiségben fordulnak elő ultramafikus kumulátumlencsék, -tömbök.

A kumulátumkőzetek a kristályok akkumulálódása során jönnek létre (Wager et al., 1960) és két fő összetevőjük van. A kumulusz, olyan kristályok csoportjából áll, amely a kumulátumkőzet vázát alkotja, a posztkumulusz, vagy interkumulusz,

olyan olvadék kristályosodásának terméke, amely a szemcseközi térben kristályosodik. A kumulusz anyaga normál frakcionációs kristályosodással keletkezik, kogenetikus ásványokat tartalmaz, a posztkumulusz (vagy interkumulusz) kialakulása során, az interkumulusz olvadékból történik a kristályosodás és eközben a kumulusz kipréselődik. Irvine 1982-ben a kumulátumkőzeteket az interkumulusz mennyisége alapján osztályozta. Megkülönböztet: ortokumulátumot (interkumulusz anyag a kumulátum kőzet 25-50%-át alkotja), mezokumulátumot (kevesebb a posztkumulusz anyag és ez ránő a kumulusz kristályokra, ilyenkor a poszkumulusz anyag a kumulátumkőzet 7-25%-át alkotja) és adkumulátumot (az interkumulusz kis mennyiségben van jelen, általában egyensúlyba került a kumulátum anyagával, a kumulátum kőzet 0-7%-át alkotja).

A DAM-ban az olivin- és piroxén-tartalmú, valamint a szinte monomineralikus hornblende-tartalmú orto- és mezokumulátumok (9. ábra) szöveti- és geokémiai jellemzőik alapján a magmatározó alsó részén kialakult vertikális kőzetsorozatot képviselik. A terepi megfigyelések megerősítik a feltételezést, miszerint e kőzetek gravitációs akkumuláció útján alakultak ki. Az alpi hegységképződési folyamatok következtében a masszívum elszakadt gyökérzónájától és kibillent eredeti helyzetéből, így sajnos terepen csak a kumulátum-szerkezet felső része tanulmányozható.

Az ultramafikus kumulátumokban kumulusz és interkumulusz fázisú amfibol egyaránt előfordul. Az olivin, diopszid és augit szintén a kumuluszásványokat képviselik, amelyek a kristályosodás korai szakaszában alakultak ki, majd gravitáció útján halmozódtak fel (12. ábra). A teljes kőzet geokémiai elemzések alapján a SiO2-tartalom és Mg# csökkenésével párhuzamosan nő a CaO, FeOt, TiO2 és P2O5tartalom, amelyből arra következtethetünk, hogy a kristályakkumulációval egyidőben apatit, magnetit és titanit is kristályosodott.

Az ultramafikus kumulátumok bazanitos összetételű szülőmagmából származtathatók. A becsült Mg# és nyomelem-koncentráció alapján az olivintartalmú kumulátumok kumulusz olivinjét és klinopiroxénkásáját létrehozó szülőolvadék korai/primitív lamprofiros összetételű lehetett. Az amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumok kumulusz fázisú klinopiroxénje a számítások alapján lamprofiros összetételű szülőolvadékból kristályosodott. A becsült szülőolvadék-összetételek közötti eltérés többszörös magmabenyomulással magyarázható. Az interkumulusz amfibol egyensúlyi olvadéka jóval primitívebb összetételt mutat, mint a lamprofiroké, míg a kumulusz fázisú amfibol a lamprofirnál jóval fejlettebb olvadékból származtatható. Az ultramafikus kőzetek RFF-lefutása alapján lemezen belüli tektonikai környezetre (riftesedő kontinentális perem és/vagy köpenycsóva) következtethetünk.

A kristályosodás során uralkodó, becsült nyomás- és hőmérsékletviszonyok (0,7 GPa, 1000–1050°C) alapján a kumulátumkőzetek az alsó-kéregben (22,4±3,9 km) alakultak ki.

### 7. Magmakeveredés

A hazai szaknyelvben a magmakeveredés kifejezést különböző folyamatokra használjuk, amelyeket fontos egymástól elkülöníteni. A magmakeveredés lehet csak fizikai keveredés (magma mingling), azonban ha két magma kémiailag is elegyedik egymással, vagyis olvadék–olvadék keveredés is zajlik, akkor kémiai elegyedésről (magma mixing) beszélünk (Dingwell, 2009). A következőkben ezért kitérünk a fogalmak pontos jelentésére és javasoljuk, hogy a későbbiekben a hazai szaknyelvben – ha magmakeveredésről van szó – az alábbi magyar fogalmakat használjuk.

#### Magmakeveredés (mingling)

Ha két eltérő kémiai összetételű magma a keveredés során nem alakít ki egy új, homogén, köztes összetételű magmát, akkor keveredésről beszélünk (Frost, Mahood, 1987). Keveredés esetén a magmák "együtt mozognak, miközben megtartják egyedi tulajdonságaikat" (Michel et al., 2016), vagyis egy heterogén keverék jön létre, amelyben "diszkrét" csomagok formájában vannak jelen a keveredő szélsőtagok.

Magmaelegyedés (mixing)

Frost, Mahood (1987) az elegyedést két eltérő kémiai összetételű magmának a keveredéseként értelmezik, amely során egy 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) homogén(ek) és köztes geokémiai összetételt, a keveredő szélsőtagok között lineáris trendet mutat(nak) (Campos et al., 2002).

A két folyamat általában együtt megy végbe, és gyakran eredményez finomszemcsés lencséket, amelyeket az angol nyelvű szak-



8. ábra – A kamptonitok parciális olvadása modellszámítások tükrében Gránát Iherzolit olvadási görbéi (A, C), spinell Iherzolit olvadási görbéje (B), gránátamfibol Iherzolit olvadási görbéi (D, E) nem-modális részleges olvadás esetén. Forrásrégió összetétele: primitív köpeny (A, B olvadási görbék) Palme, O'Neill (2004) alapján; gazdagodott asztenoszférikus köpeny (C, D, E olvadási görbék) Seghedi et al. (2004) alapján. A kamptonitok részleges olvadása az E görbe mentén valósult meg, amelyet frakcionációs kristályosodás (FC) követett.

irodalom "mafic magmatic enclave" vagy "mafic microgranular enclave" (MME) (mafikus magmás enklávé vagy mafikus finomszemcsés enklávé) néven említ (Campos et al., 2002; Michel et al., 2016). Ezek a lencsék általában sötétebbek (mafikusabbak), mint a befogadó kőzet. Jelen dolgozatban keveredési kőzetzárványnak nevezzük őket.

#### 7.1. Tarnița Komplexum

A Tarniţa Komplexum Ny-i részén, az Orotva-patak és a Felső-Pietrăriei-patak összefolyásánál található mélységi magmás kőzettestben kialakított 3×3 m széles és 7 m magas kivágott tömb után visszamaradt mesterséges feltárás (10. ábra) egyedülálló betekintést enged az egykori magmatározóban zajlott keveredési és elegyedési folyamatokba, illetve az új magmabenyomulások során feltépett, korábban kikristályosodott magmás kőzetfragmentumok bekeveredési mechanizmusába.

A vizsgált mélységi magmás test szerkezete egy ~60 m2-es síkfelületű falon tanulmányozható (10. ábra). A feltárásban látható befogadó kőzetben (szürke, középszemcsés, irányított szövetű és szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű diorit) négy különböző keveredési kőzetzárvány [mafikus kőzetzárvány; földpátszemes kőzetzárvány; porfíros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárvány és ultramafikus kőzetzárvány] és egy eltérő eredetű felzikus kőzetzárvány típus figyelhető meg. A keveredési kőzetzárványok modális összetételük alapján mezokrata–, melanokrata dioritok és piroxénhornblenditek, a felzikus kőzetzárványok pedig hololeukokrata dioritok. A különböző kőzettípusok részletes makroszkópos és mikroszkópos vizsgálata alapján a következők állapíthatók meg:

a. A szürke, középszemcsés és durvaszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzetben (mezokrata diorit) nagy mennyiségű mafikus kőzetzárvány (mezokrata diorit), illetve elszórtan felzikus kőzetzárvány (hololeukokrata diorit); földpátszemes kőzetzárvány (mezokrata diorit); porfíros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárvány (melanokrata diorit) és ultramafikus kőzetzárvány (piroxénhornblendit) látható.

b. A kőzetzárványok leggyakrabban lekerekítettek, ellipszis alakúak és elhelyezkedésük párhuzamos egymással és a befogadó kőzet irányítottságával. A zárványok körül fekete, változó vastagságú mafikus perem jelenik meg, amely olykor a lencséhez kapcsolódva elnyúlik, vagy önálló szalagok (slírek) formájában látható a befogadó kőzetben. A mafikus perem kialakulása a keveredő magmák dermedési folyamatához (quenching) és/vagy a könnyenilló feldúsulásához kapcsolódik, míg a perem leválása és a zárványok irányítottsága a magmatározóban lejátszódó plasztikus deformációval együtt járó keveredési folyamatokkal magyarázható.

c. A magmakeveredés gyakori velejárója a kristálycsere (crystal transfer). A vizsgált ásványok számos esetben mutatnak olyan jellegzetes mikroszöveti bélyegeket, amelyek e kristálycsere folyamathoz köthetők a benyomuló és a befogadó magma között. A magmakeveredés és kristálycsere folyamatok legfontosabb szöveti bizonyítékai a különféle zónásságot mutató és különböző zárványgazdag plagioklászok, az amfibol köpennyel rendelkező piroxének és a plagioklászokban megjelenő tűs apatit kristályok.

d. A lekerekített, ellipszis alakú zárványok megjelenése és a kőzetek szöveti irányítottsága alapján feltételezhető, hogy a befogadó kőzet és a zárványok magmák formájában kerültek interakcióba. Ezzel szemben a felzikus kőzetzárvány (pl. hololeukokrata diorit) már kikristályosodott állapotban került a magmatározóba.

A magmatározóban dinamikus magmakeveredés zajlott, amely irányított kőzetszövetet eredményezett. Az ásványok a mikroszöveti bélyegek mellett a magmák közötti kristálycsere (crystal transfer) folyamatát is jelzik. A vizsgált host kőzetek és a bennük megjelenő kőzetzárványok fő- és nyomelem geokémiai elemzése alapján a kőzettípusok kémiai összetétele széles tartományban változik, bár a mafikus lencse és a host kőzetek összetétele nagyon hasonló. SiO2 – (Na2O+K2O) rendszerben (TAS) a felzikus kőzetzárványok monzogabbrók; a host kőzetek, a mafikus lencse, valamint a földpátszemes kőzetzárványok foidgabbrók; míg a porfiros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárvány és ultramafikus kőzetzárvány foidolit. A Harker-diagramok több esetben mutatnak közel lineáris trendet (TiO2, Al2O3, Fe2O3, MgO, V, Sr vs. SiO2), amely két szélső tag – jelen esetben a felzikus kőzetzárvány (felzikus

szélső tag) és az ultramafikus kőzetzárvány (mafikus szélső tag) – különböző mértékű elegyedését is jelenthetné, létrehozva a köztes (hibrid) kőzettípusokat. Azonban a kőzettípusok makroszkópos, mikroszkópos és szöveti tulajdonságai, továbbá a minden elemre kiterjedő lineáris trend hiánya megkérdőjelezi a feltárásban látható kőzetek egymásból történő levezethetőségét egyszerű elegyedési (mixing) folyamattal. A lineáris eloszlási trendek feltételezhetően a különböző kőzetalkotó ásványok eltérő modális összetétele miatt alakulnak ki.

A feltárásban megjelenő kőzetek C1 kondritra normalizált nyomelem lefutásaiban nem tapasztalható jelentős eltérés, különbség elsősorban csak a koncentrációban látható. A hasonló nyomelem mintázatok arra engednek következtetni, hogy a feltárást alkotó kőzettípusok ugyanabból a forrásból táplálkoztak (kogenetikusak), viszont eltérő fejlődési állapotokat tükröznek és az új magmabenyomulás (magma recharge) a korábban kialakult kőzetdarabokat feltételezhetően egy sekélyebb magmatározóba szállította.

A kőzetalkotó ásványok fő- és nyomelem összetételében nem látható jelentős különbség. A plagioklászok késői kristályosodást mutatnak. An-tartalmuk 19-31% között változik és csak a felzikus kőzetzárványok esetén látható nagyobb eltérés (48-51% An). A porfíros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárvány poikilites plagioklászaggregátumaiban nagyobb Antartalommal rendelkező plagioklász magok jelennek meg, melyeket éles váltással átlagos An-tartalmú továbbnövekedések vesznek körül. Az ilyen típusú mikroszövetek megjelenése gyakori a kristálycsere (crystal transfer) során. Ezzel ellentétben az amfibolok összetételére nem jellemző agymértékű változékonyság. A különböző kőzetekben megjelenő amfibolok kis AlIV és Ti eltérése nem utal a kristályosodást zavaró folyamatokra. Az egységes nyomelem-lefutások tovább erősítik a teljes kőzetnél is jellemző közös forrásból történő kialakulás lehetőségét. Az ultramafikus kőzetzárványban nagy mennyiségben megjelenő piroxének fő- és nyomelemtartalma hasonlóságot mutat a szienitek és dioritok Na-Fe diopszidjaival, amelyek Batki et al. (2018) szerint Na-gazdag magmából kristályosodtak.

A teljes kőzet, valamint az ásvány fő- és nyomelemgeokémiai adatok alapján arra következtethetünk, hogy a feltárásban megjelenő host kőzetek és kőzetzárványok közös forrásból származtak, azonban a megjelenő mikro- és makroszövetek és -szerkezetek különböző kristályosodási állapotokat tükröznek.

A geokémiai adatok alapján a magma-tározóban – a bázikusabb magma-benyomulás okozta – magmakeveredés (mingling) jelentősebb szerepet játszott, mint a magmaelegyedés (mixing), a magmakeveredést pedig kristálycsere folyamatok kísérték.



**9. ábra** – A Ditrói Alkáli Masszívum területéről származó ultramafikus kumulátumok jellemző szöveti bélyegei (A) Adkumulátum szövetű kumulusz amfibol hornblenditben, +N. (B) Olivin-tartalmú kumulátum interkumulusz amfibolja olivin-, klinopiroxén- és magnetitzárványokkal, +N. (C) Magnetitzárványos ortopiroxén olivin-tartalmú kumulátumban, BSE-felvétel. (D) Nagy méretű ( $\leq$  4 mm) diopszid amfibol- és piroxén-tartalmú kumulátumban, BSEfelvétel. (E) Poikilites szövetű, klinopiroxén- és magnetitzárványokat tartalmazó amfibol amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumban, +N. (F) Mezokumulátum szövetű kumulusz amfibol és titanit interkumulusz plagioklásszal amfiboltartalmú kumulátumban, +N. (G) Apatitzárványos titanit amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumban, +N. (H) Apatit- és magnetitzárványok amfibol-tartalmú kumulátum amfiboljában, +N.



**10. ábra** – A – A Tarniţa Komplexum mesterséges feltárása az Orotva- és a Felső-Pietrăriei-patak összefolyásánál; B–C – A feltárás alsó része, ahol tömeges a mafikus keveredési kőzetzárványok megjelenése; D – A feltárás középső, keveredési kőzetzárványokban szegény része; E – A mafikus lencsék eloszlása és megjelenése a feltárás felső részén a) Szürke, középszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet; b) Szürke, durvaszemcsés, irányított szövetű befogadó kőzet; c) Felzikus kőzetzárvány; d) Mafikus kőzetzárvány; e) Fekete, mafikus szalag ("slír"); f) Porfíros (földpátaggregátumos), mafikus kőzetzárvány; g) Ultramafikus kőzetzárvány.

#### 7.2. Szienitek

A szienitek a masszívum É-i, D-i és DK-i területein bukkannak a felszínre telérfázisként (pl. kumulátumkőzetekben) és önálló kőzettestként is, folyamatos átmenetekben a kvarcszienitek és gránitok között. Mindkét típus leggyakoribb kőzetalkotó ásványai az alkáli- és plagioklász földpátok (szienit: 67–81 és 18–26 V/V%; szienit aplit: 65-83 és 13-22 V/V%). A szienitekben a színes elegyrészek (amfibol, biotit, klinopiroxén) általában több ásvány alkotta aggregátumok formájában vannak jelen, önállóan előforduló kristályaik ritkák. A szienit aplitokban a mafikus ásványokat legnagyobb számban (0-5 V/V%) a biotit képviseli, amely mellett nem számottevő mennyiségű amfibol (0-2 V/V%) és klinopiroxén (0-4 V/V%) is megfigyelhető. A járulékos elegyrészek közül apatit, cirkon és titanit jelenik meg a szienitekben és szienit aplitokban egyaránt. A minden részletre kiterjedő, makroszkópos és mikroszkópos petrográfiai vizsgálat során megállapítottuk, hogy e kőzetek nem egy egységes, az eddigi tanulmányokban leírt olvadékból kristályosodtak ki. Kőzettani-szöveti-megközelítés alapján két, eltérő eredetű magma különböztethető meg: szienit alapkőzet, valamint az ebben megfigyelhető, a befogadó kőzettől éles határral elkülönülő mafikus keveredési kőzetzárványok (11. ábra). A vizsgált szienitek egyes szerkezeti- és szöveti tulajdonságai (mafikus keveredési kőzetzárványok, valamint a kétgenerációs apatitok együttes megjelenése, zárványmentes peremű földpátok) magmakeveredés és magmaelegyedés nyomait hordozzák.

A klinopiroxén-kristályokon végzett ásványgeokémiai nyomelem-analízis eredményei megerősítik a szienit alapkőzet és a benne foglalt mafikus keveredési kőzetzárványok eltérő eredetével kapcsolatos hipotézisünket.

## 7.3. A Klinopiroxének (Cpx) integrált ásványszöveti és geokémiai elemzése és értelmezése

A masszívum kőzeteiben megjelenő klinopiroxén populációk szövete és összetétele feltárja az egykori magmakamrában zajlott folyamatok összetettségét és a különböző magmák, illetve magmaforrások fejlődéstörténetét. A változatos megjelenésű és összetételű klinopiroxén kristályok olyan nyílt és zárt rendszerű magmás folyamatokra utalnak, mint az ismétlődő magmabenyomulások, kristály recirkuláció a különböző magmacsomagok interakciója során magmakeveredés, frakcionációs kristályosodás és az akkumuláció. A klinopiroxének két fő magmaforrást és fejlődési trendet jelölnek ki. A nagy Cr-tartalmú Fe-diopszid populáció egy korai kamptonitos magmából (Magma1) kristályosodott, amely bazanitos szülőmagmából eredeztethető. A Na-Fe diopszid kristályok viszont egy nióbiumban és cirkóniumban gazdag magmából váltak ki (Magma2), amely egy másik magmaforrás jelenlétére utal. A Fediopszidokat a Hd komponens fokozatos növekedése és növekvő RFF koncentráció jellemzi a Magma1 frakcionációjának előrehaladtával. Ezzel ellentétben, a Na-gazdag magmás környezetben (Magma2) a klinopiroxének folyamatos fejlődést mutatnak a Na-diopszidhedenbergit összetételtől egészen az egirin-augitos összetételig, amely növekvő Na/Ca arány mellett jelentős nehéz RFF, Nb, Zr és Hf dúsulással párosul (12. ábra).

### 8. Frakcionáció, kéregasszimiláció/kontamináció (AFC) – granitoid kőzetek

A DAM északi részén felszínre bukkanó gránitok (4–5. ábrák) kutatása a következő eredményeket hozta:

- A gránitok zömében alkáli-, enyhén peralumíniumos jellegűek. Nagy Zr, Nb, Ga, Ce, Y-tartalmuk, valamint Ga/Al, Fe/Mg arányuk, továbbá kis CaO, Sr-, Ba-tartalmuk és Y/Nb arányuk alapján lemezen belüli környezetben alakultak ki, A1-típusú gránitok.
- 2. A1-jellegükből adódóan extenziós környezethez köthető, köpeny eredetű, OIB-típusú szülőmagma differenciátumaiként értelmezhetők.
- 3. A becsült kristályosodási nyomás (370±40 MPa) alapján a gránitok a középső-felső kéregben – legfeljebb 14 km mélyen, de a Ca-amfibolok stabilitási tartományánál (~4 km) nagyobb mélységben – alakultak ki.
- 4. A gránitok fejlődéstörténetének korai szakasza Ca-amfibol, ilmenit, allanit, apatit és cirkon frakcionációjával jellemezhető, míg a későbbiekben a monacit és albit frakcionációja vált meghatározóvá. A differenciációs folyamat során folyamatos volt a káliföldpátok kristályosodása.
- A fenti megfigyelések alapján ahogy azt Morogan et al. (2000) és Pál-Molnár (2000) is feltételezték – a gránitok frakcionációs kristályosodással, köpeny eredetű szülőmagmából alakultak ki. A vizsgált kőzetek peralumíniumos jellege alapján azonban asszimilációra és kéregkontaminációra következtethetünk.

Az Ódri (2018) által végzett oxigénizotóp-vizsgálatok eredményei alátámasztják a fenti hipotézist. A gránitok cirkon- és kvarc-ásvá-



11. ábra – A szienitekben azonosított keveredési kőzetzárvány vékonycsiszolati képe és sematikus ábrázolása Rövidítések Whitney és Evans (2010) nyomán



12. ábra – Nyílt és zárt rendszerű magmás folyamatok modellje a masszívum kőzeteiben megjelenő klinopiroxének integrált szöveti és geokémiai vizsgálata alapján

nyainak 180 értéke 5,98 és 12,92‰ között változik. Ezen adatok alapján a gránitok szülőolvadékának becsült oxigénizotóp-öszszetétele 8,2–11,7‰, ami meghaladja a kizárólag köpeny eredetű gránitokra jellemző értéket. Az eltérés kéregkontaminációval magyarázható.

A Nd- és O-izotópösszetételek alapján (Ódri, 2018) a gránitok a masszívum kumulátumkőzetek (s.l. hornblenditek) – gránit kőzetsorozatát létrehozó, metaszomatikus köpeny eredetű, bazanitos összetételű, frakcionációs kristályosodással fejlődő szülőolvadék és 35–65%-nyi felső-kéreg eredetű komponens kölcsönhatásának eredményeként alakultak ki

### 9. Összefoglalás

A Ditrói Alkáli Masszívum fosszilis magmatározó-rendszere egyedülálló lehetőséget kínál a nyílt rendszerű – a litoszférát átszelő – magmatározó-folyamatok in situ vizsgálatára. A maszszívum keletkezési helyére és idejére, petrotektonikai környezetének, szülő-magmájának, magmatározó-folyamatainak (többszöri magmabenyomulás, kristály recirkuláció, magmaelegyedés, magmakeveredés, kristálycsere), valamint a magma fejlődéstörténetének (akkumuláció, frakcionáció, kéregkontamináció) szintetizálására vonatkozóan elmondhatjuk, hogy:

- A DAM új teljes területének 1:50000 és északi részének 1:5000 méretarányú – digitális földtani (kőzettani) térképe lehetővé tette az alapos petrográfiai leírásokat, valamint azokat a szerkezeti és kőzettani megfigyeléseket, amelyek meghatározzák az egyes magmás események időbeli egymás után következését;
- 2. Az új koradatok, valamint paleotektonikai analógiák alapján megállapítható, hogy a masszívum a (késő)középső, felső triászban (ladini-nori), a dél-európai kontinentális peremen, lemezen belüli, riftesedő tektonikai környezetben alakult ki;
- 3. Kimutatható, hogy a kamptonitok asztenoszférikus köpenykomponens jellegekkel rendelkező OIB forrásrégióból származnak. Ennek a szublitoszférikus, metaszomatizált, 4% pargazitos amfibolt tartalmazó – amfibol ± karbonát ± oxidok ± apatit ± klinopiroxén-tartalmú erek által átjárt – gránát peridotit forráskőzetnek az igen kisfokú (1–4%-os) parciális olvadásával keletkeztek. Ez az olvadék jó eséllyel a masszívum egyik szülőmagmája;
- 4. Sikerült bizonyítani, hogy a többszörös magmabenyomulással fejlődő magmatározó frakcionációja gravitációs akkumulációval kezdődött és a keletkező amfibol- és piroxéntartalmú kumulátumkőzetek kumulusz fázisú klinopiroxénje lamprofíros összetételű szülőolvadékból kristályosodott. A kumulátumkőzetek RFF-eloszlása megerősítette a lemezen belüli tektonikai környezetet;
- 5. A szülőolvadék frakcionációs kristályosodásával párhuzamosan a magmatározóban magmakeveredési és magmaelegyedési folyamatok zajlottak. Ezek a folyamatok jól modellezhetők mind a mafikus, ultramafikus kőzetek, mind a szienitek esetében. A magmakeveredést kristálycsere folyamatok kísérték;
- 6. A masszívum kőzeteiben a klinopiroxének komplex szöveti és geokémiai vizsgálatával, valamint szülőolvadékuk összetételének meghatározásával változatos antekristály populációk tárultak fel. A masszívum magmás fejlődéstörténetének kutatása során első ízben dokumentáltuk antekristályok recirkulációját (visszakeveredését) a dioritos, szienites, tinguaitos és ijolitos magmákban. Kutatási eredményeink rámutatnak arra, hogy ezen kristályok jelentősen módosíthatják az eredeti magma összetételét, ezért a teljes kőzet összetétel adatokat óvatosan kell kezelni és értelmezni. A klinopiroxének részletes vizsgálata rávilágított arra is, hogy az ásvány-alapú kutatások nemcsak a szubvulkáni magmás rendszerek rekonstruálása során elengedhetetlenek, hanem a mélységi magmás kőzetek genetikájának feltárásakor is;
- 7. A klinopiroxének geokémiai értelmezése két fő magmaforrást és fejlődési trendet jelöl ki. A nagy Cr-tartalmú Fe-diopszid populáció egy korai kamptonitos magmából (Magma1) kristályosodott, amely bazanitos szülőmagmából eredeztethető. A Na-Fe diopszid kristályok viszont egy nióbiumban és cirkóniumban gazdag magmából váltak ki (Magma2), amely egy másik magmaforrás jelenlétére utal. Ez utóbbi magma nyílt rendszerű fejlődése (benyomulás + recirkuláció, frakcionáció, magmakeveredés) jól magyarázza az ijolitok, foidszienitek és tinguaitok kialakulását;
- 8. Sikerült bizonyítani a gránitok AFC (assimilation and fractional crystallization) fejlődését, miszerint egy metaszomatikus köpeny eredetű, bazanitos összetételű, frakcionációs kristályosodással fejlődő szülőolvadék és 35–65%-nyi felső kéreg eredetű komponens kölcsönhatásának eredményeként alakultak ki.

### Köszönetnyilvánítás

Az első szerző köszönetét fejezik ki szerzőtársainak, valamint a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén dolgozó "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, és az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport valamennyi tagjának.

## Irodalomjegyzék

- Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1979): Archiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc, Manuscript.
- Anderson, A.T. (1976): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1, 3–33. Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (2006): Journal of Petrology, 47, 505–539.
- Balintoni, I. (1997): Editura Carpatica, Cluj-Napoca, 176p.
- Balintoni, I., Gheuca, I., Vodă, Al. (1983): Anuarul Instutului de Geologie și Geofizică al României, 60, 15–22.
- Balintoni, I., Balica, C.(2013): Gondwana Research, 23/3, 1053–1070.
- Balintoni, I., Balica, C., Ducea, H., Horst-Peter, H. (2014): Geoscience Frontiers, 5/3, 395–411.
- Batki, A., Pál-Molnár, E. (2006): Mineralogica Polonica, 28, 22–24.
- 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.
- Batki, A., Pál-Molnár, E., Jankovics, M. É., Kerr, A. C., Kiss, B., Markl, G., Heincz, A., Harangi, Sz. (2018): Lithos, 300–301, 51–71.
- Campos, T.F.C., Neiva, A.M.R., Nardi, L.V.S. (2002): Lithos, 64, 131–153.
- Carrichi, L., Blundy, J.D. (2015): The Geological Society, London, 422, 105–130.
- Cashman, K.V., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D. (2017): Science, 355, 1–40.
- Christopher, T.E., Blundy, J., Cashman, K., Cole, P., Edmonds, M., Smith, P.J., Sparks, R.S.J., Stinton, A. (2015): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16/9, 2797–2811.
- Connolly, J.A.D., Podladchikov, Y.Y. (2015): Geofluids, 15, 269–292.
- Dallmeyer, D.R., Kräutner, H.G., Neubauer, F. (1997): Geologica Carpathica, 48, 347–352.
- DePaolo, D.J. (1981): Earth and Planetary Science Letters, 53, 189–202.
- Dingwell, D.B. (2009): Treatise on Geophysics, 2, Mineral Physics, Elsevier, 420.
- Fall, A., Bodnár, J.R., Szabó, Cs., Pál-Molnár, E. (2007): Lithos, 95/3–4, 331–345.
- Frost, T.P., Mahood, G.A. (1987): Geological Society of America Bulletin, 99, 272–291.
- Heincz, A., Pál-Molnár E., Kiss B., Batki A., Almási E. E., Kiri L. (2018): Földtani Közlöny, 148/2, 125–142.
- Hildreth,W. (2004): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 136, 169–198.
- Hildreth, W., Moorbath, S. (1988): Contributions to Mineralogy and Petrology, 98, 455–489.
- Irvine, T.H. (1982): Journal of Petrology, 23/2, 127–162.
- Jagoutz, O., Schmidt, M.W. (2012): Chemical Geology, 298, 79-96.
- Kovács, G., Pál-Molnár, E. (1998): Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, 39, 35–48.
- Kovács, G., Pál-Molnár, E. (2005): Földtani Közlöny, 135/1, 121–143.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, 277–279.
- Kräutner, H.G. (1996–1997): IGCP Project No. 276. Annales Geologiques des Pays Helleniques, Athens, 331–400.
- Kräutner, H.G., Bindea, Gomania). Slovak Geological Magazine, 4, 213–221.
- Lilienbach, Mémoires de la Société géologique de France, 1, 237–316.
- McKenzie, D. (1984): Journal of Petrology, 25, 713-765.
- Michel, L., Wenzel, T., Markl, G. (2016): International Journal of Earth Science, 106/5, 1505–1524..
- Morogan, V., Upton, B. G. J., Fitton, J. G. (2000): Mineralogy and Petrology, 69, 227–265.
- Ódri, Á. (2018): PhD Dissertation, University of Cape Town, South Africa, 155p.
- Palme, H., O'Neill, H.S.C. (2004): The Mantle and Core. Treatise on Geochemistry, in: Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.), Volume 2, Elsevier, Oxford, 1–38.
- Pál-Molnár, E. (1998): Ph.D. értekezés, JATE, Szeged, 219p.
- Pál-Molnár, E. (1994a): A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai, Szeged, 85 p.
- Pál-Molnár, E., Árva-Sós, E. (1995): Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged, 36, 101–116.
- Pál-Molnár, E. (2000): Hornblendites and diorites of the Ditró Syenite Massif. Ed. Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 p.
- Pál-Molnár, E. (2008): OTKA zárójelentés, 80 p.

- Pál-Molnár, E. (2010a): Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania, Csík County Nature and Conservation Society, Sfântu Gheorghe, Miercurea Ciuc, Târgu Mureş, 33–43.
- Pál-Molnár, E. (2010b): Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Csík County Nature and Conservations Society, Sfântu Gheorghe–Miercurea-Ciuc–Târgu Mureş, 63–88.
- Pál-Molnár, E., Batki, A., Ódri, 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. and Harangi, S. (2015b). Lithos, 239, 1–18.
- Pál-Molnár, E., Kiri, L., Batki, A., Lukács, R., Sogrik, E., Mészáros, E., Almási, E.E., Kiss, B., Heincz, A., Szemerédi, M., Harangi, Sz. (2019): Közlésre leadva.
- Pană, D., Balintoni, I., Heaman, L. (2000): Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, 45/1, 79–90.

- Săndulescu, M. (1984): Geotectonica României. The geotectonics of Romania. Editura Technică, București, 336p.
- Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C. (2012): Journal of Petrology, 53, 1999–2026.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004): Tectonophysics, 393, 43–62.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D. (2002): Earth and Planetary Science Letters, 196, 17–33.
- Vodă, A., Balintoni, I. (1994): Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia, 39/1–2, 61–66.
- Whitney, J.A. (1998): Geological Society of America Bulletin, 100, 1886–1897. Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010): American Mineralogist, 95, 185–187.
- Zólya, L., Zólya, É.G. (1985): Archiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc, Manuscript.
- Zólya, L., Zólya, É.G. (1985): Archiva IPEG Harghita, Miercurea-Ciuc, Manuscript.

# II. RÉSZ ELŐADÁSOK

# TÁRGYAKBA ZÁRT TÖRTÉNETEK – SZEMELVÉNYEK AZ MTA CSFK FGI ARCHEOMETRIAI KUTATÓCSOPORT EREDMÉNYEIBŐL

BAJNÓCZI Bernadett<sup>1,\*</sup>, MOZGAI Viktória<sup>1</sup>, GYÖRKÖS Dorottya<sup>1</sup>, FÓRIZS István<sup>1</sup>, SZABÓ Máté<sup>1</sup>, TÓTH Mária<sup>1</sup>,

<sup>1</sup>MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

e-mail: bajnoczi.bernadett@csfk.mta.hu

A kulturális örökség tárgyi emlékeiben, az épített környezetben, a régészeti leletanyagban vagy annak bezáró képződményeiben (talajban) megjelenő alkotók a geológiai-geokémiai alap- és alkalmazott kutatás tárgyát képezik. A műemlékvédelem, a régészet, a művészettörténet és a restaurálástudomány egyre nagyobb mértékben alkalmazza a természettudomány módszereit, különösen adekvát ezek közül a geológiai-geokémiai kutatási eszköztár. A tudományterületek összekapcsolása, a geológiai-geokémiai módszerek és szemlélet alkalmazása a társtudományok területén alapvető, új eredményeket szolgáltat. Hozzájárul a múltból megőrződött tárgyi emlékek feldolgozásához, megóvásához és megőrzéséhez. Az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetben (korábbi nevén Geokémiai Kutatólaboratórium, majd Geokémiai Kutatóintézet), mint az MTA egyetlen főhivatású geokémiai kutatóintézetében, a kulturális örökség interdiszciplináris kutatása az 1990-es évek eleje óta folyik, 2013 óta hivatalosan akkreditált kutatócsoport keretén belül. Az 1990-es években főként műemlékvédelemhez kapcsolódó kutatások zajlottak, melyek célja a felhasznált építőanyagok (kőzet, festék, freskó, habarcs-vakolat, tégla, mázas épületkerámia) anyagának eredet- (nyersanyag származási helye) és készítéstechnikai kutatása, a felületek károsodási folyamatainak feltárása, restaurálásuk-konzerválásuk előkészítése. Idővel a hangsúly fokozatosan átkerült a kulturális örökség tárgyi emlékeinek kutatására, a régészeti leletek és múzeumi műtárgyak archeometriai feldolgozására: kerámia-, üveg-, kőzet-, fém- és csonttárgyak, valamint a szobrászati, festészeti és grafikai művek kutatása eredet, eredetiség, készítéstechnika meghatározása és restaurálás-konzerválás előkészítése céljából.

A kutatócsoport jelenlegi fő kutatási tevékenysége két témakörben zajlik: különböző régészeti korú fémtárgyak (főként ezüst, arany, réz, bronz), valamint régészeti és történeti kerámia- és üvegleletek feldolgozása.

A régészeti fémtárgyak archeometriai kutatásában kurrens téma a különféle izotópvizsgálatok alkalmazása a tárgyak készítéséhez használt nyersanyag (érc) forrásának/származási helyének meghatározásához. A proveniencia meghatározására a ma már rutinszerűen alkalmazott, nagy pontosságú nyomelemvizsgálatokkal kombinált ólomizotópos elemzések bizonyulnak a legalkalmasabbnak. A geokémiai vizsgálatok az alábbi két kutatási projektünkben is fontos hiánypótló adatokat szolgáltatnak a régészettudomány számára a korabeli metallurgia és fémművesség jobb megismeréséhez:

(i) a késő római Seuso-kincs és a kapcsolódó pannoniai ezüsttárgyak teljeskörű archeometriai feldolgozása, beleértve az izotópgeokémiai elemzéseket, amelyek egyedülállók, mivel részletes ólomizotópos vizsgálat hasonló, római korú kincsleleten eddig nem történt.
(ii) késő neolit és rézkori réztárgyak és geológiai összehasonlító ércminták elem- és izotópgeokémiai feldolgozása, ami a Kárpátmedencei rézkori fémgazdagság okainak feltárását, a helyi ércforrások kiaknázásának bizonyítását/cáfolatát célozza, és a korai fémművesség technológiájának és termékei elterjedésének régészeti újraértelmezését teszi lehetővé.

Kiemelt figyelmet fordítunk a régészeti és történeti nemesfémés rézötvözettárgyakon alkalmazott díszítések (aranyozás, berakások) anyagának célzott kutatására, például az ókortól a mai napig használt nielló (fém-szulfid) berakások részletes kémiai, fázisösszetételi és szöveti vizsgálatára (Mozgai et al., 2019). Az ókori, népvándorláskori és kora középkori tárgyak ezüst-, réz- és ezüst-réz-szulfid nielló berakásainak szisztematikus vizsgálatával hozzájárulunk a technológia műhelyspecifikus jellegének kimutatásához, feltételezett korszakspecifikus jellegének felülvizsgálatához, valamint készítésének és felvitelének pontosabb rekonstrukciójához. A népvándorláskori fémtárgyakon elterjedt berakásként alkalmazott gránát ékkövek - speciális mintaelőkészítéssel végzett - geokémiai elemzésével, ásványtani azonosításával és a lehetséges származási helyük behatárolásával fontos alapadatokat szolgáltatunk a régészeti kutatás számára az egykori kereskedelmi kapcsolatok és útvonalak feltérképezéséhez.

A régészeti és történeti kerámia- és üvegleletek archeometriai kutatását széles spektrumban, az őskortól a kora újkorig terjedő korú leleteken végezzük. A régészeti és művészettörténeti kutatás számára jelentős, anyagtani szempontból viszont alig vagy nem feldolgozott tárgycsoportok ásvány-kőzettani és geokémiai szemléletű vizsgálatát végezzük el a műhely- és készítéstechnikai kérdések megválaszolásához. Az utóbbi években késő középkori kiemelkedő minőségű kályhacsempék, kora újkori anabaptista-habán ónmázas kerámiák, és őskori-ókori-középkori, esetenként különleges minőségű üvegek elemzésére fókuszálunk. A technológia felderítése, valamint a hamisítványok és másolatok kiszűrése a modern kori kerámiáknál, így a Zsolnay kerámiáknál, is megoldandó feladatunk. A műemlékvédelemhez kapcsolódóan a Zsolnay épületkerámiák károsodásának ásványtani-geokémiai módszerekkel történő felmérésével (Baricza et al., 2016) - a korábbi fizikai vizsgálatokat kiegészítve – hozzájárulunk a megfelelő restaurálás-konzerválás kiválasztásához, a kulturális örökség megóvásához.

### Irodalomjegyzék

Baricza, Á., Bajnóczi, B., Szabó, M., Tóth, M., Bendő, Zs., Szabó, Cs. (2016): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 11/2, 449–462.

Mozgai, V., Topa, B. A., Weiszburg, T. G., Mráv, Zs., Bajnóczi, B. (2019): Archaeological and Anthropological Sciences, 11, 1599–1610.
# RITKAELEM-DÚSULÁST HORDOZÓ ÁSVÁNYTÁRSULÁS A BÜKK HEGYSÉGBŐL: ÜLEDÉKES KŐZETEKBELI ELŐFORDULÁSOK

BALASSA Csilla<sup>1,\*</sup>, KRISTÁLY Ferenc<sup>1</sup>, MÓRICZ Ferenc<sup>1</sup>, NÉMETH Norbert<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet e-mail: balassacsillu@gmail.com

### 1. Bevezetés

A Bükk délkeleti része metavulkanit-előfordulásainak 2014-ben végzett geokémiai vizsgálata során sikerült megtalálni a nagy térerejű elemek (HFSE: ritkaföldfémek, Y, Nb, Ta, Zr és Th) dúsulásának első nyomait. A további kutatás feltárta a dúsulással érintett kőzettestek kiterjedését (Németh et al., 2016). Kitűnt, hogy a dúsulást hordozó ásványok a kőzetek képlékeny deformációja után végbement metaszomatikus elváltozás termékei, és nemcsak mészkőbe települt metavulkanitokban, hanem törmelékes üledékes rétegekben is előfordulnak. A továbbiakban ilyen kőzetekből származó minták vizsgálati eredményeit mutatjuk be. Ezek részint a lillafüredi Vesszős-völgyből, részint a Hórvölgybe torkolló Középszék-lápából származnak.

### 2. Az ásványtársulás

#### 2.1. A befogadó kőzetek ásványai

A vizsgált mintákra általánosan jellemző a különféle dioktaéderes csillámok (fengit-illit-szeladonit), titán- és vasoxidok (pirit utáni pszeudomorfózák) és klorit jelenléte. A középszéki mintákban kvarc, földpátok (főleg albit) és kalcit is lehet jelentősebb menynyiségben. Az egyik Vesszős-völgyi mintában gyakori kőzetalkotó a szmektit.



**1. ábra** – BSE felvétel egy Vesszős-völgyből származó mintáról.
 A mátrixot csillámok alkotják, bennük a szmektit (a képen legsötétebbnek mutatkozik) üregkitöltő, klaszthelyettesítő pozícióban lehet jelen. Az érszerű hintéseket cirkon alkotja, a legfényesebbnek mutatkozó szemcsék pedig monacitok.

#### 2.2. HFSE ásványok

A dúsulás jellemző hordozó ásványai a monacit-(Ce), cirkon, Nbtartalmú Ti-oxidok, Nb-RFF-oxidok (eszkinitek), RFF-karbonátok.

### 3. Eredmények

Az előforduló HFSE-ásványok minden esetben aprók, legfeljebb a 10 µm-esek, optikai mikroszkóppal így nem vizsgálhatók. A monacitok rendszerint hintetten fordulnak elő, fészkeket alkotnak, vagy vasoxidok szegélyéhez nőnek. Viszonylag alacsony Th-tartalmuk hidrotermás eredetre utal. A cirkon legjellemzőbben érszerű hintéseket alkot, helyenként Ti-dúsulással, de gyakoriak a detritális szemcsék is. A Nb-tartalmú titánoxidok XRD vizsgálati eredmények alapján bizonyos mintákban rutil, másokban anatáz formájában van jelen. Egyaránt lehetnek apró, izometrikus szemcsék a mátrixban hintve, vagy különféle anyagú (pl. cirkonos-monacitos) szemcsefészkek részei. Néhol nagyobb, töredezett szemcseként is előfordulhatnak, szintén Nb-dúsulással. A Nb mellett gyakran Zr-ot is tartalmaznak.

Néhány minta esetében ezektől eltérő típusú ásványok is előfordulnak, mint pl. Nb-RFF –tartalmú oxidokat, amelyek kémiai összetétele alapján leginkább az eszkinithez állnak közel. Ezek az ásványok megnyúltak, kb. 10 µm-esek, zónásak. A csillámos mátrixban vannak jelen, általában vasoxidok vagy szmektit közelében. Az egyik középészék-lápából származó minta esetében a legjellemzőbb RFF-tartalmú ásvány egy RFF-karbonát (parisit), aminek apró, mindössze 1-2 µm-es kristályai szálas halmazokat alkotnak. Az egyes halmazok akár 50 µm-esek is lehetnek. Legtöbbször titánoxidokkal együtt fordul elő, de jelen lehet kloritos-szmektites anyagú elváltozott klasztok részeként is.

Az ásványok apró mérete és szövetbeli helyzete egyaránt hidrotermás eredetre utal. Az oldatok főként szilikátásványokkal léphettek reakcióba, a dúsult rétegeket befoglaló karbonátos mellékkőzeteket érintetlenül hagyták. Az egyes mintákban más-más ásványtársulás alakult ki, ami összefüggésben lehet az oldat összetételével, de az eredeti kőzetanyagban mutatkozó különbségekkel is.

### Irodalomjegyzék

Németh, N., Baracza, M.K., Kristály, F., Móricz, F., Pethő, G., Zajzon, N. (2016): Földtani Közlöny, 146/1, 11–26.

# FLUIDUMOK SZEREPE CU-NI-PGE ÉRCESEDÉS LÉTREJÖTTÉBEN A DULUTH KOMPLEXUM FEKÜJÉBEN

BENKÓ Zsolt<sup>1,2,\*</sup>, MOLNÁR Ferenc<sup>3</sup>, KRENN Kurt<sup>2</sup>, MOLNÁR Kata<sup>1</sup>, MOGESSIE Aberra<sup>2</sup>,

<sup>1</sup> MTA Atommagkutató Intézet, Klímakutatási és Környezetfizikai Laboratórium, Debrecen

<sup>2</sup> University of Graz, Institute of Earth Sciences, Graz

<sup>3</sup> Geological Survey of Finland, Betonimiehenkuja

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

#### 1. Bevezetés

Az 1,1 Mrd éves Duluth Komplexum (Minnesota, USA) kontakt metamorfizálódott feküjében lokálisan szemimasszív, hintett és ér formájában megjelenő Cu-Ni-PGE (PGE – platinacsoport elem) ércesedés ismert. A szulfidok elsődlegesen olvadék formájában szivárogtak az intrúzió képződése során a helyenként részlegesen megolvadt archai korú gránit fekübe. A szulfidolvadék forrásai feltehetőleg az intrúzió alján létrejött szulfidgazdag olvadékcsatornák lehettek (Benkó et al., 2015). A kutatás célja a fluidumok esetleges érchozó szerepének és eredetének vizsgálata volt folyadékzárvány mikrotermometria, Raman-spektroszkópia és nemesgáz vizsgálatok segítségével.

#### 2. Eredmények

A charnokitosodott gránit (kontakt metamorfizált, ortopiroxén tartalmú gránit) egy kvarc porfíroblasztjában négy folyadékzárvány generációt sikerült elkülöníteni. Közel tisztán CO2-tartalmú zárványok (I. típus) elsődlegesen jelennek meg a metamorfózis során átkristályosodott kvarcban. A befogódás 1,6-2 kbar nyomáson és 810-920 °C hőmérsékleten történhetett, ami jó egyezést mutat a kontaktmetamorfózis más módon számított (Benkó et al., 2018) nyomás és hőmérsékletviszonyaival. Feltételezhető, hogy a kontaktmetamorfózis során víz is jelen lehetett a rendszerben, ez azonban a magas hőmérsékleten az elsődleges szilikátásványokat (ortopiroxén, klinopiroxén) átalakítva másodlagos ásványokat hozott létre (biotit). Mind a szingenetikus és korai retrográd biotitapatit ásványpárokból számított kloridion aktivitás, mind a vizes fázis szalinitása alacsony volt (<1 NaCl ekv. súly %; Benkó et al., 2018), így a metamorf fluidumok csak igen mérsékelt szerepet játszhattak a fémek (Cu, Ni, Pt, Pd) szállításában.

A kvarc porfíroblaszt repedései (1. ábra) mentén másodlagosan heterogén összetételű,  $CO_2-H_2O-NaCl$  és  $CH_4-N_2-H_2O-NaCl$  fázisállapotú fluidumok csapdázódtak (II-III. típus), amelyek az azonos repedésekben és folyadékzárványokban található kalkopirit szilárd zárványok alapján lokálisan a szulfidok remobilizációját eredményezték. A fluidumok eredete a bennük talált  $CH_4$  és  $N_2$  gázok alapján a komplexum feküjében szintén megtalálható, nagy szervesanyag tartalmú agyagpala (Virginia Formáció) lehetett. A becsült nyomás (300-600 bar) és hőmérséklet (130-200 °C) jóval alacsonyabb az intrúzió behelyezkedésekor fennálló viszonyoknál, így ez a két fluidumgeneráció fiatalabb, mint az intrúzió képződése.

A charnokitban lokálisan kvarc + kalcit + epidot + prehnit + cummingtonit + klorit erek jelennek meg, helyenként kalkopirittel





és millerittel. Klorittermometriai és folyadékzárvány vizsgálatok alapján a homogén, alacsony hőmérsékletű (276-308 °C, valamint 90-160 °C) és CaCl<sub>2</sub>-ben dús (21-29 NaCl + CaCl<sub>2</sub> ekv. súly %), feltehetően medence eredetű fluidumok (IV. típus) csak lokálisan remobilizálták a Cu-t és a Ni-t.

Nemesgáz izotópos (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He és <sup>20</sup>Ne/<sup>21</sup>Ne, <sup>22</sup>Ne/<sup>20</sup>Ne) vizsgálatok alapján nem sikerült a fluidumzárványokból azok földköpeny eredetének kimutatása.

#### Köszönetnyilvánítás

A kutatást Benkó Zsolt Bolyai János és Bolyai+ ösztöndíja, 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

Benkó, Zs., Mogessie, A., Molnár, F., Severson, M. J., Hauck, S.A., Raic, S. (2015): Economic Geology, **110**, 1269–1293.

Benkó, Zs., Mogessie, A., Molnár, F., Hauck, S.A., Severson, M. J., Ettinger, K. (2018): Geosciences, 8, 474.

# ÚJ MINTAFELTÁRÓ-GÁZKEZELŐ RENDSZER ÉS NEMESGÁZ TÖMEGSOEKTROMÉTER AZ MTA ATOMKI K-AR LABORATÓRIUMÁBAN

BENKÓ Zsolt<sup>1,\*</sup>, MOLNÁR Kata<sup>1</sup>, OBBÁGY Gabriella<sup>1</sup>, PALCSU László<sup>1</sup>, BALOGH Kadosa<sup>1,\*</sup>

<sup>1</sup>MTA Atommagkutató Intézet, Klímakutatási és Környezetfizikai Laboratórium, Debrecen e-mail: benko.zsolt@atomki.mta.hu

#### 1. Bevezetés

Az MTA Atommagkutató Intézetében a Balogh Kadosa által 1977ben épített és továbbfejlesztett nemesgáz tömegspektrométer és gázkezelő rendszer eddigi összesen 8900 mérésével nemzetközi összevetésben is kimagaslóan szolgálta és szolgálja ki a megrendelők igényeit. A berendezés, figyelve a hazai igényekre, elsősorban a mezozoós-kainozoós kőzetek (300 - 1 millió év) K-Ar radiometrikus kormeghatározására lett optimalizálva, 3-5% körüli analitikai hiba mellett. Az egyéb kormeghatározási módszerekkel összevetve (pl. U-Pb, U-Th/He, stb.) ugyanakkor már sem a mérhető kortartomány, sem az analitikai hiba mértéke nem kielégítő számos esetben. Egy Európai Uniós pályázat (GINOP-2.3.3-15-2017-00043) keretében ezért sor került egy legújabb generációs Argus VI típusú, Ar izotópok szimultán mérésére alkalmas nemesgáz tömegspektrométer beszerzésére. Ezzel párhuzamosan új manuális és automatikus gázkezelő rendszer kifejlesztése, valamint háromféle kigázosító rendszer fejlesztése is folyamatban van (1. ábra).

## 2. Új K-Ar és <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar rendszer

#### 2.1. Kigázosító egységek

A földtani mintákból (ásványok, kőzetek) a radiogén Ar gáz teljes felszabadítása magas hőmérsékleten (1200–1400°C) történik, amit nagyfrekvenciás izzítással egy lépcsőben, valamint szabályozható teljesítményű lézerrel vagy ellenállás fűtésű kemencével lehet elérni. Az eddig alkalmazott nagyfrekvenciás kiizzítás mellett – megtartva annak előnyeit agyagásványok kormeghatározásában – a jövőben mindhárom módszerrel lehetőség lesz a minták kigázosítására, lehetővé téve ezzel a <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar módszer bevezetését is. Mindhárom kigázosító egység jelentős részben saját fejlesztésből valósul meg.

#### 2.2. Gáztisztító egység

Az aktív gázok elválasztása a nemesgázoktól több lépésben hagyományos Ti-szivacs és egy új típusú, nagy kapacitású SAES Capacitorr HV200 típusú getterrel történik. Újításként, a <sup>40</sup>Ar abszolút mennyiségének meghatározásához már nem izotóphigításos technológiát (<sup>38</sup>Ar hozzáadásával) alkalmazunk, hanem a Cassignol-Gillot módszert (Cassignol, Gillot, 1982). Újításként, teljesen olajmentes elő- és nagyvákuum szivattyúkat alkalmazunk és a rendszer végvákuumát a korábbi kb. 5x10<sup>-7</sup> mbar-ról 5x10<sup>-9</sup> mbar-ra csökkentjük, ezzel jelentősen javítva a rendszer <sup>36</sup>Ar hátterét. Így lehetővé tesszük nagyon fiatal, 1000 – 100 000 éves kőzetek kormeghatározását mindkét módszerrel.

Jelentős előrelépés a rendszer térfogatának csökkentése és automatizálása pneumatikus szelepekkel, ezáltal a mérés időtartamának jelentős csökkentése kb. 2,5 óráról 1 órára, ami elengedhetetlen a <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar kormeghatározásban.

#### 2.3. Tömegspektrométer

Az Argus VI 5 Faraday cellával és egy CDD detektorral van felszerelve, így képes az argon összes izotópjának (36; 37; 38; 39; 40) szimultán, valamint a kis mennyiségű <sup>36</sup>Ar nagy pontosságú mérésére. Ez lehetőséget teremt a minta mennyiségének radikális csökkentésére (kb. 0,5 g-ról 0,01 g-ra) vagy lézerrel pontszerű mérésre. A rendszer stabilitásának köszönhetően a korábbi 3-5% analitikai hiba 0,01%-ra csökkenthető ideális minta esetén, ezáltal a módszer versenyképessé válik az U-Pb kormeghatározással.





Összességében a jövőbeni fejlesztéseknek köszönhetően jóval kisebb mintamennyiségből, gyorsabban, változatos feltárási módszerek között, a korábbinál jóval kisebb hibával és szélesebb kortartományban lehet majd K-Ar és <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar kormeghatározást végezni.

## Köszönetnyilvánítás

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.3-15-2017-00043, a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázat valamint Benkó Zsolt Bolyai János és Bolyai+ ösztöndíja támogatta.

#### Irodalomjegyzék

Cassignol C., Gillot P.Y. (1982): Numerical Dating in Stratigraphy szerk.: Odin, G.S. John Wiley & Sons Ltd., Belfast, UK. 159-180.

# EXTRÉM ALKÁLI OLVADÉKZÁRVÁNYOK ÉS JELENTŐSÉGÜK AZ OLDOINYO LENGAI-RÓL

#### BERKESI Márta<sup>1,\*</sup>, BALI Enikő<sup>2</sup>, GUZMICS Tibor<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest <sup>2</sup> University of Iceland, Faculty and Institute of Earth Sciences, Izland e-mail: marta.berkesi@gmail.com

1. Bevezetés

Az Oldoinyo Lengai a Föld egyetlen aktív karbonatit vulkánja. Az innen begyűjtött nefelinit kőzetek vizsgálatával nem csak a recens, de a fosszilis karbonatitok, valamint a karbonatit és nefelinit olvadékok petrogenetikai fejlődését is jobban megérthetjük. Mindezekhez nélkülözhetetlen a fenokristályokba zárt elsődleges olvadékzárványok komplex kutatása. A szomszédos Kerimasi vulkánról származó nefelinitek olvadékzárvány vizsgálatai során világossá vált, hogy a két említett olvadék mellett egy alkáli karbonát fluidum is jelen van szubvulkáni környezetben és a nátrokarbonatit genezisében kiemelt jelentőséggel bír (Guzmics et al., in press).

Jelen munkában egy, az Oldoinyo Lengai-ról begyűjtött nefelinit kőzet részletes olvadékzárvány kutatását mutatjuk be, amelynek eredményeképpen a nátrokarbonatitok és koegzisztens extrém peralkáli nefelinit olvadékok kialakulására adunk lehetséges magyarázatot.

### 2. Eredmények és diszkusszió

A vizsgált nefelinit kőzet sajátalakú nefelin és klinopiroxén (egirinaugit) fenokristályokat tartalmaz, melyek közül a nefelin egyedi szemcséi nagy számban tartalmaznak elsődleges olvadékzárványokat titanit és schorlomit kristályzárványok mellett. Az olvadékzárványokban lévő karbonátok szobahőmérsékleti Raman spektroszkópos vizsgálata nátrit szilárd oldatának (nátrit<sub>szo</sub>) jelenlétét igazolta (karakterisztikus Raman sáv pozíciója: 1078 cm<sup>-1</sup>). Itt fontos megemlíteni, hogy az üde nátrokarbonatit kőzetek döntően nyerereitből és nátrit<sub>szo</sub>-ból épülnek fel. Az olvadékzárványok mikrotermometriai és Raman spektroszkópos vizsgálata alapján a karbonát 600 °C-on olvad meg, amelyet mind optikailag (látható meniszkusz), mind spektroszkóposan (a karakterisztikus Raman sáv jelentős kiszélesedése) igazolni tudtunk.

További melegítés a karbonátolvadékkal nemelegyedő szilikátolvadékot és buborékot eredményezett a zárványokban 810 °C-on, amely a csapdázódási hőmérsékletnek tekinthető. E hőmérsékleten végeztük el a zárványok melegítéses-dermesztéses kísérletét. A dermesztett zárványok feltárása során (1. ábra) igazolódott a karbonát és a szilikátolvadék heterogén csapdázódása, azaz arra következtethetünk, hogy nemelegyedő karbonát- és szilikátolvadékok voltak jelen a nefelin kristályosodásakor. A dermesztett zárványokban megjelenő buborék azonban döntően zsugorodási folyamat eredménye (ún. "shrinkage bubble"), mert bennük nem mutattuk ki fluidum jelenlétét a Raman spektroszkópos vizsgálatok során. A buborékokból nyert információk azt a következtetést engedik levonni, hogy a nefelinek kristályosodása a  $CO_2 + H_2O$  szinte teljes kigázasodását követő olvadékok csapdázását eredményezte.



1. ábra – Fűtés-dermesztéses (810 °C) kísérletet követően feltárt, nefelinbe záródott olvadékzárvány visszaszórt-elektron képe, Oldoinyo Lengai

A dermesztett, majd feltárt zárványok Raman spektroszkópos, SEM-EDS és elektron mikroszondás vizsgálata alapján a szilikát üveg rendkívül vízszegény (kevesebb, mint 0,1 tömeg%) és egy extrém peralkáli [moláris arány:  $(Na_20+K_20)/Al_20_3$ : 3,5-7,2] nefelinit olvadékot reprezentál. A karbonátokra nagy fluor-tartalom (9-14 tömeg %) jellemző. A karbonátolvadék – noha jelentős a Ca0-tartalmuk (17-29 tömeg%) – döntően nátrit-, alárendelten nyerereit-normatív összetételt mutat. Kísérleti kőzettani eredmények (Kjarsgaard et al., 1995) és a nagy hőmérsékleten (>1050 °C) nefelinit ásványokba zárt olvadékzárványok világosan mutatják, hogy nátrit-normatív karbonatit összetétel nem képződhet egy nefelinit olvadéktól való szételegyedés vagy azzal való magmás együtt fejlődés eredményeképpen. Ilyen extrém alkáli karbonatit megjelenése a bevezetésben is említett alkáli karbonát fluidumhoz köthető (Guzmics et al., in press).

A karbonátolvadék normatív CaCO<sub>3</sub>/(CaCO<sub>3</sub>+Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>+K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) aránya 0 és 42 között változik, amely az alkáli karbonát fluidum és a karbonátolvadék keveredését igazolja. Ez a keveredés a CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>O kigázasodása után következett be, amely döntően Na<sub>2</sub>O komponenst hagyott hátra, extrém peralkálivá téve a nefeliniteket.

A kutatást az NKFIH K\_119535 számú projekt támogatta.

#### Irodalomjegyzék

- Guzmics, T., Berkesi, M., Bodnar, R.J., Fall, A., Bali, E., Milke, R., Vetlényi, E., Szabó, Cs. (in press): Geology, DOI: 10.1130/G46125.1
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., Peterson, T.D. (1995): in, Carbonatite Volcanism— Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatite: Berlin, Springer-Verlag, 163–190.

# HIDROTERMÁS ÉRCSZÖVETI MEGFIGYELÉSEK A RECSK MÉLYSZINTI KARBONÁTOS MELLÉKŐZET PB-ZN ÉRCESEDÉSÉBEN

BIRÓ Máté<sup>1,\*</sup>, B. KISS Gabriella<sup>1</sup>, TAKÁCS Ágnes<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest e-mail: matebiro.bm@gmail.com

#### 1. Bevezetés

Az ÉNY-magyarországi Recski Magmás és Érces Komplexum területén az 1967-ben meglelt mélyszinti ércesedésben több helyütt leírtak polimetallikus Pb-Zn-(Cu±Ag) ércesedést, amelyet akkor metaszomatikus ércesedésként azonosítottak (Cseh-Németh, 1975; Baksa, 1986). Ezen érctípus később már karbonát-helyettesítéses érctelepként került leírásra (Kisvarsányi, 1988), noha semmilyen ásványtani vagy szöveti bizonyíték nem állt rendelkezésre. Jelen munka e hiány pótlásához kíván hozzájárulni.

#### 2. Minták és vizsgálati módszerek

A vizsgált minták tíz felszínről indított mélyfúrásból származnak. Az ezekből készített felületi- és vékonycsiszolatok alapján, polarizációs mikroszkópia segítségével ásványtani és szöveti jellegzetességeket figyeltünk meg, továbbá készültek SEM-EDS elemzések, valamint fluidzárvány-mikrotermometriai és Raman-spektroszkópiai vizsgálatok is.

### 3. Eredmények

A kőzetben ércásványként pirit, szfalerit, galenit, kalkopirit, fakóércek, Cu-Pb-Bi- és Pb-Bi szulfosók, Bi- és Ag-tellurid ásványok jelennek meg. Ezeket kalcit, kvarc, dolomit, anhidrit, klorit, epidot és agyagásvány (kaolinit, illit) meddőásványok kísérik.

A szöveti jellegzetességek alapján az ércesedés három szakaszra bontható. Ezek korai, fő és kései ércképződési szakaszként értelmezhetők. A korai szakaszhoz a sztratiform (manto) teleptípus képződése köthető, a fő ércásvány e szakasz során a pirit, kvarccal, dolomittal, kalcittal és anhidrittel együtt. A fő fázis során képződtek a szerkezetileg kontrollált (chimney) érces testek, főként telérek. Ennek a fázisnak fő terméke a szfalerit, pirit, galenit, fakóérc és szulfosó ásványtársulás, amely kalcit, kvarc, klorit és agyagásvány meddőásványokkal együtt jelenik meg. A kései ásványkiválási szakasz fő terméke a kalkopirit, ez az egész ércesedésben megjelenik, főleg szfaleritben, ún. kalkopirit betegségként. A fluidzárvány vizsgálatok során a fő ércképződési szakasz során, az ércásványok előtt és velük együtt kivált kvarc kristályokból is készült mikrotermometriai mérés. Az elsődleges zárványok homogenizációs hőmérséklet adatai 347-289 °C közöttiek, a szfalerit zárványokat tartalmazó zónákban a hőmérséklet 298 és 289°C. Az azonos szakaszban kivált szfalerit elsődleges zárványai 214 és 191 °C hőmérsékletet mutattak. Szfaleritben a kalkopirit betegséghez kötődő másodlagos fluidzárványok homogenizációs hőmérsékletei 230-280 °C közé estek.

Tekintve, hogy a petrográfiai megfigyelések alapján a kvarc és a szfalerit primer zárványai, valamint utóbbiban a kalkopirit betegséghez kötődő másodlagos zárványok is homogén anyaoldatból csapdázódtak, a homogenizációs hőmérsékletek minimum keletkezési hőmérsékletnek felelnek meg. Valamennyi zárványgeneráció fluiduma CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O rendszerként modellezhető, és 5,11-9,69 NaCl ekv. t% teljes sótartalommal jellemezhetők.

#### 4. Következtetések

A vizsgált, korábban metaszomatikusként leírt ércesedés bizonyosan karbonát-helyettesítéses érctípusként azonosítható. Az ércképződés három egymást követő fázisra osztható, amelyekre pontos ércásvány-paragenezis határozható meg. A fő ásványkiválási szakasz elejétől minimum 350 °C-tól minimum 190 °C-ig fokozatosan hűlő anyaoldatot feltételezhetünk, míg a kései érckiválási fázis során egy Cu-gazdag, Fe-szegény, minimum 280-230 °C hőmérsékletű oldat hozta létre az ásványtársulást.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti az ELTE TTK KKMC-t a Raman-spektroszkópiai laboratórium használatának biztosításáért.

## Irodalomjegyzék

Baksa, Cs. (1986): Geology and Metallogeny of Copper Deposits, 280–290. Cseh-Németh, J. (1975): Földtani Közlöny, **105**, 692–708.

Kisvarsányi, G. (1988): Conf. on Tectonics of Ore Deposits and the Vertical and Horizontal Ore Systems, 174–179.

# A FEHÉRVÁRCSURGÓI "ÜVEGHOMOK" KVARC KRISTÁLYAINAK VÍZTARTALMA – ELŐZETES EREDMÉNYEK

BIRÓ Tamás<sup>1,\*</sup>, KOVÁCS János<sup>2</sup>, HENCZ Mátyás<sup>1</sup>, KESJÁR Dóra<sup>3</sup>, KOVÁCS István János<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

<sup>2</sup> Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi és Földtudományi Intézet, Földtani és Meteorológiai Tanszék, Pécs

<sup>3</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geológiai és Geokémiai Intézet, Budapest <sup>4</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

e-mail: birotamas@caesar.elte.hu

#### 1. Bevezetés

Az üledékes kőzetek kvarc szemcséinek víztartalma (szerkezeti OH-és H<sub>2</sub>O) az anyakőzet keletkezési körülményeinek, és a szállítódás, diagenezis hőtörténetének együttes eredménye. Így, a H-beépülés típusa és a szemcse víztartalma alapján információ kapható az anyaképződményről (Stalder et al., 2017). A Fehérvárcsurgó mellett kibukkanó, jelenleg is bányászott, jól osztályozott, átlagosan 0,1-0,5 mm szemcsenagyságú homok a pannóniai korszakban rakódott le partmenti turzásformák anyagaként (Bárdossy, 1958). Célunk a homok kvarc szemcséinek mikro-FTIR vizsgálata volt, hogy meghatározzuk a jellemző hidrogén-beépülési típusokat és víztartalmakat.

#### 2. Módszertan

Több száz egyedi, 0,2-0,5 mm átmérőjű kvarc kristályból készítettünk 100-200 mikrométer vastagságú, kétoldalt polírozott csiszolatot. A víztartalom vizsgálatát nempoláros mikro-FTIR spektrometriával végeztük 40 egyedi, orientálatlan szemcsén az MTA CSFKI Geológiai és Geokémiai egy Bruker Hyperion 2000 infra mikroszkóphoz csatolt Bruker Vertex spektrométerrel az alábbi beállításokkal: leolvasások száma: 128; spektrális felbontás: 4 cm<sup>-1</sup>; vizsgált tartomány: 400 – 4000 cm<sup>-1</sup>; apertúra: 50 x 50 mikrométer. A kristályok CaF lemezen lettek megmérve. A spektrumok kiértékelése az OPUS szoftverrel történt.

#### 3. Eredmények és diszkusszió

A kvarc szemcsék általában izometrikusak, legnagyobb átmérőjük 0,2-0,5 mm közötti. A repedezettség alapján két alcsoport különíthető el: 1) nem repedezett, víztiszta szemcsék; 2) repedésekkel sűrűn átjárt, sárgás árnyalatú szemcsék. Olvadékzárványok csak nagyon ritkán, a kristálylapokkal határolt, víztiszta szemcsék közepén voltak megfigyelhetők.

A kvarc szemcsék a hidroxil régióban (3000–3700 cm<sup>-1</sup>) megfigyelhető abszorbanciák alapján 3 csoportba sorolhatók (1. ábra): 1) "száraz" szemcsék (nem figyelhető meg abszorbancia); 2) AlOH szerkezeti hidroxil helyettesítéseket tartalmazó szemcsék (domináns a kis félérték-szélességű elnyelési sáv 3378 cm<sup>-1</sup>-nél, kisebb vállakkal 3430 és 3315 cm<sup>-1</sup>-nél); 3) molekuláris vizet tartalmazó szemcsék (nagy félértékszélességű elnyelési sáv 3400 cm<sup>-1</sup>-nél). A repedezett, sárgás árnyalatú szemcsék mindegyikének spektrumán megfigyelhető volt a molekuláris víz okozta nagy félérték-szélességű elnyelési sáv 3400 cm-1-nél. Az AlOH szerkezeti hidroxil helyettesítések koncentrációja a szemcsék 65 %-nál 1 és 2,5 ppm közötti. A legnagyobb AlOH szerkezeti hidroxil koncentrációk 16 - 19 ppm közöttiek.



1. ábra – A fehérvárcsurgói kvarc kristályok reprezentatív spektrumai

A megfigyelt szerkezeti hidroxil típusok és az AlOH koncentrációk alapján a homok kvarc szemcséi feltételezhetően különböző anyakőzetből származnak (v.ö. Stalder et al., 2017): a "száraz" szemcsék metamorf képződményekből, az AlOH- helyettesítések dominálta szemcsék vulkáni, mélységi magmás képződményekből, a molekuláris H<sub>2</sub>O-t tartalmazók pedig vélhetően hidrotermális eredetűek. Ez összhangban van a képződmény cirkon és turmalin kristálya alapján feltételezett forrásképződményekkel (Thamóné Bozsó, Baloghné Bozsó, 2008): Csatkai Kavics Formáció, Velenceihegységi gránit.

A kutatást az NKFIH-OTKA K128122 pályázat támogatta.

### Irodalomjegyzék

Bárdossy, Gyné. (1958): Földtani Közlöny, 88/2, 228–236.

- Stalder, R., Potrafkem A., Billström, K., Skogby, H., Meinhold, G., Gögele, C., Berberich, T. (2017): American Mineralogist, **102**, 1832–1842.
- Thamóné Bozsó, E., Balgohné Bozsó, K. (2008): A Miskolci Egyetem Közleményei, A sorozat, Bányászat, **74**, 251–253.

# A BÉKE ÉS A BARADLA-BARLANGOKBAN VÉGZETT MONITORING JELLEGŰ VIZSGÁLATOK: KÖVETKEZTETÉSEK A CSEPPKÖVEK KÉPZŐDÉSÉT ÉS ÖSSZETÉTELÉT MEGHATÁROZÓ FOLYAMATOK

Czuppon György<sup>ı,\*</sup>, Demény Attila¹, Leél-Őssy Szabolcs², Óvari Mihály³, Molnár Mihály⁴, Stieber József⁵, Kármán Krisztina¹, Kiss Klaudia<sup>6</sup>, Surányi Gergely<sup>7</sup>, Haszpra László<sup>8</sup>

<sup>1</sup> MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

- <sup>2</sup> ELTE TTK, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest
- <sup>3</sup> MTA ÖK Duna-kutató Intézet, Budapest
- <sup>4</sup> MTA Atommagkutató Intézet, Debrecen
- <sup>5</sup> STIEBER Környezetvédelmi Kft., Budapest.
- <sup>6</sup> MTA CSFK, Földrajzi Intézet, Budapest
- 7 MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

<sup>8</sup> OMSZ, Budapest

e-mail: czuppon.gyorgy@csfk.mta.hu

A Béke- és a Baradla-barlangokban 2013 és 2015 között végeztünk monitoring jellegű vizsgálatokat havi rendszerességgel. Több helyszínen mértünk a klimatológiai paraméterek változását és különböző típusú vizek stabilizotóp-, kémiai-, valamint nyomelem-összetételét. Ezenfelül a Buzogány-teremben lehetőségünk volt frissen kivált karbonátok gyűjtésére is.

Az elvégzett monitoring alapján megalapítható, hogy a csepegővíz stabilizotóp-összetétele minden mintagyűjtési ponton nagyon hasonló és az egész időszakot tekintve állandó, negatívabb értéket mutatva, mint a mennyiséggel súlyozott éves csapadék. Ez azt jelzi, hogy a beszivárgó víz viszonylag hosszú idegig tartozódik a karsztban (1év<) és dominánsan a téli csapadékot "mintázza meg". A barlangi levegőben mért CO<sub>2</sub> koncentrációja és a csepegés intenzitása jelentős változékonyságot mutatott. Ezek a paraméterek változása jelentős hatással vannak a karbonát kiválásra és ezzel összefüggésben a cseppkőképződésre. A CO<sub>2</sub> koncentrációja nyáron elérte a 35000 ppm-t, míg télen 1000-3000 ppm-re csökkent. Valószínűleg ez téli, alacsonyabb CO<sub>2</sub> kedvezőbb a karbonátok kiválásához, így feltételezhető az éves szinten kiváló karbonátok jelentős része ebben az időszakban képződik.

A csepegővizekben meghatározott Mg/Ca, Sr/Ca, Na/C és Si/ Ca arányok szisztematikus összefüggést mutattak, amely alapján valószínűsíthető, hogy kisebb beszivárgási időszakokban már a barlang feletti karszt repedéseiben, üregeiben kiválhatott karbonát befolyásolva a későbbiekben képződő cseppkövek összetételét.

A frissen képződött karbonátok  $\delta^{13}$ C és  $\delta^{18}$ O értéke jó korrelációt mutat kinetikus frakcionációra utalva, amely nagy valószínűséggel a kisebb csepegés intenzitással (beszivárgással) magyarázható. Kiválasztva azokat a mintákat, amelyek legkisebb kinetikus frakcionációt szenvedtek, lehetőség volt a csepegővíz stabilizotópösszetételének és a barlangban mért hőmérséklet ismeretében azt a víz-karbonát frakcionácós egyenletet kiválasztani, amely legjobban visszaadja a mért adatokat. Ez jó alapot nyújthat későbbi, Béke-; Baradla- barlangokból származó cseppkövek segítségével végzett paleohőmérsékleti rekonstrukcióhoz..

#### Irodalomjegyzék

A kutatáshoz az anyagi hátteret az NKFIH (OTKA NK 101664 és PD 121387 számú projekt) biztosította. Továbbá a kutatómunka során Czuppon György a Bolyai János Kutatói Ösztöndíjban részesült.

# GONDOLATOK A PANNON-MEDENCE KIALAKULÁSÁRÓL

#### FODOR László<sup>1,\*</sup>

<sup>1</sup> MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest e-mail: lasz.fodor@yahoo.com

#### 1. Bevezetés

Bár ez az előadás nem szigorúan kőzettan-geokémiai jellegű, de azt gondoltam, talán hasznos összefoglalnom néhány gondolatot a Pannon-medence kialakulásáról, annak szerkezeti vonatkozásairól.

#### 2. Szin-rift deformáció

Mint a legtöbb extenziós medence, a Pannon-medence fejlődésében is elkülöníthetünk szin-rift és poszt-rift fázisokat, amelyeket már a legkorábbi munkák is előrejeleztek/kimutattak (Royden, Horváth, 1988). A mai adatok fényében világos, hogy ez a fázis a kéreg olyan jelentős megnyúlásához vezetett, melynek következtében a kéreg 'középső' része is a felszínre exhumálódott, részben metamorf magkomplexumokban. Az extenzió ezen jelentős helyei jórészt a medence nyugati és déli peremén helyezkednek el, de nem kizárt az Alföld egyes szerkezeti magaslatai és a Keletszlovákiai-medence hasonló szerepe. Számos tanulmány igazolta ezen deformáció jelenlétét, amelyek közül Tari (1994, 1996) messze előremutató tanulmányát emelném ki itt. E deformáció természetesen kristályplasztikus mechanizmusokkal ment végbe, metamorf foliáció és vonalasság kialakulása kísérte. A szerző számára legkedvesebb a szlovéniai Pohorje, ahol mind a 18,64 millió éves intrúzió, mind a megfogadó, krétában kialakult metamorf kőzetek elszenvedték ezt a deformációt. Az extenzió iránya az ÉNy-i medencerészben mai helyzetben ÉK-DNy-i, a déliben néha inkább ÉÉK-DDNy-i volt. Az előző esetben, a paleomágneses adatokkal korrigálva (Márton, Fodor, 2003), ez eredeti irányban ~K-Ny-i extenziót jelentett.

Az exhumálódott kéregrészek termokronológiai adatai kb. 25 és 15 millió évek közötti deformációt jeleznek. Úgy tűnik, a déli medencerészben, azaz a Közép-magyarországi zónától délre az extenzió előbb kezdődhetett. Ez az időtartam átfed a szin-rift üledékek korával, amelynek legidősebb része talán ottnangi (~19-17,2 Ma), de legtöbbször csak a kárpáti igazolható (17,2-15,97 Ma). Világos, a modern kormeghatározási adatokkal a millió évek adatai folyamatosan változnak - és a paleontológiai eredményekkel maguk a korbesorolások is. Balázs (2016, 2017) modellezései alapján világos, hogy a korábban sejtett tény, miszerint a medencék kinyílása eltérő idejű, logikus része a medenceformálódásnak. A feszültségmező-adatok pedig arra utalnak, ez a sok fázist (epizódot) tartalmazó deformációs folyamatsor változó feszültségmezőben, azaz változó vetőgeometria mellett ment végbe. A deformációs események szétválasztásában jelentős eredmények születtek (pl. Petrik, 2016), és világos, hogy a deformációs szalagok lényegesen részletesebben leírják az egyes epizódokat (Beke, 2016). Ugyanakkor, a további előrelépés nem megoldható integrált adatrendszer, további geokronológiai, termokronológiai adatok nélkül.

#### 3. Poszt-rift fázis

A szin-rift és poszt-rift fázis közötti határ időzítése mindig is vita tárgyát képezte a kutatók között. Tari (1994) inkább a középsőmiocénen belül, míg Horváth F. inkább a középső-késő miocén határára tette e fontos váltást. Ma talán inkább úgy látjuk, hogy voltak területek, ahol a riftesedés egészen a késő-miocén első részéig, kb. 9 millió évig elnyúlt (Balázs et al., 2016), de úgy is fogalmazhatunk, a normálvetők felújultak a pannóniai elején. Korapannónai normálvetőkre és összekapcsolt eltolódásokra számos térképezési adatunk van (Fodor et al., 2013, Petrik, 2016).

Külön érdekesség a medence DNy-i része. Itt világosan kimutatható, hogy kb. 15–14 millió évektől, folytonosan vagy szakaszosan fellépve, rövidülés (gyűrődés és/vagy transzpresszió) uralta e medencerészt. Erre pl. a Balaton-vonal menti deformációk (Várkonyi, 2012), a bakonyi jobbos eltolódások (Mészáros, 1982), a Baján-lecsúszósík meggyűrődése (Nyíri, 2017) és a zalai redőknek a pannóniai üledékképződést is befolyásoló létrejötte is utal (Uhrin et al., 2009). E kontrakciós deformáció még a posztrift süllyedéssel egyidőben ment végbe, de annál mindig kisebb nagyságrendű maradt (azaz e terület végül is süllyedt). Vagyis, a litoszférának a szin-rift fázisból átöröklött viselkedése felülírta a kéregdeformációból származó folyamatokat. Ez a rövidülés a nyugatabbi, szlovén-olasz dél-alpi gyűrt-pikkelyes öv pannóniai folytatása volt, ami azt is jelenti, hogy a medence "inverziója" délnyugaton már a szin-rift fázis végén megkezdődött.

A kutatást a 113013 számú NKFIH OTKA projekt támogatta.

#### Irodalomjegyzék

- Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F., Cloetingh, S. (2016): Tectonics, 35, 1526–1559.
- Balázs, A., Burov, E., Matenco, L., Vogt, K., Francois, T., Cloetingh, S., (2017): Earth Planetary Science Letters, 462, 86–98.
- Beke, B. (2016): PhD dolgozat, MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 148 p.
- Fodor, L., Koroknai, B., Balogh, K., Dunkl, I., Horváth, P. (2003): Földtani Közlöny, 133, 535–546.

Fodor, L.I., Sztanó, O., Magyar, I., Törő, B., Uhrin, A., Várkonyi, A., Csillag, G., Kövér, Sz., Lantos, Z., Tőkés, L. (2013): Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 99, 33–34. Mészáros, J. (1982): MÁFI Évi Jelentése, 1980, 517–536.

Nyíri, D. (2017): Szakdolgozat, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék Petrik, A. (2016): PhD értekezés, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék 208 p.

Márton, E., Fodor, L. (2003): Tectonophysics, 363, 201-224.

Royden, L.H., Horváth, F. (1988): Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir, 45.

Tari, G. (1994): PhD Thesis, Rice University, Texas, USA. 501 p.

- Tari, G. (1996): Mitt. Gesell. Geol. Bergbaustud. Österreich, 41, 1–18.
- Uhrin, A., Magyar, I., Sztanó, O. (2009): Földt. Közlöny, 139, 273–282.

Várkonyi, A. (2012): Szakdolgozat, ELTE TTK

# A MÁTRA ÉS BÜKK HATÁRVIDÉKÉT BORÍTÓ MIOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK ÚJRATÉRKÉPEZÉSE

#### Gál Péter<sup>1,\*</sup>, Pecsmány Péter<sup>2</sup>, Petrik Attila<sup>3</sup>, Lukács Réka<sup>3</sup>, Fodor László<sup>3,4</sup>, Kövér Szilvia<sup>4,5</sup>, Harangi Szabolcs<sup>1,3</sup>

- <sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest
- <sup>2</sup> Miskolci Egyetem, Földrajz-Geoinformatikai Intézet, Miskolc
- <sup>3</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest
- <sup>4</sup> MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest
- <sup>5</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest
- e-mail: galpeti93@gmail.com

#### 1. Bevezetés

A Bükk és Mátra határvidékének különböző részeiről számos földtani térkép készült (pl. Schréter, 1952; Less, Mello, 2004). A miocén rétegsor egyes elemei nem párhuzamosíthatók a különböző térképek alapján, különösen igaz ez a Kelet-Mátrában és a Nyugat-Bükkalján a "középső riolittufára" használt Tari Dácittufa – Felnémeti Riolittufa elnevezésekre (Less, Mello, 2004). Célunk az volt, hogy a két hegység határterületének (a Recsk, Kisnána, Verpelét, Egerszólát, Egerbakta, Bátor és Sirok települések által bezárt terület) reambulált 1:25000 méretarányú földtani és felszínalaktani térképét elkészítsük, és tisztázzuk a rétegsorok közötti bizonytalanságot (1. ábra).

#### 2. Földtani helyzet

A térképezett terület felső része a Darnó-zónában található. ÉK-i határán a DNy-Bükk jura összlete található a felszínen (Less, Mello, 2004), az alaphegységet máshol eróziós diszkordanciával települő miocén képződmények borítják néhány erősen tektonizált zónát leszámítva Sirok és Recsk között. A legidősebb felszíni miocén képződmény az ottnangi Gyulakeszi Riolittufa ignimbritje, amely a terület ÉNy-i csücskében fordul elő. Erre az Egyházasgergei Homokkő tengerparti környezetben lerakódott konglomerátuma és keresztrétegzett homokköve települ, majd fokozatos kimélyülést jelez a Garábi Slír nyíltvízi eredetű finomhomokaleurolit sorozata. A kárpáti slírösszlet és a rátelepülő, áthalmozásos bélyegeket mutató andezittufa (Hasznosi Andezit) a terület Ny-i, középső és ÉNy-i részén elterjedt képződmény (Pelikán, 2010). Fedőképződménye a terület nagyobbik részén megjelenő, dácitos-riodácitos összetételű, kb. 15-14,8 millió évvel ezelőtt keletkezett Demjéni Ignimbrit (Lukács et al., 2018). A Mátrában a Nagyhársasi Andezit rétegvulkáni összlete települ erre, míg a Tarnától K-re szintén ebbe a formációba sorolt áthalmozott andezittufa (Less, Mello, 2004). A terület D-DK-i részén ezekre a 14,4 millió éves Harsányi Ignimbrit kitörési egység (Lukács et al., 2018) áthalmozott és szórt tufái települnek, majd szarmata-pannon sekélytengeri üledékes összlet következik (Pelikán, 2010).

### 3. Vizsgálati módszerek

A térképezés során az elterjedt és jól követhető Demjéni Ignimbritet (DI) vezérszintnek tekintettük, és a térképezhető vastagságú különböző változatait is (nem összesült, összesült-kovásodott) elkülönítettük. A DI felszíni előfordulásaiból begyűjtött litoklasztok mennyiségi-minőségi vizsgálatát is elvégeztük a kitörés forrásterületének jellemzéséhez. A geomorfológiai vizsgálataink a topográfiai térképlapok felhasználásával elkészült digitális domborzatmodellen és a belőle származtatott állományokon alapulnak. Terepen számos morfológiai szintet (pediment, terasz) és csuszamlásokat



#### 1. ábra – A térképezési terület határai

észleltünk, különösen nagyobb vetőzónák közelében. A nagyobb vízfolyások kanyarulat-fejlettségét is vizsgáltuk, ugyanis a szakirodalom alapján következtetéseket tudunk levonni a jelenleg is aktív szerkezetekre (Petrovszki et al., 2009).

### 4. Eredmények

Térképezésünk során Schréterrel (1952) egyetértésben azt tapasztaltuk, hogy a miocén rétegsor Siroknál háromszor ismétlődik DNy-ÉK-csapású szerkezetek mentén. Ezt az újabb térképek nem tükrözik, valamint Schréter (1952) is csak a "középső riolittufa" ismétlődését említi, holott a kárpáti slír és a rátelepülő andezittufás sorozat is részt vesz benne, messze ÉK-re a jelenleg ábrázolttól, Bátor felé is előfordulva. A Schréter (1952) és az újabb térképek (Less, Mello, 2004) által a Darnó-hegy DK-i csücskében és a Siroktól É-ÉK-i irányban egységes tufablokként térképezett területen jól elkülöníthető a fentebb említett két képződményen kívül a DI nem összesült és összesültkovásodott változataiból és az arra eróziós diszkordanciával települő áthalmozott andezittufából álló rétegsor.

#### Irodalomjegyzék

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

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

Pelikán, P. (2010): A Mátra és közvetlen környezetének földtana. In: Baráz, Cs. (szerk.) Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 17–26.

Schréter, Z. (1952): MÁFI 1948. évi jelentése, 111–118.

Petrovszki, J., Székely, B., Tímár, G. (2012): Global and Planetary Change, 98–99, 109–121.

#### GUZMICS Tibor<sup>1,\*</sup>, BERKESI Márta<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest e-mail: tibor.guzmics@gmail.com

#### 1. Bevezetés

Földünkön több száz lelőhelyen találhatók kalciokarbonatitok (Wooley, Kjarsgaard, 2008) és nefelinitek, azonban nátrokarbonatit előfordulást csak egy helyen ismerünk: a tanzániai Oldoinyo Lengai (OL) vulkánon. A kalciokarbonatit lényegében kalcit és F-apatit kumulátumként fogható fel, amely egy Ca-Na-K karbonatit olvadékból keletkezik ~1100 és 700 °C hőmérséklet között (Guzmics et al., 2011). Egy Ca-Na-K karbonatitban az alkália-tartalom növekedésével egészen a nyerereit + nátrit<sub>szo</sub> (nátrit szilárd oldat) eutektikus pontig jelentősen csökken az a hőmérséklet, amelyen a karbonatit még olvadék állapotban létezik litoszférikus körülmények között (Weidendorfer et al., 2017). Ez összhangban van az OL vizsgálatokkal, ahol a nátrokarbonatit magma hőmérséklete 540-595 °C és a frissen megszilárdult magma nyerereit és nátrit<sub>szo</sub> fenokrisályokból áll (Gittins, Jago, 1998). Azonban a természetben a karbonátolvadékban található nem-karbonát anionok közül a fluoridnak van a legnagyobb szerepe az olvadási hőmérséklet csökkentésében, amely elemet és annak jelentőségét a karbonatitolvadékokban (az OL nátrokarbonatit kivételével) eddig nem tanulmányoztak. 8 tömeg % F jelenléte egy kalcit-normatív Ca-Na karbonátolvadékban a kalcit likviduszt 160-290 °C-kal tolja a kisebb hőmérsékletek felé 0,1 GPa nyomáson (Jago, Gittins, 1991). Összevetésként: ilyen mértékű olvadáspont-csökkenést csak irreálisan nagy (80-90 tömeg%) víztartalom okozhatna (Wyllie, Tuttle, 1960).

#### 2. Eredmények és diszkusszió

Munkánkban F-gazdag (5-14 tömeg%) karbonátolvadékot mutatunk be az OL szomszédságában elhelyezkedő Kerimasi vulkánról gyűjtött nefelinitek olvadékzárványaiból. Eredményeink szerint jelentős F-tartalom nélkül a karbonatit magmák geológiailag releváns ~700 °C alatti hőmérsékleten nem fejlődhetnek olvadékként tovább a kisebb hőmérsékletek felé. A jelentős F-tartalom a karbonátolvadékban a nemelegyedő nefelinit olvadékkal való fejlődés és frakcionációs kristályosodás eredménye kb. 1050 °C-ról egészen 630 °C-ig. Raman és FIB-SEM (Fókuszált Ionsugaras Pásztázó Elektronmikroszkópia) kombinált alkalmazásával az olvadék és a fluidumzárványokban azonosítottunk egy CO2+H2O-tartalmú, nátrit<sub>szo</sub>-normatív alkáli-karbonát fluidumot, amely 850 °C-on egyensúlyban van egy nemelegyedő F-gazdag karbonátolvadékkal és egy nefelinit-olvadékkal (1. ábra). Modellünk szerint (Guzmics et al., in press) ez a fluidum összekeveredhet a F-gazdag karbonátolvadékkal nefelinit-szubszolidusz hőmérsékleten a CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O kigázosodása után. A keveredés nátrokarbonatit öszszetételű olvadékot eredményezhet. Ezzel feloldható egy hosszú évtizedek óta fennálló látszólagos ellentmondás a kísérleti kőzettani eredmények és a természetes megfigyelések között, miszerint a normál peralkalinitású [moláris arány: (Na<sub>2</sub>0+K<sub>2</sub>0)/Al<sub>2</sub>0<sub>2</sub> < 2-3] nefelinitek vagy fonolitok miért egy a nátrokarbonatit olvadéknál Ca-ban jóval gazdagabb karbonátolvadékkal formálnak nemelegyedő fázist. A tanulmányozott 5-14 tömeg % F- és 28-41 tömeg% CaO-tartalmú karbonátolvadék magmás fejlődése során nem lesz kalcit-telített és nem fog fosszilizálódásra alkalmas kalciokarbonatitot kristályosítani. Ezzel választ adhatunk arra a megfigyelésre, hogy a nátrokarbonatitok az OL vulkáni felépítményében miért nefelinitekkel együtt és nem pedig kalciokarbonatitokkal jelennek meg. Eredményeink szerint a nefelinit magmatizmushoz kapcsolható F-gazdag karbonátolvadék és/vagy az alkáli-karbonát fluidum fázisok keletkezése sokkal gyakoribb lehetett a geológiai múltban annál, mint azt korábban gondoltuk. E fázisok által létrehozott alkáli-(halogén)-karbonátok nem stabilisak (hetek alatt átalakulnak és eltűnnek a kőzetekből), fosszilizálódásukra minimális az esély. Egykori anyaolvadékuk jelenlétére a kőzetekben nem, de a rezisztens ásványokban lévő olvadék- és fluidumzárványokban kaphatunk bizonyítékot.

A kutatást az NKFIH K-119535 számú projekt támogatta.



**1. ábra** – Kerimasi nefelinbe záródott elsődleges olvadékzárvány szobahőmérsékleten

A zárvány – 850 °C-on történt – dermesztés után készült polarizációs mikroszkópi képe. A Raman mikroanalízis azt mutatta, hogy a fluidum kondenzátuma nátritszo (nátrit szilárd oldat) és nahkolit ásványokból áll; karbonátolvadék – F-gazdag karbonátolvadék, szilikátolvadék – nefelinit, G – CO, gáz

#### Irodalomjegyzék

Gittins, J., Jago, B.C. (1998): Mineralogical Magazine, 62, 759–768.

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

Guzmics, T., Berkesi, M., Bodnar, R.J., Fall, A., Bali, E., Milke, R., Vetlényi, E., Szabó, Cs. (in press): Geology, DOI: 10.1130/G46125.1

Jago, B.C., Gittins, J. (1991): Nature, 349, 56-58.

Weidendorfer, D., Schmidt, M.W., Mattsson, H.B. (2017): Geology, 45, 507-510.

Woolley, A.R., Kjarsgaard, B.A. (2008): Geological Survey of Canada, Open File 5796, 1 CD-ROM +1 map.

Wyllie, P.J., Tuttle, O.F. (1960): Journal of Petrology, 1, 1-46.

# MAGMATÁROZÓ ÁLLAPOT ÉS REAKTIVÁLÓDÁSI IDŐ EGY HOSSZAN SZUNNYADÓ TŰZHÁNYÓ ALATT

HARANGI Szabolcs<sup>1,2,\*</sup>, GONZÁLEZ-GARCÍA Diego<sup>3</sup>, PETRELLI Maurizio<sup>4</sup>, BACHMANN Olivier<sup>5</sup>, SEGHEDI Ioan<sup>6</sup>, LUKÁCS Réka<sup>1</sup>

<sup>1</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

- <sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest
- <sup>3</sup> University of Turin, Department of Earth Sciences, Turin
- <sup>4</sup> University of Perugia, Department of Physics and Geology, Perugia

<sup>5</sup> ETH Zürich, Zürich

<sup>6</sup> Romanian Academy, Institute of Geodynamics, Bucharest

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

#### 1. Bevezetés

A hosszan szunnyadó tűzhányók jelentős veszélyt jelentenek a társadalomra, mivel egy reaktiválódás felkészületlenül érheti a környező lakosokat. A geofizikai eszközökkel, numerikus modellekkel és nagy pontosságú cirkon geokronológiai módszerekkel kapott eredmények alapján egyre több bizonyíték van arra, hogy a vulkánok alatt lévő magmatározó akár több százezer éven keresztül is fennmaradhat több-kevesebb olvadéktartalommal (Cashman et al., 2017). Mindaddig, amíg olvadék jelen van, addig lehetőség van a kristálykása reaktiválásra, azaz olvadékgazdag (>60tf%) magma kialakulására. Harangi et al. (2015) azokat a vulkánokat, amelyek utoljára több mint tízezer éve törtek ki, de amik alatt kimutatható olvadéktartalmú magmás test, PAMS vulkánoknak, azaz potenciálisan aktív magmatározóval rendelkező tűzhányóknak nevezte. A székelyföldi Csomád egy jellegzetes PAMS vulkán, ahol az utolsó vulkánkitörés 30 ezer éve történt (Harangi et al., 2010). A vulkáni kitörések képződményeinek integrált kőzettani és geokémiai vizsgálata hozzájárul ahhoz, hogy jobban megismerjük a hosszan fennálló kristálykása állapotát, a reaktiválódás folyamatát és annak idejét.

#### 2. Vizsgált kőzetek

A jelen vizsgálatra a Kis-Csomád 130 ezer éves lávadóm kőzetét választottuk ki (Kiss et al., 2014, Molnár et al., 2019). A mintegy 40tf% kristály jelentős része plagioklász, amfibol és biotit, ami mellett járulékos ásványfázisok együttese jelenik meg: kvarc, káliföldpát, olivin, klinopiroxén, apatit, titanit, cirkon és FeTioxidok. Jellemzők a kristálycsoportok, amelyek nagyrésze felzikus összetételű (plagioklász, amfibol, biotit, titatnit, cirkon és kőzetüveg), kisebb része pedig mafikus (olivin, klinopiroxén, amfibol).

#### 3. Eredmények és következtetések

Az amfibolok változatos szöveti megjelenésűek, kémiai összetételük alapján két csoportra különíthetők: kis-Al tartalmú hornblendék és nagy Al-tartalmú pargazitok (Kiss et al., 2014). A plagioklászok magja jellemzően 20-40 mol% An-tartalmú, míg a vékony külső peremek és a mikrofenokristályok An-tartalma 30-55 mol% között változik. A termobarometriai számolások szerint a hosszú életű kristálykását alkotó hornblendék és plagioklászok 700-750 °C hőmérsékleten alakultak ki 7-15 km mélységben. A pargazitok, amelyek sok esetben hornblende magok továbbnövekedési zónáit is alkotják ennél jóval nagyobb hőmérsékleten (950 °C körül) keletkeztek, ami egy erős felfűtést jelent (Kiss et al., 2014). A felfűtés bazaltos magmának a felzikus kristálykásába való benyomulásával magyarázható. Ezt támasztja alá a plagioklász kristályok peremén élesen megnövekedett Fe és Sr koncentráció, valamint a nagy-Mg olivin és klinopiroxén kristálykását és kitörésre képes magma alakulhatott ki.

A plagioklász kristályokban lévő, gyors diffúzióval jellemezhető elemek, mint például a Sr és Mg nagy felbontású, vonal menti mérésével és a kísérletileg meghatározott, hőmérsékletfüggő diffúziós együtthatók (Giletti, Casserly, 1994) segítségével kiszámolható a reaktiválódás ideje. Több plagioklász profil diffúziós modell vizsgálata alapján 30-100 napos időt kaptunk, azaz gyorsan, csupán néhány hónap alatt kialakulhatott a kitörésre képes magma. Ezt az eredményt alátámasztják a plagioklász kristályok külső peremének növekedési idejére kapott adatok is.

#### Köszönetnyilvánítás

A kutatás az OTKA-NKFIH K 116528 és PD 121048 pályázatainak anyagi támogatásával valósul meg.

#### Irodalomjegyzék

Cashman, K.V., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D. (2017): Science, 355, 6331.

- Giletti, B.J., Casserly, J.E.D. (1994): Geochimica et Cosmochimica Acta, **586/18**, 3785–3793.
- Harangi, S., Molnár, M., Vinkler, A.P., Kiss, B., Jull, A.J.T., Leonard, A.G. (2010): Radiocarbon, **52/3**, 1498–1507.
- Harangi, S., 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.
- Kiss, B., Harangi, S., Ntaflos, T., Mason, P.R.D., Pál-Molnár, E. (2014): Contributions to Mineralogy and Petrology, **167/3**, 986.
- Molnár, K., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A.K., Kiss, B., Seghedi, I., Szepesi, J., Harangi, S. (2019): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 373, 133–147.

# KVARC FENOKRISTÁLYOK VÍZTARTALMA A BÜKKALJA HULLOTT PIROKLASZT-ÜLEDÉKEIBEN – ELSŐ LÉPÉS EGY ÚJ KORRELÁCIÓS ESZKÖZ FELÉ?

HENCZ Mátyás<sup>1,\*</sup>, BIRÓ Tamás<sup>1</sup>, KOVÁCS István János<sup>2</sup>, PÁLOS Zsófia<sup>3</sup>, KESJÁR Dóra<sup>4</sup>, KARÁTSON Dávid<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

<sup>2</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

<sup>3</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

<sup>4</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geológiai és Geokémiai Intézet, Budapest e-mail: hencz.matyi92@gmail.com

#### 1. Bevezetés

A Bükkalja Vulkáni Területen a miocén robbanásos, szilíciumgazdag vulkanizmus piroklasztitjainak korrelációja régóta foglalkoztatja a területen dolgozó vulkanológusokat. A területen a feltárások nagyon elaprózottak, mozaikosak, így korrelációjuk kihívásokkal teli. A névlegesen vízmentes ásványok utóbbi években fellendülő kutatásával megnyílt a lehetőség a víztartalmuk vulkáni korrelációs célú felhasználására. E munkában víztartalom vizsgálata a fenokristályokban nempoláros FTIR módszertannal történt, amelynek legfőbb előnye, hogy olcsó, gyors a mintaelőkészítés, valamint hazai környezetben is rendelkezésre áll a megfelelő infrastruktúra. Az első lépést a vulkanológiai korrelációs felhasználás irányába jelen munka során tettük meg.

A névlegesen vízmentes ásványok olyan szilikátfázisok, amelyek kémiai formulájában nem található meg a hidrogén, ennek ellenére mégis tartalmaznak hidrogént nyomnyi mennyiségben szerkezeti hidroxil (OH) vagy molekuláris víz (H<sub>2</sub>O) formájában. Ilyen ásványok közé tartozik pl., a kvarc, a földpát, a piroxén, a gránát és az olivin is. A hidrogén beépülése az ásványszerkezetbe különböző nyomelem-helyettesítéseken és rácshibákon keresztül történhet. Például a kvarc esetében gyakori az Al3+ beépülése Si4+ helyett, amelyhez töltéskiegyenlítő kationként kapcsolódik a H+ (Johnson, 2006). A névlegesen vízmentes ásványok víztartalmának meghatározása megoszlási együtthatókon keresztül segíthet a hordozó magma eredeti víztartalmának kiszámításában (pl. Pálos et al., 2019). Az ásványok víztartalma azonban jelentős mértékben módosulhat a kitörés előtti állapothoz képest a felemelkedés, a kitörés és a szállítódás során végbemenő T, P,  $\mathbf{a}_{_{\rm H20}}$ -változás miatt. A legújabb kutatások bebizonyították, hogy vulkáni hőmérsékleten (>500°C) a kvarcok diffúziós úton történő hidrogénvesztése nagyon gyors, órák-napok alatt az eredeti víztartalom jelentősen lecsökkenhet (Biró et al., 2017a). Ez a folyamat nagy vastagságú és hőmérsékletű piroklaszt sűrűségár-üledékekben tipikus.

A korrelációs munkához a fent említett okok miatt hullott piroklaszt-üledékeket mintáztunk, amelyek piroklaszt-anyaga gyorsabban hűlt ki a kitörés során, így a fenokristályok eredeti víztartalmát nem, vagy csak elhanyagolható diffúziós veszteség érhette.

#### 2. Módszerek

A terepen egy fizikai vulkanológiai módszerekkel korrelált rétegsor két kibukkanásából történt mintavételezés, egy adott rétegből (Bogács, Tibolddaróc – Biró et al., 2017b). Ezekből kvarc fenokristály töredékeket szeparáltunk (kb. 40-50 db), majd orientálatlan, kétoldalt polírozott vastagcsiszolatokat készítettünk belőlük. A nempoláros Fourier-transzformációs Infravörös méréseket az MTA CSFK Geológiai és Geofizikai Intézetében végeztük Bruker Hyperion 2000 inframikroszkóphoz kapcsolt Bruker Vertex spektrométerrel. A kvarc fenokristályok víztartalmának meghatározása a módosított Beer-Lambert törvény segítségével történt.

## 3. Eredmények és értelmezés

Az átlagos szerkezeti hidroxil-tartalom a bogácsi minták esetén 5,8  $\pm$  0,87 wt. ppm, míg ugyanebből a rétegből, de Bogácstól 8 km-re fekvő Tibolddarócról származó kvarc kristályok átlagos szerkezeti hidroxil-tartalma 5,7  $\pm$  0,85 wt. ppm volt. A két érték hibahatáron belül átfed. Három megállapítást lehet tenni az eredmény tekintetében:

I. A megegyező értékekből következően valószínűleg a fenokristályok átlagos eredeti víztartalmát kaptuk vissza diffúziós veszteség nélkül.

II. A hullott piroklaszt-üledékek alkalmasak lehetnek a fenokristályok eredeti víztartalmának meghatározására a gyors lehűlésük miatt.

III. A két, eltérő földrajzi pozícióból vett minta számított víztartalma megegyezik, így a módszer alkalmas lehet korrelációs vagy diszkriminációs célokra szórt, kvarctartalmú rétegek esetén.

A számított víztartalom-értékek szorosan az átlagos érték körül szórnak. Monte Carlo szimulációval modelleztünk 10000 elméleti nempoláros FTIR mérést a kvarc abszorbancia-tulajdonságainak felhasználásával. A kapott elméleti eloszlás eltér az általunk tapasztalttól. Ennek oka valószínűleg a kvarc anizotróp abszorbancia indikatrixában, valamint az egyes kvarc fenokristályok ásványtani alakjából következő nem tökéletes "orientálatlanságában" keresendő.

### Köszönetnyilvánítás

A munkát a K128122-es és a K115472-es NKFIH pályázat támogatta.

### Irodalomjegyzék

- Biró, T., Kovács, I.J., Karátson, D., Stalder, R., Király, E., Falus, Gy., Fancsik, T., Kovács Sándorné, J. (2017a): American Mineralogist, **102**, 1187–1201.
- Biró, T., Hencz, M., Karátson, D., Márton, E., Szalai, Z., Bradák, B. (2017b): Romanian Journal of Earth Sciences, 91, p. 60.
- Johnson, E.A. (2006): Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 62, 117–154.
- Pálos, Zs., Kovács, I.J., Karátson, D., Biró, T., Kovács Sándorné, J., Bertalan, É., Besnyi, A., Falus, Gy., Fancsik, T., Tribus, M., Aradi, L.E., Szabó, Cs., Wesztergom, V. (2019): Central European Geology, 62/1, 119–152.

# A BAZALTOS HOMOKSZEMCSÉK MIKROMORFOLÓGIÁJA

KAPUI Zsuzsanna<sup>1,\*</sup>, KERESZTURI Ákos<sup>2</sup>, JÓZSA Sándor<sup>3</sup>, KIRÁLY Csilla<sup>2</sup>

<sup>1</sup> MTA-CSFK, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

- <sup>2</sup> MTA-CSFK, KTM-CSI, Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet, Budapest
- <sup>3</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest
- <sup>4</sup> MTA-CSFK, Földrajztudományi Intézet, Budapest

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

#### 1. Bevezetés

A homok méretű kvarc szemcsék morfológiai vizsgálata kb. egy évszázada zajlik és már régóta ismert, hogy a szemcsék morfológiáját befolyásolja a szállítási mód és közeg. Bár a homokszemcsék folyamatosan változnak szállítódás során, de a kialakult bélyegek mindaddig megmaradnak, amíg újabb esemény hatására felül nem íródnak. Így a morfológiai elemzésekkel, adott bélyeg vagy azok együttese alapján megállapítható, hogy dominánsan miként szállítódott a szemcse és így lehet következtetni a szállítódási környezetre is (Vos et al., 2014). Ez a közelítés a marsi környezetek rekonstruálásához is fontos lehet. Mivel a Marson főleg bazaltos összetételű szemcsék várhatóak, így különböző bélyegeket próbáltunk azonosítani a földi folyóvízi és eolikus bazalthomokok vizsgálata során, összehasonlítva azokat az ismert, kvarcokon található mikromorfológiai bélyegekkel. A vizsgálatok során olyan bélyegeket is találtunk, ami nem hasonlítanak a kvarcnál ismert morfológiákhoz, így azokat jellemzésükkel együtt átmenetileg elneveztük. Az így kapott eredményeket össze fogjuk vetni a laboratóriumi körülmények között koptatott szemcséken kialakult bélyegekkel. Célunk a bazalt szemcsék mikromorfológiájára az eddigieknél egy sokkal átfogóbb képet adni.

#### 1.1. Felhasznált minták

A morfológiai vizsgálatokat optikai mikroszkóppal és elektronmikroszkóppal (ELTE, Tm4000 Plus Tabletop), míg a szemcsék körvonalait Malvern Morphologi 3G ID műszerrel vizsgáltuk. A vizsgált bazalt minták között az International Space Analogue Rockstore (ISAR) gyűjteményből, a tholeiites összetételű izlandi Lambahraun vulkáni síkságról (Sinton et al., 2005; Licciardi et al., 2006) származó eolikus homok; illetve a São Miguel (Azori-szigetek) területéről származó saját gyűjtésű folyóvízi minta. (Zanon, 2015).

#### 2. Eredmények

A képeken mind az eolikus, mind a fluviális szemcsék között mutatkoznak korábban kvarcszemcsék mikromorfológiájában azonosított alakzatok: íves és egyenes lépcsők, kagylós törés, búbos sarkak és abráziós felszín (mechanikai bélyegek), kicsapódási jegyek és oldási üregek (kémiai bélyegek). Sok eddig be nem sorolt morfológiai elemet azonosítottunk, csoportosítottunk, és elneveztünk: mélyedések-üregek (eolikus szemcséken), repedéses felszín és legyezőszerű mélyedés (folyóvízi szemcséken). Ezek közül a második majdnem biztosan mechanikai hatásokhoz lehet kötni. A mélyedések- üregek, repedéses felszín eredete bizonytalanabb. A kémiai vizsgálatokkal



ábra – Azonosított mikromorfológiai bélyegek a fluviális szemcséken: egyenes
 (a) és íves (b) lépcsők, illetve búbos sarkak (c) és repedezett felszín az eolikus szemcséken.

össze-függés nem mutatkozott morfológiával.

#### 3. Diszkusszió és következtetések

A különböző környezetekben összegyűjtött bazaltszemcséken optikaiés elektronmikroszkópos módszerrel a kvarc szemcsék alapján ismert bélyeg közül sikerült azonosítani a kagylós törést, különböző lépcsőket illetve ütésnyomokat; míg az eolikus szeméken felhajló lapvégeket, búbos sarkakat és kiválásokat találtunk. Néhány olyan bélyeget is leírtunk, melyeket új csoportokba lehet sorolni: az eolikus szemcséken mélyedéseket-üregeket, míg a folyóvízi szemcséken repedéses felszínt és legyezőszerű mélyedéseket tapasztaltunk. Fontos lépés lesz a következőkben a mesterségesen koptatott szemcsékkel összehasonlítani az eddigi eredményeket és formákat. A természetes minták esetében az eredet megállapításában problémát okozhat a rövidebb szállítási idő, illetve a mintákra jellemző ásványok ellenálló képességének eltérése (pl. olivin, piroxén). Összességében elmondható, hogy nehéz a Marson várható üledékes szemcsék jellemzőire következtetni, mégis perspektivikus a vizsgálat, mivel a vörös bolygón a víz korlátozott mértékben, de régen aktív volt, miközben a szél hatása ma is jelentős.

#### Irodalomjegyzék

Liccardi, J. M., Kurz, M.D., Curtice, J. M. (2006): Earth and Planetary Science Letters, **246**, 251–264.

Vos, K., Vandenberghe, N., Elsen, J. (2014): Earth-Science Reviews, **128**, 93–104.

Sinton, J., Grönvold, K., Saemundsson, K. (2005): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6, 1–34.

Zanon, V. (2015): Geological Society, London, Special Publication, 468.

# NEOLIT AMFIBOLIT CSISZOLT KŐESZKÖZÖK ARCHEOMETRIÁJA BORSOD-ABAÚJ-ZEMPLÉN MEGYÉBŐL

# KERESKÉNYI Erika<sup>1,\*</sup>, SZAKMÁNY György<sup>2</sup>, M. TÓTH Tivadar<sup>3</sup>, FEHÉR Béla<sup>1</sup>, HARSÁNYI Ildikó<sup>4</sup>, SZILÁGYI Veronika<sup>4</sup>, KASZTOVSZKY Zsolt<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

<sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>3</sup> Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

<sup>4</sup> MTA Energiatudományi Kutatóközpont Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratórium, Budapest

e-mail: kereskenyierika@yahoo.com

#### 1. Bevezetés

A Herman Ottó Múzeum régészeti gyűjteményébe tartozó 33 db neolitikus korú, amfibolit csiszolt kőeszköz archeometriai vizsgálatát végeztük el. Az amfibolit kőeszközök nagy része Borsod-Abaúj-Zemplén megye különböző régészeti lelőhelyeiről származik. Néhányuk szórványlelet, ám legtöbbjük pontosan korolt, alaposan feltárt régészeti lelőhelyekről került elő.

Amfibolit kőzettípusba soroltuk azokat a kőeszközöket, amelyek a metamorf fejlődés során elérték az amfibolit fáciest.

#### 2. Módszerek és eredmények

1. Makroszkóposan vizsgálva a kőbalták finomszemcsések, tömöttek, a legtöbb amfibolit foliált. Színük szürke, szürkésfekete és sötétbarna. Zöld és barna foltok és sávok szabad szemmel észlelhetők felszínükön.

2. 30 db kőbaltán roncsolásmentes kőzetkémiai PGAA elemzést végeztünk. A kapott adatokat TAS diagramban ábrázolva a vizsgált kőeszközök a bazalt, trachibazalt, bazaltos andezit, bazaltos trachiandezit és andezit mezőkbe esnek. Egy minta elkülönülve a szubalkáli összetételű együttestől, fonotefrit összetételű.

Ugyanezen adatokat AFM diagramban ábrázolva a kőeszközök nyersanyagának összetétele zömében tholeiites jelleget mutat.

3. 22 db kőeszköz EDS/SEM elemzését végeztük el. A kőzettípus megismerésében és termobarometriai modellezésében fontos szerepet játszott az amfibolok szöveti helyzete és kémiai összetétele, így az alábbiakban ezt részletezzük.

A magneziohornblende nematoblasztként az összes kőeszközből jelentős mennyiségben kimutatásra került. Aktinolitot egy vizsgált minta kivételével az összes többi tartalmazza. Jellemzően más Caamfibolok szegélyén képződött, kivéve a D06, D12 és D13 jelű kőbaltákat, ahol az amfibolok magját alkotja. Az 53.160.11 mintában a magneziohornblende szegélyén pargasit képződött. A D06 kőeszközben az aktinolit szegélyén winchit, a magneziohornblende szegélyén ferri-winchit tanulmányozható. A D05 mintában a tschermakit a magneziohornblende szegélyéről került leírásra. A D08 mintában megfigyelhető, hogy a korábban képződött tschermakit és magneziohornblende mellett, a klivázs mentén új ásványként jelenik meg az aktinolit. A B12 mintában a sadanagait, ferrosadanagait, pargasit és ferropargasit együttesen fordul elő, ezek szegélyén magneziohornblende és aktinolit képződött.

4. Termobarometriai modellezésre az amfibolitok Ca-amfiboljait használtuk fel (Gerya et al., 1997). Az amfibolitok a számítható Tmax alapján két nagy csoportra oszthatók. Az 1. csoport Tmax ~550 °C, P(Tmax) ~4,5 kbar, a 2. csoport T(max) ~600 °C, P(Tmax) ~6 kbar viszonyokkal jellemezhető. A B12 minta elkülönülve a 2 csoporttól T(max) ~680°C, P(Tmax) ~7,3 kbar viszonyokkal modellezhető.

## 3. Összefoglalás

A vizsgált kőeszközök zömét retrográd metamorfózis bélyegezte felül. A tschermakit-, pargasit- és sadanagait-tartalmú amfibolit nyersanyagú kőeszközök érték el a legnagyobb metamorf fokot. A szegélyükön megjelenő magneziohornblende és aktinolit retrográd metamorfózist tükröz. Ezek forrásterülete a Kárpát-medence környezetéből számos helyről lehetséges, amelyek közül a legvalószínűbb a Nyugati-Kárpátok és környezete, ezen belül is elsősorban a Gömörikum-Veporikum, illetve a Kis-Kárpátok metabázitjai hasonlítanak a legjobban. A Kis-Kárpátokban tschermakit-tartalmú amfibolitokat Faryad, Jacko (2002) is leírt. A D06 mintából a winchit jelenléte zöldpala-kékpala átmenetet rögzít, a maximális P-T értékek: 5,3 kbar és 575 °C. Felszínen Szlovákiában Kisszabos település mellett (Vozárová, 1999) vagy az Iňačovce-Krichevoegységben (Biroň et al., 1999) található zöldpala-kékpala átmenetet képviselő kőzet.

5 mintában a zöldpala-amfibolit progresszív metamorfózis szöveti bélyegeit őrzi. Szlovákiában progresszív metamorf fejlődést mutató amfibolitok nem ismertek, ehhez hasonló amfibolitok a Keleti-Alpokban fordulnak elő legközelebb (Faryad szóbeli közlése).

### Irodalomjegyzék

Biroň, A., Kotulová, J., Magyar, J., Soták, J., Spišiak J. (1999): Act. Mont. Slov., 4/2, 196–197.

Faryad, A.W., Jacko, S. (2002): Geol. Carp., 53, CD 1-8.

Gerya, T.V., Perchuk, L.L., Triboulet, C., Audren, C., Sez'ko, A.I. (1997): Petrology, 5/6, 503–533.

Vozárová, A. (1999): Act. Mont. Slov., 4/2, 175.

#### KIRÁLY Edit<sup>1,\*</sup>, TÖRÖK Kálmán<sup>1</sup>, KIRÁLY Csilla<sup>2</sup>, MAGYAR Norbert<sup>3</sup>, MAIGUT Vera<sup>1</sup>, Falus György<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest

<sup>2</sup> MTA, CSFK, Földrajztudományi Intézet, Budapest

<sup>3</sup> Budapest Gazdasági Egyetem, Üzleti Elemzés Módszertan Tanszék, Budapest

<sup>4</sup> ELTE TTK, Budapest

e-mail: kiraly.edit@mbfsz.gov.hu

### 1. Bevezetés

Lézerablációs ICP-MS-sel alkotott nyomelemtérképek nemzetközi viszonylatban is új területnek számítanak. Az első próbálkozásokat (Sanborn, Telmer, 2003; Woodhead et al., 2007, Ulrich et al., 2009) követően egyre több nyomelemtérképet bemutató publikáció készült. Hasonlóan a SIMS, PIXE, EMPA elemtérképezési gyakorlatához ilyenkor nem abszolút koncentrációt számolunk, hanem a relatív beütésszámok változását vizualizáljuk.



1. ábra – Néhány RFF és az Y eloszlása oszcillációsan zónás gránátban

Két különböző ásványcsoporton kísérleteztünk: gránáton (1. ábra) és karbonáton (2. ábra). Két gránát 4 részletének nyomelemtérképe raszterben (oda-vissza) készült, különböző kráterátmérőkkel (15, 25, 30 µm), érintőlegesen, relatív hosszú ideig. A karbonátok térképezése a kalcittól a dolomiton át az ankeritig vonal mentén, balról jobbra, nagyon rövid ideig, átfedéssel és átfedés nélküli pontokban történt.

## 2. Térképezés

Módszertani szempontból többféle megközelítés lehetséges: vonal menti, illetve raszterben történő diszkrét mérések összességéből kapjuk meg a térképet. Az irodalomban a leggyorsabb módszer mellett



2. ábra – Főelemek és néhány nyomelem eloszlása finomszemcsés karbonátban

tették le a voksot: vonal mentén, azonos irányba haladva, néhány mikront továbbléptetve, relatív nagy kráterátmérővel porlasztják el az anyagot. Matematikailag és méréstechnikai szempontból azonban ez nem feltétlenül korrekt, mivel egyenetlen felszínt, egymást átfedő krátereket mérünk, beleértve a már korábban mintázott anyagnak a minta felszínén maradt részét, illetve a korábbi ablációból származó anyag egy részét is, melyeket így térben és időben nem tudunk leválasztani. Tökéletes mintavételezést úgy tudnánk elérni, ha diszkrét mérési pontokat legtömöttebb illeszkedés szerint helyezünk el. Ebben az esetben azonban a mérésre szánt idő megsokszorozódik.

A térkép felbontása a kráterátmérőtől, a szkennelési sebességtől, a kráterek átfedésétől, valamint a cella méretétől függ. Jelenleg a minél jobb felbontás elérése a legnagyobb kihívás, hogy minél kisebb léptékű változások is kimutathatóak legyenek. Az optimális beállítás azonban mindig anyagfüggő.

A kiértékeléskor hatalmas adatmennyiséggel dolgozunk, melyeket eleinte manuálisan, majd R-ben és ArcGIS-ben dolgoztunk fel; beleértve ebbe a jel és a spike definiálását is (ez utóbbi az átlag háromszorosától való eltérésnél nagyobb értékeket jelentette), a felbontás javítását, simításokat, színezést, és az adatok térképpé konvertálását. Raszteres térképnél ArcGIS-ben, Spline raszter-interpolációt alkalmaztunk, csökkentettük a cellaméretet, majd simítottuk (bilinear interpolation) és színeztük (lineáris, szórás alapú) a térképet. Az R szoftverrel készített térképeknél problémát okozott a jel minden elem számára alkalmas kiválasztása. Ahol átfedő mintavételezés zajlott, ott nem volt szükség a felbontás technikai növelésére, nem simítottunk, csak színeztünk (2. ábra).

## 3. Eredmény

Módszertani szempontból fontos az MS mérési idejének és az adott pont ablációjának összehangolása. A nagyobb kráterátmérő és a kráterátmérőnél kisebb mozgatás megoldja a felbontási problémákat, életlen határokat, bár ezen utólag kontrolált körülmények között szoftveresen is segíthetünk. A mérési pontok közötti háttérmérés jelentősen megnöveli ugyan a mérési időt, viszont segít elkerülni a szállítás időbeli elnyúlásából származó elmosódott határokat. A különböző kiértékelések összehasonlításakor azt találtuk, hogy a spike-ok kiátlagolása vagy meghagyása semmilyen lényegi változást nem okozott a térképeken, csak a minimum értékeknél lett egyenletesebb a színárnyalat.

A gránátban kizárólag nyomelem-térképezéssel sikerült kimutatnunk egy más módon (SEM, EPMA, PIXE, pontméréssel, profilelemzéssel) nem észlelhető keskeny zónát. Vigyázni kell azonban, ha hosszú a kimosási idő vagy már ablált felszíneket mérünk, akkor fals zónákat is kaphatunk. A vékony, gyakran bekéregzésszerű karbonátok térképezéskor nagy előny a sekély mintavétel, így elkerülhettük a vertikálisan változó ásványfázisok kontaminációját.

## Irodalomjegyzék

Sanborn, M., Telmer, K. (2003): Journal of Analytical Atomic Spectrometry, **18**, 1231–1237. Ulrich, T, Kamber B.S., Jugo, P.J., Tinkham, D.K. (2009): Canadian Mineralogist, **47**, 1001–1012.

Woodhead, D.J., Hellstrom, J., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R. (2007): Geostandards and Geoanalytical Research, 31/4, 331–343.

# MAGMAKEVEREDÉS NYOMAI A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM SZIENIT KŐZETEIBEN

KIRI Luca<sup>1,\*</sup>, PÁL-MOLNÁR Elemér<sup>1,2</sup>, BATKI Anikó<sup>1,2</sup>, KISS Balázs<sup>1,2</sup>, WALTER Heléna<sup>1</sup>

<sup>1</sup> "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

<sup>2</sup>MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest e-mail: kiri.luca@gmail.com

#### 1. Bevezetés

A riftesedő, lemezen belüli környezetben kialakult Ditrói Alkáli Masszívum (DAM) a Keleti-Kárpátok komplex kőzettani összetételű (kumulátum kőzetek, alkáligabbrók, alkálidioritok, monzodioritok, monzonitok, monzoszienitek, szienitek, nefelinszienitek, kvarcszienitek és alkáligránitok), mezozoos alkáli magmás képződménye. Szerkezetileg a Keleti-Kárpátokat felépítő alpi Bucovinaitakaróhoz tartozik, amelynek négy prealpi terrénumával áll közvetlen kapcsolatban (Pál-Molnár, 2000).

### 2. A szienitek kutatástörténete

A szienitek kőzettani vizsgálatával számos kutató foglalkozott (pl. Morogan et al., 2000; Pál-Molnár, 2000), keletkezésükkel kapcsolatban különböző elméletek láttak napvilágot. Morogan et al. (2000) szerint a szienitek egy kétszakaszú, magmakeveredéssel kísért intrúziós esemény során alakultak ki. Pál-Molnár (2000) úgy vélte, hogy a gránitok, hornblenditek, nefelinszienitek és szienitek kogenetikusak, azonban a szienitek eltérő magmaforrásból származnak.

A szienitek újabb, részletes kőzettani (mikroszkópos) vizsgálata során olyan magmakeveredésre és magmaelegyedésre utaló szöveti bélyegeket azonosítottunk, amelyek a terepen vagy kézipéldány szinten nem figyelhetők meg.

## 3. Petrográfia

A szienit alapkőzetet zömében pertites, valamint antipertites szövetű alkáli- és plagioklász földpátok (67-81 és 18-26 V/V%), kisebb mennyiségben akcesszóriák (0-4 V/V%) építik fel, a mafikus alkotók mennyisége elhanyagolható (0-1 V/V%). A földpátok zárványgazdag magját gyakran zárványmentes perem veszi körül. Az apatitok két generációja különböztethető meg: (a) prizmás (25-490 µm), valamint (b) tűs habitusú (25-150 µm).

A keveredési kőzetzárványok az alapkőzetben átlagosan 12 V/V%os arányban vannak jelen, méretük 375 és 4750 μm között változik. A kőzetekben elszórtan vagy csoportosulva, olykor irányítottan jelennek meg. Leggyakoribb elegyrészeik: idiomorf–hipidiomorf amfibol (4-83 V/V%), hipidiomorf biotit (3-59 V/V%), xenomorf klinopiroxén (0-7 V/V%), hipidiomorf alkáli- és plagioklász földpát (1-13 és 1-10 V/V%), idiomorf akcesszórikus apatit, cirkon és titanit (együttesen 0–22 V/V%), illetve opak ásványok (1-14% V/V%).

Az amfibol (250-3500 μm) ritkán zónás, zárvány formájában földpátot, akcesszórikus- és opak ásványokat tartalmaz. A biotit (900-4500 μm) enyhén kloritosodott, zárványként akcesszórikusés opak ásványokat foglal magában. A klinopiroxén zöld színű, önállóan előforduló kristályai (660-800 µm) ritkák, jellemzően több szemcséből, kristálymaradványból (80-150 µm) álló halmazokat alkot, minden esetben amfibol makrokristály zárványaként jelenik meg és részben másodlagos amfibollá alakult át.

## 4. Diszkusszió és következtetések

A mafikus finomszemcsés keveredési kőzetzárványok a szienit alapkőzetben megjelenő, attól diszkréten elkülönülő és eltérő összetételű magma "maradványai". A prizmás apatitok a frakcionálódott (szienites) magma korai kristályosodása során képződtek. A tűs habitusúak a szienites szélső tag és az ezzel kölcsönhatásba lépő mafikus magma közötti jelentős hőmérsékletkülönbség okozta dermedés eredményeként kristályosodtak. A földpátok zárványmentes pereme a szienites és mafikus szélső tag kölcsönhatása során alakult ki. E folyamat következtében jelentős hőmérsékleti- és összetételbeli változások indultak meg a magmatározóban, amelyre a rendszerben már jelen lévő, korábban kikristályosodott ásványok szükségképpen reagáltak, peremeik részben visszaoldódtak. A későbbi kristályosodás során ezek a szemcsék nukleuszként viselkedtek, amelyeken azonos típusú, de eltérő összetételű zóna növekedett tovább. A klinopiroxén (Na-Fe2+ diopszid-Na-Mg hedenbergit) hasonló összetételű a dioritban, a tinguait telérekben, valamint az ezen telérekben megjelenő ijolit kőzetzárványokban lévő zöld klinopiroxén kristályok összetételéhez. A klinopiroxénnel egyensúlyt tartó olvadék ritkaföldfém és nyomelem eloszlása lényegesen különbözik a szienitek teljes kőzet összetételétől (Batki et al., 2018).

Az előzőekben bemutatott szerkezeti- (mafikus finomszemcsés keveredési kőzetzárványok) és szöveti bélyegek (két különböző apatitmorfológia, földpátok zárványmentes pereme), valamint a klinopiroxének geokémiai összetétele alapján megállapítható, hogy a Ditrói Alkáli Masszívum szienit kőzeteinek kialakulása során meghatározó szerepet játszottak a nyílt rendszerű magmás folyamatok (pl. magmakeveredés, magmaelegyedés).

Mindezek ismeretében az eddig homogén kőzetként kezelt szienitek teljes kőzet fő- és nyomelemgeokémiai elemzése, valamint a kormeghatározások eredményei – a szienit alapkőzet és a mafikus kőzetzárványok eltérő eredete miatt – újraértelmezést igényelnek..

## Irodalomjegyzék

Batki, A., Pál-Molnár, E., Jankovics, M.É., Kerr, A.C., Kiss, B., Markl, G., Heincz, A., Harangi, Sz. (2018): Lithos, **300–301**, 51–71.

- Morogan, V., Upton, B.G.J., Fitton, J.G. (2000): Mineralogy and Petrology, 69, 227–265.
- Pál-Molnár, E. (2000): Ed. Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 p.

# SZÉN-DIOXID FELÁRAMLÁS A CSOMÁD LEGFIATALABB KRÁTERÉBEN

KIS Boglárka-Mercédesz<sup>1,2,5,\*</sup>, IONESCU Artur<sup>1,3</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>1,4</sup>, PALCSU László<sup>5</sup>, Futó István<sup>5</sup>

<sup>2</sup> Babeș-Bolyai Tudományegyetem, Biológia és Geológia Kar, Geológiai Intézet, Kolozsvár

<sup>3</sup> Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Környezettudomány és Környezetmérnöki Kar, Kolozsvár

<sup>4</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>5</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen e-mail: kisboglarka85@gmail.com

#### 1. Bevezetés

Szunnyadó és inaktív vulkánok esetében a fennmaradt krátert gyakran vulkáni tavak töltik ki. A tavakba bejuthatnak vulkáni eredetű, magas sótartalmú, szén-dioxid dús fluidumok, amelyek következtében a vízben a sűrűség függvényében vízszintes rétegződés alakulhat ki. A mélyebb rétegekben elhelyezkedő, sűrűbb vízréteg telítődhet szén-dioxidban, amely gyors és kiszámíthatatlan kigázosodáshoz vezethet. Az idők során többször is bekövetkezett halálos áldozatokkal járó ún. limnikus kitörés, amikor vulkánkitörés hiányában, a vízben oldott szén-dioxid kigázosodott, és megtöltötte a krátert, majd fluidumszerűen kifolyt belőle, elárasztva a szomszédos völgyeket és településeket pusztítva el (Rouwet et al., 2015).

A Keleti-Kárpátok Szent Anna tava egyedülálló vulkáni tó Kelet-Európában. Hasonló tavakat találunk Olaszországban is szunnyadó vulkánok krátereiben, pl. a Vulture vulkán esetében a Piccolo-tó, vagy a Colli Albani vulkán Albano-tava (Rouwet et al., 2015). A Szent Anna esetében kevesen vizsgálták a kráterből kiáramló szén-dioxid mennyiségét (Frunzeti, Baciu, 2012), illetve az oldott gázokkal kapcsolatban nem született még tudományos publikáció.

Kutatásunk célja a kráterben levő szén-dioxid kibocsátás számszerűsítése a talajból feláramló gáz mérése által, az oldott gázok mennyiségének és eredetének vizsgálata, valamint kideríteni, van-e hasonlóság a Szent Anna tó és más vulkáni tó működése, valamint szén-dioxid tárolása között.

#### 2. Földtani háttér

A Csomád a Dél-Hargita legfiatalabb vulkáni lávadóm komplexuma, felépítésében két, robbanásos vulkanizmus által kialakított kráter helyezkedik el, a Mohos és a Szent Anna kráter. A térségre számos száraz, szén-dioxid dús gázfeltörés, mofetta és ásványvíz-forrás jellemző. A gázok hélium-összetétele (R/Ra=3,1) alapján magmás eredetre következtethetünk (Kis et al., 2019).

A legfiatalabb kráterben található a Szent Anna tó, amely egy 22 hektáros területen fekszik, legnagyobb mélysége 7 m, és a medrében gyakran jeleztek buborékolást. A tó keleti partján található egy geológiai fúrás, amelyből nagy hozammal tör felszínre a szén-dioxid, továbbá a tóhoz levezető út mentén is észlelhetők gázkiszivárgások a lelátó melletti támfal üregeiben.

## 3. Anyag és módszer

A tó vegyi- (fő anionok és kationok), stabilizotóp- ( $\delta^{18}$ O,  $\delta$ D,  $\delta^{13}$ C<sub>TDIC</sub>) és nemesgáz-összetételének (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He) meghatározására 2017 januárjában vízmintákat vettünk a tó vizéből. 39 fúrást végeztünk a befagyott tó felületén, és méterenként mintáztuk a vizet a tó aljáig. A vizek stabilizotóp-összetételének mérését egy Thermo Finnigan Delta PLUS izotóp-arány tömegspektrométerrel végeztük a debreceni Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központban. A gázfluxus meghatározásához 1947 mérést végeztünk a tó partjától a kráterperem felé haladva. A fluxusokat zárt kamra módszerrel határoztuk meg.

#### 4. Eredmények és következtetések

Januári időszakban a tó vize állandó 4 °C volt, a víz pH értéke 3,35 és 7,12 között váltakozott. A vegyi összetétel alapján a tó vízkémiai fáciese Ca-HCO<sub>3</sub> típusú. A víz stabilizotóp-összetétele: a  $\delta^{18}O = -10,63$  és -1,08 ‰ (V-SMOW), a  $\delta D = -89,4$  és -27,2 ‰ (V-SMOW) között váltakozott. A stabilizotóp-összetétel alapján a tó vize meteorikus eredetű, amelyet nagyban befolyásol a párolgás. A vízben oldott szén-dioxid eredetére a <sup>13</sup>C<sub>TDIC</sub> paraméter ad információt, amelynek értéke -6,17 és -19,77 ‰ (V-PDB) közötti. Ez arra utal, hogy a tó vizébe magmás eredetű gáz jut, illetve a szerves anyag lebomlás következtében oldódik be szén-dioxid.

A talajban mért  $\text{CO}_2$  fluxus értéke 0,85 és 12,36 x 10<sup>2</sup> g/m<sup>2</sup>/nap között váltakozott. Ezek az értékek sokkal kisebbek, mint amelyet a Büdös-hegyen sikerült meghatároznunk, az Apor lányok feredője, valamint a lázárfalvi Nyírfürdő területén, ahol a kibocsátás elérhette a 8.2 x 10<sup>4</sup> g/m<sup>2</sup>/nap értéket (Kis et al., 2017).

A Csomád területén a legnagyobb fluxusú gázömlések nem a legfiatalabb kráter területére esnek, hanem a vulkán peremére. Ez azzal magyarázható, hogy a mélyben lévő magmakásán keresztül a fluidumok nehezebben juthatnak a felszínre, valamint a kráterben lévő kőzet fiatalabb és kompaktabb, mint a szomszédos területeké. A gázok a tektonikus törések mentén, például az Olt-mentén vagy az ezzel párhuzamosan húzódó törések mentén nagyobb fluxussal kerülnek a felszínre.

### Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA, K116528, valamint a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 'IKER' projekt támogatta.

#### Irodalomjegyzék

Frunzeti, N., Baciu, C. (2012): Procedia Environmental Sciences, 14, 188–194.
Kis, B-M., Ionescu, A., Cardellini, C., Harangi, Sz., Baciu, C., Caracausi, A., Viveiros, F. (2017): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 341, 119–130.

Kis, B-M., Caracausi, A., Palcsu, L., Baciu, C., Ionescu A., Futó I., Sciarra, A., Harangi,

Sz. (2019): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, doi:10,1029/2018GC008153. Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouch, J. (2015): Springer, 526.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

# A "PARGASOSZFÉRA" KONCEPCIÓ, AVAGY A GLOBÁLIS LEMEZTEKTONIKA ÚJ IDŐSZAKA?

Kovács István<sup>1,2,\*</sup>, Szanyi Gyöngyvér<sup>1,2</sup>, Gráczer Zoltán<sup>1,2</sup>, Wéber Zoltán<sup>1,2</sup>, Süle Bálint<sup>1,2</sup>, Timkó Máté<sup>1</sup>, Czifra Tibor<sup>1,2</sup>, Liptai Nóra<sup>1,2</sup>, Berkesi Márta<sup>1,3</sup>, Lange Thomas<sup>1,3</sup>, Novák Attila<sup>1,2</sup>, Molnár Csaba<sup>1,2</sup>, Pálos Zsófia<sup>2</sup>, Szűcs Eszter<sup>2</sup>, Szabó Csaba<sup>3</sup>, Wesztergom Viktor<sup>2</sup>

<sup>1</sup>MTA CSFK Lendület Pannon LitH2Oscope Kutatócsoport, Budapest-Sopron

<sup>2</sup> MTA CSFK Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

<sup>3</sup> ELTE TTK, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

e-mail: kovacs.istvan.janos@csfk.mta.hu

#### 1. Bevezetés

A Földet a lemeztektonika teszi élő bolygóvá a Naprendszeren belül. A lemeztektonika lényege, hogy a külső ridegebb övezet, a litoszféra, "úszik" az alatta lévő képlékenyebb asztenoszférán. Több mint 50 évvel a modern lemeztektonikai elmélet megszületése után még mindig erősen vitatott, hogy ezt a nyilvánvalóan különböző tulajdonságot mi okozza. A litoszféra-asztenoszféra határ alapvető szerepet játszik a kőzetlemezek mozgásában és ezen keresztül jelentős hatással bír a földrengések kialakulására, a magma képződésre, és a felszínen tapasztalhat aktív mozgásokra, amelyek pontosabb földtani megismerése alapvető társadalmi érdek is. A jelen előadásban egy újszerű elképzelést vizsgálunk, hogy nyomnyi mennyiség víz jelenléte a felső-köpeny kőzeteiben, hogyan és miért vezethet a litoszféra és asztenoszféra tulajdonságaiban megfigyelt kontraszthoz. Ennek pontosabb megismeréséhez, hosszabb távon a Pannon-medence alatti mélységek kőzettani és geofizikai vizsgálatát hívjuk segítségül.

A "pargasoszféra" koncepció lényege, hogy a felső-köpeny reológiai tulajdonságai 90 km-nél sekélyebb mélyégben alapvetően attól függenek, hogy egy víztartalmú (~1,5–2 t.%) láncszilikát – a jellemzően pargasitos összetételű – amfibol stabil-e vagy sem. A sekély felső-köpenyben a pargasitos amfibol stabilitását szinte kizárólag a hőmérséklet kontrollálja, ugyanis ~1100 °C felett elveszti stabilitását és megolvad. Ennek következtében a "víz" aktivitása számottevően eltérő ott, ahol a pargasitos amfibol stabil (alacsonyabb hőmérsékleten: <~1100 °C) és ott, ahol nem (magasabb hőmérsékleten: >~1100 °C; Green et al., 2010; Kovács et al., 2012).

Az előző, alacsonyabb hőmérséklet esetében az összes "víz" lényegében hidroxil gyök (OH-) formájában van megkötve az amfibol szerkezetében, illetve a névlegesen vízmentes ásványok (NVÁ) vakanciáiban (olyan ásványok, amelyek képletükben nem tartalmaznak hidroxilt, azaz viszonylag nagy mennyiségű "vizet": pl. olivin, piroxének). Ezért az alacsonyabb "víz" aktivitás következtében lecsökkenhet a NVÁk vakanciáiba zárt szerkezeti hidroxil tartalom. A kísérleti kőzettani eredmények arra utalnak, hogy az ásványok különösképpen a köpeny reológiai tulajdonságait leginkább meghatározó olivin - viszkozitása a szerkezeti hidroxil tartalom csökkenésével nő (Dixon et al., 2004; Li et al., 2008). Ebből következik, hogy a sekélyebb litoszférában az alacsonyabb "víz" aktivitás nagyobb viszkozitással jár együtt, ami reológiai szempontból erősebb litoszférát eredményez. A másik lehetséges folyamat, hogy a vakanciákba zárt szerkezeti hidroxil gyökök geológiai idők alatt folyamatosan mozognak diffúzió révén a NVÁk szerkezetében. Így idővel elsősorban a piroxének szerkezetében amfibol lamellákat hozhatnak létre. A folyamat eredménye az, hogy az idő előrehaladtéval a felső-köpeny sekélyebb része folyamatosan egyre viszkózusabbá válhat.

Ezzel szemben a felső-köpeny mélyebb részein, ahol a hőmérséklet magasabb és a pargasitos összetételű amfibol nem stabil a "víz" csak a NVÁk szerkezetében és olvadék/fluid fázisban lehet jelen. Ebből következik, hogy itt a "víz" aktivitása is magasabb, ami ahhoz vezet, hogy a NVÁk szerkezetében is több szerkezeti hidroxil van jelen, ami az ásványok viszkozitását csökkenti. Ez és a fluid/olvadék jelenléte jelentősen lecsökkenti e mélyebb övezet viszkozitását, kialakítva ezzel az asztenoszférára jellemző tulajdonságokat.

A fenti kőzettani-geokémiai modell jól kontrollálható kiindulási alapot jelent, hogy a pargasitos amfibol stabilitási mezejébe eső és annál magasabb hőmérsékleten jellemző viszonyokat mennyiségileg is jellemezni tudjuk. Ez lehetőséget teremt rá, hogy a két eltérő tulajdonságú réteg geofizikai tulajdonságait (szeizmikus hullámok sebessége, vezetőképesség és viszkozitás) meg tudjuk határozni kísérleti kőzettani adatok felhasználásával (pl. James et al., 2004; Li et al., 2008).

#### 2. Módszertan

A "pargasoszféra" koncepció empirikusan is ellenőrizhető következményeit különböző szeizmikus és magnetotellurikus módszerekkel vizsgáljuk hazánk területén, alapozva a kőzettani és geokémiai vizsgálatok eredményeire. Ennek érdekében hazánk területét több mint 40 szélessávú szeizmométert magában foglaló szeizmikus hálózattal fedjük le (más projektek által is támogatva) és ezekhez kapcsolódóan közel 50 mély (hosszú periódusú) magnetotellurikus szondázást is tervezünk. A különböző geofizikai módszerek együttes inverziója összevetve a kőzettani és geokémiai adatok alapján meghatározható paraméterekkel minden eddiginél kedvezőbb lehetőséget kínál, hogy a fiatal kontinentális extenziós medencék alatti litoszféra-asztenoszféra globálisan is legpontosabb modelljét dolgozzuk ki.

### Irodalomjegyzék

- Dixon, J.E., Dixon, T.H., Bell, D.R., Malservisi, R. (2004): Earth and Planetary Science Letters, **222/2**, 451–467.
- Green, D.H., Rosenthal, A., Kovács, I., Hibberson, W. (2010): Nature **467**, 448–452. Kovács, I., Green, D.H., Rosenthal, A., Hermann, J., O'neill, H.S.C., Hibberson, W.O.,
- Udvardi, B. (2012.): Journal of Petrology, **53/10**, 2067–2093.
- Li, Z.X.A., Lee, C.T.A., Peslier, A.H., Lenardic, A., Mackwell, S.J., (2008): Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B9).
- James, D.E., Boyd, F.R., Schutt, D., Bell, D.R., Carlson, R.W. (2004): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 5(1).

# DETRITÁLIS CIRKON U-PB KOROK A DNY-BÜKK JURA PELÁGIKUS TÖRMELÉKES ÖSSZLETEIBŐL

#### KOVÁCS Zoltán<sup>1,2,\*</sup>, KÖVÉR Szilvia<sup>1</sup>, FODOR László<sup>1</sup>, DUNKL István<sup>3</sup>

<sup>1</sup> MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

<sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Budapest

<sup>3</sup> University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen e-mail: kozraat@gmail.com

### 1. Bevezetés

Bár a Bükk-hg. jura időszaki képződményeiben a törmelékes üledékes kőzetek uralkodnak, ezek forrásterületéről keveset tudunk, holott értékes információval szolgálhatnak a terület ősföldrajzi helyzetéről, ami a mezozoos Neotethys-óceán nyugati elvégződésének rekonstrukciója során kiemelt fontosságú. Jelen munkában két pelágikus jura sorozat homokköveiből szeparált cirkonokon végzett U-Pb kormeghatározás eredményeit és az azokból levonható következtetéseket mutatom be.

## 2. Vizsgált kőzetek

A vizsgált homokköveket Szarvaskő környéki feltárásokból, fúrásokból, valamint az egerbaktai bazaltbánya területén mélyült fúrásokból gyűjtöttük, a Mónosbéli- és Szarvaskői-takarót/sorozatot egyaránt vizsgáltuk.

A kőzetek nehézásvány-tartalmának leírása jelenleg is folyamatban van, azonban előzetesen is megállapítható, hogy a vizsgált homokkövek nagyon érettek, a nehézásványok között a cirkon az uralkodó fázis, ami mellett turmalin, apatit és gránát van jelen alárendelt mennyiségben.

## 3. Eredmények

A vizsgált homokkövek cirkonjainak koreloszlását az 1. ábra mutatja be.

A komponens-analízis eredményei alapján mind az öt vizsgált mintában jelentkezik 1) a középső-triász komponens (~237 Mév) és 2) a kora-perm komponens (~289 Mév), három mintában devon komponens is elkülöníthető (~422 Mév), a legfiatalabb populációt pedig a két mintában jelenlévő alsó-jura komponens képviseli (~185 Ma). Ez a négy komponens teszi ki a vizgsált cirkonok 70-80%át, az ezek mellett megjelenő szemcsék elsősorban proterozóos és variszkuszi korúak.

A Szarvaskő környékéről gyűjtött, de két különböző takaróból/sorozatból származó mintákról a Kolmogorov-Smirnoff teszt alapján megállapítható, hogy azok nem különböznek jelentősen egymástól. Ezektől némileg eltérő koreloszlást mutat a földrajzilag is messzebbről, az egerbaktai fúrásból származó homokkő, azonban ebben is a teljes sorozatra jellemző kor komponensek jelennek meg, az egyetlen különbség a perm populáció jóval nagyobb aránya a többi komponenshez képest.



1. ábra – A vizsgált cirkonok koreloszlásai kumulatív diagramon

## 4. Diszkusszió

A vizsgált homokkövek forrásterületén tehát a középső-jura során a következő felszínen lévő képződményekkel biztosan számolhatunk: 1) a Déli-Alpokban és a Dinaridákban elterjedt középsőtriász magmatizmus termékeivel 2) a Déli-Alpokban (Dolomitok, Lombardiai-medence) jellemző kora-perm nagy volumenű magmatizmus termékeivel.

Másik fontos eredményünk, hogy a cirkon U-Pb koreloszlások nem mutatnak különbséget a két takaró/sorozat között azonban meg kell jegyezni, hogy ez nem zárja ki a takarós elmélet helyességét, hiszen ha a két összlet egyazon üledékes medencében képződött, akkor elvárható, hogy hasonló forráskőzetekből származnak a törmelékes cirkonok is. A két egység viszonyának tisztázásában segíthet majd a többi nehézásvány arányainak megállapítása.

A vizsgált üledékes közetek középső- esetleg késő-jura, rossz megtartású és sporadikusan előforduló raidolária faunát tartalmaz, ezzel összhangban van a detritális cirkonok legifatalabb, alsó-jura komponense.

# MAFIKUS ÉS FELZIKUS ENKLÁVÉK VIZSGÁLATA A LALEAUA ALBA (FEHÉR TULIPÁN) KOMPOZIT DÁCIT DÓMBÓL, GUTIN-HEGYSÉG, ERDÉLY, ROMÁNIA

Kővágó Ákos<sup>1,\*</sup>, Kovács István János², Józsa Sándor¹, Kovacs Marinel³, Kesjár Dóra⁴, Kovács Zoltán¹

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>2</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

<sup>3</sup> Technical University of Cluj-Napoca, Northern University Centre Baia Mare, Baia Mare

<sup>4</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest e-mail: kovago.akos@gmail.com

#### 1. Bevezetés

Kutatásunk témáját a Laleuaua Alba dácit dómban található mafikus és felzikus enklávék petrográfiai, ásványkémiai, teljeskőzet geokémiai és Fourier transzformációs infravörös (FTIR) spektrometriai vizsgálata képezte. Kutatásunk célja a vizsgált enklávék helyzetének és szerepének meghatározása a dóm alatt található magmatározó rendszerben.

#### 2. Eredmények

A mafikus enklávék a petrográfiai vizsgálatok alapján két csoportba oszthatók, ezek a "piroxén mentes" és a "piroxénes". A "piroxén mentes" csoportban uralkodóan hipidiomorf-idiomorf léces amfibolok, valamint plagioklász fenokristályok figyelhetők meg, a maradék helyet pedig plagioklász mikrokristályok töltik ki. Az enklávék szövete a diktitaxitosban megfigyelhetőre emlékeztet. A "piroxénes" csoport kőzeteiben alapvetően oszlopos megjelenésű amfibol, valamint piroxén és plagioklász fenokristályok figyelhetők meg, a maradék helyet ebben az esetben is plagioklász mikrokristályok töltik ki, az enklávék szövete pánidiomorf szemcsés. Az utóbbi csoportban megfigyelhető, ahogy az amfibolok felemésztik a piroxéneket a kristályosodásuk során. Mindkét csoport amfibol fenokristályainak széle opacitos. A mafikus enklávék mellett felzikus enklávék is megjelennek, ezek írásgránitos szövetet mutatnak kvarc és káliföldpát összenövésével.

A plagioklász fenokristályok esetében megfigyelhető egy bázisos mag (An<sub>80-90</sub>), a fenokristályok pereme megegyezik a mikrokristályok magjával (~An<sub>60</sub>), a mikrokristályok pereme viszont már savanyúbb összetételt (~An<sub>30</sub>) mutat, ami már a dácitos olvadék hatására utalhat a kristályosodás során. Az amfibolok pargazitos és Mg-hastingsites összetételt mutatnak, Mg-számuk (mg#) 0,58-0,7 közötti értékeket mutat. A klinopiroxének diopszidos összetételűek, mg# értékük pedig 0,58-0,88 közötti.

Az FITR spektrometriai vizsgálatok alapján a mafikus enklávék esetében a plagioklászokból számolt egyensúlyi magmás víztartalom 0,05-5,6 tömeg % között mozog, azonban fontos megjegyezni, hogy a magasabb értékek nagy mennyiségű molekuláris víz jelenlétére utalnak. A piroxének esetében az átlagos magmás víztartalom 0,28 tömeg % lehetett, felzikus enklávékban található plagioklászokból pedig 0,35 tömeg %-os víztartalmat kaptunk.

A teljeskőzet geokémiai vizsgálatok alapján a mafikus enklávék bazaltos, a felzikus enklávék pedig riolitos összetételt mutatnak. A mafikus enklávék primitívebb összetételt mutatnak, mint a szintén Gutinban található Firiza bazalt, ami terület egyetlen felszínen megtalálható bazaltja.

# 3. Összegzés

A teljeskőzet geokémiai vizsgálatok és az ásványok kémiai összetétele alapján valószínűsíthető, hogy a mafikus enklávék bazaltos összetételű olvadékból kristályosodtak, majd a dácit felfelé nyomulása során kerültek bele a dácitos olvadékba. A felzikus enklávék a magmatározó rendszer egy sekélyebb szintjét képviselhetik. A dácitban pedig megfigyelhetők a mafikus enklávék fenokristályaira hasonlító fenokristályok, mind petrográfiai sajátosságaikat, mind kémiai összetételüket tekintve. Ez alapján feltételezhető, hogy a bazaltos olvadék, amiből a mafikus enklávék kristályosodtak szerepet játszott a dácitos magma képződésében.

## Köszönetnyilvánítás

Kutatásunkat az K128122 számú NKFIH pályázat támogatta.

# FLUIDUM-REOLÓGIA ÖSSZEFÜGGÉS A LITOSZFERIKUS FÖLDKÖPENYBEN (PERSÁNYI-HEGYSÉG VULKÁNI TERÜLET, ERDÉLY)

Lange Thomas Pieter<sup>1,2,\*</sup>, Patkó Levente<sup>1,2,5</sup>, Berkesi Márta<sup>1,2</sup>, Liptai Nóra<sup>2,3</sup>, Kesjár Dóra<sup>4</sup>, Aradi E. László<sup>1,2</sup>, Pálos Zsófia<sup>1,2</sup>, Szabó Csaba<sup>1,2,3</sup>, Kovács István János<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz-Földtudományi Intézet, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Budapest

<sup>2</sup> MTA, CSFK, Pannon LitH2Oscope Lendület Kutatócsoport

<sup>3</sup> MTA, CSFK, Geofizika és Geodéziai Intézet, Sopron

<sup>4</sup> MTA, CSFK, Földtani és Geokémiai Kutatóintézet, Budapest

<sup>5</sup> MTA, ATOMKI, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (IKER)

e-mail: lange.thomas@hotmail.com

#### 1. Bevezetés

A Persányi-hegység Vulkáni Terület (PMVF) a Kárpát-Pannon régió 5 neogén monogenetikus vulkáni mezejének legfiatalabb tagja. A vulkanizmus rövid működése során (1,2-0,6 Ma; Panaiotu et al., 2013) az alkáli bazaltos magma számos földköpeny eredetű kőzetzárványt hozott a felszínre. A földköpeny zárványokban gyakran  $H_2O$  gazdag ásványok (amfibol, flogopit) jelennek meg, amik keletkezéséhez szükséges fluidumok feltételezhetően a vulkáni területtől keletre található Vráncsa-zóna mentén alábukó kőzetlemezből szabadultak fel (Orlando et al., 1995; Szabó, 2013). A fludiumokban megjelenő  $H^+$  a köpeny metaszomatózis során szintén beépülhet a névlegesen vízmentes ásványok (NAMs; olivin, orto- és klinopiroxén) szerkezetéte (Vakanciáiba), képlékenyebbé téve ezzel az ásványok szerkezetét (Kovács et al., 2018).

Jelen munkánk során bemutatjuk, hogy a metaszomatózist követően mi játszódik le a NAMs-okban található fluidum zárványok és a befogadó ásvány között, illetve ezen folyamat milyen hatással van a köpeny reológiájára.

#### 2. Eredmények és következtetés

A kiválasztott minták, a Gruiu lelőhelyről származó lherzolitok irányított porfíroklasztos szövettel rendelkeznek. Porfíroklasztként főleg ortopiroxén, de kis mennyiségben klinopiroxén jelenik meg, a spinell mutatja a kőzet irányítottságát. Deformációs bélyegek gyakrabban az olivin és az ortopiroxén, ritkán a klinopiroxén esetén tapasztalhatók, ahol az olivin gyakran alszemcsésedik vagy kinkesedik, az ortopiroxén és klinopiroxén pedig deformációs ikresedésen esik át. Ortopiroxénben klinopiroxén és amfibol lamella, klinopiroxénban ortopiroxén és az ortopiroxén rovására egyaránt történik.

Elsődleges és másodlagos fluidum zárvány döntően ortopiroxénben, kis mennyiségben klinopiroxénben található. Az elsődleges fluidumzárványok általában negatív kristály, néha kerekded alakúak. Méretük átlagosan 20 mikron és elszórtan helyezkednek el az ásványokon belül, általában 1 fázisúak, ritkán 2 fázisúak. A másodlagos fluidumzárványok döntő többsége negatív kristály alakú, ritkán kerekdedek. Méretük átlagosan 10 mikron, néha ritkán, néha sűrűn oszlanak el az ásványon belül, szobahőmérsékleten kétfázisúak. Egyes hosszúkás negatív kristály alakú fluidumzárványok az adott piroxénekben megjelenő lamellákkal párhuzamosan helyezkednek el. Egyes piroxénekben megfigyelhető, hogy a másodlagos fluidumzárványok és az amfibol lamellák egymással érintkeznek. Az újonnan keletkezett amfibol lamellák egymással párhuzamosak, és egyes esetekben nem érik el az ásvány szélét.

Tanulmányunk során a petrográfiai megfigyeléseket analitikai eredményekkel egészítettük ki (SEM, LA-ICP-MS, Raman és FTIR) és a következő következtetésekre jutottunk:

- A piroxénben található fluidum zárványokból felszabadult víz (diffúzió, dekrepitálás) kölcsönhatásba lépett a piroxénnel, és ennek hatására amfibol lamellák keletkeztek, mint reakció termék. Míg a fluidum zárványok reológiailag gyengítik a piroxén szerkezetét, addig az amfibol lamellák ridegebbé teszik az ásványt.
- A dekrepitáció, illetve a diffúzió lejátszódása annak köszönhető, hogy még köpeny környezetben az ásványok (és a bennük található fluidumzárványok) új p-T tartományba kerültek. Ez a zárványban található nyomás és a litosztatikus nyomás közötti különbség növekedéséhez vezethetett, valamint feltehetően a hőmérséklet csökkenése is számottevő szerepet játszhatott. A p-T körülményekben bekövetkező változás összefügghet a korábbi munkák által feltételezett köpeny felemelkedéssel a PMVF területén (Falus et al., 2000; Harangi et al., 2013).

A munka a Pannon LitH2Oscope Lendület Csoport támogatásával, illetve az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-18-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválósági Programjának támogatásával készült.

#### Irodalomjegyzék

Falus Gy., Szabó Cs., Vaselli O. (2000): Terra Nova, 12/6, 295-302.

Harangi, S., Sági, T., Seghedi, I., Ntaflos, T. (2013):. Lithos, 180, 43-57.

- Kovács, I.J., Patkó, L., Falus, Gy., Aradi, L. E., Szanyi, Gy., Gráczer, Z., Szabó, Cs. (2018): Acta Geodaetica et Geophysica, **53/3**, 415-438.
- Orlando V., Downes H., Thirlwall M., Dobosi G., Coradossi N., Seghedi I., Szakács A., Vannucci R. (1995): Journal of Petrology, **36/1**, 23-53.

Panaiotu C.G., Jicha B.R., Singer B.S., Tugui A., Seghedi I., Panaiotu A.G., Necula C. (2014): Psysics of the Earth and Planetary Interiors, **221**, 1-14.

Szabó, Á. (2013): MSc Szakdolgozat, 68.

# A PARGAZIT ELŐFORDULÁSA ÉS JELENTŐSÉGE A KÁRPÁT-PANNON RÉGIÓ FELSŐKÖPENYÉBEN

LIPTAI Nóra<sup>1,\*</sup>, KOVÁCS István<sup>1,2</sup>, LANGE Thomas<sup>3</sup>, PÁLOS Zsófia<sup>2,3</sup>, BERKESI Márta<sup>3</sup>, SZABÓ Csaba<sup>3</sup>, WESZTERGOM Viktor<sup>2</sup>

<sup>1</sup>MTA CSFK Lendület Pannon LitH2Oscope Kutatócsoport, Sopron

<sup>2</sup> MTA CSFK Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

<sup>3</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, TTK, FFI, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Budapest

e-mail: liptai.nora@csfk.mta.hu

#### 1. Bevezetés

A földköpenyben előforduló víz kiemelten fontos szerepet játszik a köpenylitoszféra geokémiai folyamataiban, valamint a geofizikai tulajdonságainak alakításában. A felsőköpenyben a "víz" több különböző állapotban lehet jelen: molekuláris formában fluidumfázisokban, illótartalmú ásványokban hidroxil-(OH-) gyökként, valamint a névlegesen vízmentes ásványok (pl. olivin, piroxének) vakanciájába beépülő H<sup>+</sup> formájában.

A felsőköpeny leggyakrabban (néhány tf. %-ban) előforduló illótartalmú ásványa az amfibolok csoportjába tartozó pargazit, amelynek ezáltal kiemelt szerep jut a köpeny vízháztartásának alakulásában. A pargazit azonban a köpenyre jellemző, víztelítetlen körülmények között (0,02 – 0,4 tömeg %  $H_2$ 0) ~90 km mélységig stabil, amely a geokémiai összetételtől függően 1050-1150 °C-nak felel meg (Green, 1973; Green et al., 2010). Nagyobb mélységben a víz fluidumokban fordulhat elő, vagy a névlegesen vízmentes ásványok szerkezetébe épül be. Ez utóbbi esetben jelentős hatással lehet az adott köpenyrész reológiájára, illetve szeizmikus tulajdonságaira (pl. Demouchy et al., 2012). A legújabb elméletek szerint a vékonyabb litoszférájú területeken, mint amilyenek az óceáni lemezek vagy a fiatal riftmedencék, a pargazit stabilitási mezejének felső határa jelöli ki a litoszféra-asztenoszféra határt (Kovács et al., 2017).

#### 2. Mintakiválasztás

A Kárpát-Pannon régió (KPR), mint neogén extenziós medencerendszer, amelynek peremi (Stájer-medence, Persány-hegység) valamint központi (Bakony-Balaton-felvidék, Nógrád-Gömör) területein egyaránt találhatók peridotit xenolit előfordulások, páratlan lehetőséget nyújt a felsőköpeny "víztartalmának" beható vizsgálatához. Korábbi petrográfiai, valamint infravörös spektroszkópiai vizsgálatok a KPR xenolitjain mind intersticiálisan, önálló szemcseként, mind pedig a piroxénekben, lamellaként is kimutatták a pargazit jelenlétét. Kutatásunk célja a pargazit lamellák előfordulásának térképezése az egyes szemcséken belül, valamint a KPR különböző tektonikai helyzetben lévő xenolit lelőhelyei közötti különbségek feltárása.

#### 3. Vizsgálati módszer

Mivel a pargazit lamella az infravörös spektrumon jellegzetes hullámszám értékeknél jelentkezik, a jelenléte könnyen elkülöníthető a névlegesen vízmentes ásványok spektrumain. Ennek következtében a Fourier-transzform infravörös spektroszkópiával (FTIR) készíthető hiperspektrális térképek 2D információt nyújthatnak a lamellák elhelyezkedésére a szemcsén belül. A pargaziton kívül továbbá egyéb illótartalmú, polarizációs mikroszkóppal nem észlelhető fázisok is kimutathatók, például rétegszilikátok vagy mikro-fluidumzárványok.

### 4. Következtetések

Az FTIR-vizsgálatok alapján a KPR központi régióiból származó xenolitok rendkívül vízszegénynek tekinthetők, mind pargazittartalmukat, mind a névlegesen vízmentes ásványokba beépült szerkezeti hidroxil tartalmat illetően, amely nagy részben az extenzióhoz köthető nyomáscsökkenés miatti H-veszteséggel magyarázható (Patkó et al., 2019).

A hiperspektrális térképek alapján pargazit, vagy egyéb illótartalmú fázisok legtöbbször repedések, alszemcsehatárok közelében fordulnak elő.

A hiperspektrális térképek által kimutatott területeket, ahol pargazit van jelen, nagyobb felbontást lehetővé tevő műszerekkel lehet tovább vizsgálni (Raman spektroszkóp, kétsugaras pásztázó elektronmikroszkóp, transzmissziós elektronmikroszkóp), amelyek használatával szerkezeti, geokémiai, valamint kristálytani információk nyerhetők a lamellákról.

#### Irodalomjegyzék

- Demouchy, S., Tommasi, A., Barou, F., Mainprice, D., Cordier, P. (2012): Physics of the Earth and Planetary Interiors, **202**, 56–70.
- Green, D. H. (1973): Earth and Planetary Science Letters, 19/1, 37–53.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Kovács, I.J., Rosenthal, A. (2010): Nature, **467/7314**, 448–451.
- Kovács, I., Lenkey, L., Green, D.H., Fancsik, T., Falus, G., Kiss, J., Orosz, L., Angyal, J., Vikor, Z. (2017): Acta Geodaetica et Geophysica, **52/2**, 183–204.
- Patkó, L., Liptai, N., Kovács, I.J., Aradi, L.E., Xia, Q.-K., Ingrin, J., Mihály, J., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Wesztergom, V., Szabó, C. (2019): Chemical Geology, **507**, 23–41.

# A MIRDITA-ZÓNA TELÉRES RÉZÉRCEIT BEFOGADÓ GABBROID KŐZETEK ÉS ÁTALAKULÁSAIK KŐZETTANI JELLEMZÉSE

LOVÁSZ Anikó<sup>1,\*</sup>, B. KISS Gabriella<sup>1</sup>, Kovács Zoltán<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest

<sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor Budapest e-mail: lovasz.a0@gmail.com

#### 1. Bevezetés

Albánia rézércesedésének hozzávetőlegesen 20 %-a egy eddig nem azonosított típusba tartozik, melynek befogadói gabbroid kőzetek. Az ércesedések megismeréséhez szükséges a befogadó kőzetek és átalakulásaik alapos ismerete, így jelen tanulmányban ezt a kérdéskört járjuk körbe.

### 2. Geológiai háttér

A Mirdita-zóna a Dinaridák középső, ofiolitos vonulatának albániai egysége. Albániában két különböző geotektonikai környezetet jelző ofiolitos egység jelenik meg egymás mellett: nyugaton MOR, míg vele párhuzamosan keleten SSZ (Robertson, Shallo, 2000). A terület tektonikai fejlődéséről ellentmondásos elméletek születtek, azonban radiometrikus koradatok alapján biztosan tudni, hogy a két öv kora hasonlóan 160-164 Ma, feltehetően egy geotektonikai környezetben keletkeztek, ahol a Ny-i öv forrása szubdukciós hatásra enyhén és heterogén módon, a K-i pedig erősen és homogén módon gazdagodott köpenyék (Dilek, Furnes, 2009).

Az ofiolitos egységek szelvényei különböző képet mutatnak a két övben: keleten a teljes sorozat megfigyelhető, ezzel szemben nyugaton a vulkáni képződmények és a réteges telérrajok hiányozhatnak (Robertson, Shallo, 2000). A vizsgált ércesedések közül Puka-Kçira a nyugati, míg Thirra a keleti ofiolit övben található.

#### 3. Eredmények

Vizsgálatunk során petrográfiai és SEM-EDS vizsgálatok készültek az ércesedések befogadó kőzeteiről, az intenzíven átalakult mintákról pedig röntgen-pordiffrakciós felvételek a fázisazonosításhoz.

Az üde befogadó kőzet színtelen kőzetalkotóit plagioklász (55-65%), a színeseket pedig minden esetben kétféle – Ca-gazdagabb és szegényebb - xenomorf klinopiroxén (30-40%) alkotja, melyek kémiai összetételük alapján augit szemcsék. Ortopiroxén is megfigyelhető a minták egy részében, amely hipersztén összetételű. Ezek minden kőzetben erős átalakuláson estek át, uralitosodás és opacitosodás is megfigyelhető, melynek eredményeként optikai tulajdonságaik alapján aktinolit/tremolitként azonosítható amfibol, klorit és magnetit szemcsék alkotják a piroxének keretét, illetve a repedések kitöltő anyagát. Akcesszóriák közül magnetit, ilmenit, cirkon és apatit jelenik meg.

A kőzeteket ~0,1 mm vastagságú erek szabdalják, melyek sűrűsége az érces zóna irányába növekszik, ezzel párhuzamosan a kőzetalkotók átalakulása is intenzívebb (plagioklász Na-ban dúsul, a piroxének pedig kloritosodndak). Az erekben klorit, epidot, prehnit, kvarc, kalcit és albit található, közöttük több generáció is elkülöníthető. A telérek átalakulási udvarának részét képező, igen erősen kloritosodott, agyagásványosodott kőzetet röntgen pordiffrakciós elemzésnek vetettük alá, ami alapján átalakulási termékként klorit, aktinolit/tremolit, plagioklász, prehnit, kalcit és laumontit jelenik meg.

### 4. Diszkusszió

Az eredményeket összegezve elmondható, hogy az ércesedést befogadó kőzetek ekvigranuláris pánallotriomorf szemcsés, illetve hipidiomorf szemcsés szövetű gabbró és gabbrónórit. Az előbbi szövet arról árulkodik, hogy a piroxén és a plagioklász egyszerre kristályosodott, míg az utóbbi a plagioklász korábbi kristályosodását jelzi. Az átalakulás intenzitása a mintákban eltérő, jellege viszont azonos: dinamikusan változó hőmérsékletű és kémhatású fluidumok nyomait láthatjuk a mintákban. Markáns szöveti és ásványos összetételbeli különbség a kétféle tektonikai környezet (MOR és SSZ) kőzetei között azonban nem figyelhető meg.

A felsorolt kalcium-tartalmú ásványok keletkezhetnek mind magmatizmushoz kötődő hidrotermás folyamat, mind pedig regionális zöldpala fáciesű metamorfózis hatásra (Hannington et al., 2003). A két folyamat elkülönítésére az epidot összetételének vizsgálata nyújthat segítséget. A megjelenő erekben az epidot vastartalma 10 m/m% fölötti, más generációkban viszont az ásványok összetétele a klinozoizitét közelíti, a vastartalom következetesen 10 m/m% alatt marad és a Fe<sup>3+</sup>/(Fe<sup>3+</sup>+Al<sup>3+</sup>)=0,16-0,17. Liou et al. (1985), valamint Hanngiton et al. (2003) megfigyelése alapján az alacsony Fe-tartalom magasabb hőmérsékletű átalakulásra, például hidrotermás folyamatra, vagy amfibolit metamorf fáciesre jellemző. Mivel a területről ez utóbbira utaló jeleket nem ismerünk, így megállapíthatjuk, hogy az alacsony vastartalmú epidot hidrotermás ásványparagenezis részét képezi.

Így tehát látható, hogy a befogadó kőzetek alapos petrográfiai vizsgálata egy nagy lépéssel közelebb vitt az ércesedések megismeréséhez, elkerülhetetlen eszköz az ércteleptani modellben való elhelyezéshez.

A kutatás az ENeRAG, valamint az ÚNKP-16-2 projekt támogatásával jött létre.

### Irodalomjegyzék

Dilek, Y., Furnes, H. (2009): Lithos, 113, 1-20.

Hannington, M.D., de Ronde, C.E.J., Petersen, S. (2003): Econ. Geol., **100**, 111–141. Liou, J., Maruyama, S., Cho, M. (1985): Mineralogical Magazine, **49**, 321–333. Robertson, A.H.F., Shallo, M. (2000): Tectonophysics, **316**, 197–254.

# VÖRÖS HOMOKKŐ ANYAGÚ SZERSZÁMKÖVEK PETROGRÁFIAI VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI A HÓDMEZŐVÁSÁRHELY-GORZSA KÉSŐ-NEOLIT TELL TELEPÜLÉS PÉLDÁJÁN

MIKLÓS Dóra Georgina<sup>1,\*</sup>, SZAKMÁNY György<sup>1</sup>, JÓZSA Sándor<sup>1</sup>, HORVÁTH Ferenc<sup>2</sup>, Elisabetta STARNINI<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>2</sup> Móra Ferenc Múzeum, Szeged

<sup>3</sup> UNIPI, Department of Civilizations and Forms of Knowledge, Pisa, Olaszország e-mail: miklosdoragina94@gmail.com

#### 1. Bevezetés

,A homokkövek a neolitikum óta igen gyakran használt nyersanyagok, amelyekből főként szerszámköveket (pl. őrlőkő, malomkő) készítettek (Wright, 1992; T. Bíró, Péterdi, 2011; Adams, 2014). Általában kvarcban gazdagok, de egyéb, általában kis mennyiségben megjelenő összetevőik tekintetében rendkívül változatosak lehetnek. A Kárpát-Pannon térségben sokféle, felszínen is nagy területen elterjedt homokkő ismert, ezért az ezekből készített nagyszámú régészeti lelet származási területének meghatározása rendkívül fontos feladat. Archeometriai feldolgozásuk ennek ellenére, valamint a kőzettani, petrográfiai azonosításuk nehézséége miatt mindeddig háttérbe szorult. Az elmúlt mintegy 20 évben kezdődött meg mind hazai mind nemzetközi viszonylatban a szerszámkövek, azon belül a homokkövek archeometriai szempontból történő intenzív anyagvizsgálata. A nemzetközi szakirodalomban jelenleg még elsősorban a régészeti, tipológiai közlemények dominálnak, azonban egyre elterjedtebbek az archeometriai, elsősorban geokémiai vizsgálatokat végző munkák is (Szakmány, 1996; Starnini, Szakmány, 1998; Péterdi, 2011; Couplin et al., 2015; Lorint, Barbat, 2015; Starnini et al., 2015; Tibbits, 2016).

A homokkő anyagú szerszámkövek vizsgálatának egyik nagy előnye a leletanyagban képviselt jelentős mennyiségük, valamint az átalában csekély kiállítási értékük, amely révén nagyobb lehetőség nyílik a roncsolásos vizsgálatok alkalamzására. Ez utóbbi szempont azért lényeges, mert homokkövek esetében csupán a fő kőzetalkotó elegyrészek vizsgálata nem elegendő a leletek nyersanyaglelőhelyének pontos azonosításához. Ennek fő oka, hogy a homokkövek nagy területen hasonló, közel azonos összetétellel rendelkezhetnek, ugyanakkor előfordulhat akár az is, hogy kis területen, akár egy feltáráson belül is bizonyos összetevők tekintetében jelentős különbségek adódhatnak.

#### 1.1. Gorzsa földrajzi helyzete és leletanyaga

Hódmezővásárhely-Gorzsa régészeti lelőhely Szegedtől ÉK-re, kb. 25 km-re, Hódmezővásárhelytől DNy-ra 15 km-re található (1. ábra). Területe 10 hektár, amelyből 3-3,5 hektárt a rétegzett tell tesz ki, melyen kialakult rétegsor vastagsága 2,6-3 méter vastag. A területettel 1952-óta foglalkoznak, ugyanakkor aktív ásatás csupán 1978-1996 között, Horváth Ferenc vezetésével zajlott. A jelen kutatás tárgyát képező minták ez utóbbi kutatási időszakaszból származnak.

Az előzetes vizsgálatok megállapították, hogy a terület az újkőkor (neolitikum)-középkor időszakban végig lakott volt. Az utolsó



1. ábra – Hódmezővásárhely-Gorzsa település földrajzi helyzete

ásatási szakaszból összesen 1061 csiszolt kőeszköz és szerszámkő, több mint 1 millió kerámia töredék (Vanicsek et al., 2013) és 1900 darab pattintott kőeszköz (Starnini et al., 2015) került elő. A szerszámkövek jelentős, a csiszolt kőeszközökhöz képest négyszeres mennyiségben fordulnak elő. Összetételüket tekintve igen változatos nyersanyagból állították elő őket, azonban több mint felük homokkő anyagú, melyet a leggyakrabban őrlőkőnek használtak. Szintén gyakori még az andezit és a granitoid-metagranitoid anyagú szerszámkő is, ritkábban előfordul aleurolit és konglomerátum, csillámpala, csillámos kvarcit, kvarcit kavics, mészkő, márga, tufit, valamint radiolarit anyagú is. Bár a leletek között előfordul a neolitikumnál fiatalabb, továbbá gödörből származó és akár szórvány minta is. Általánosságban elmondható, hogy a szerszámkövek jelentős része, különösen a homokkő anyagúak elsősorban a késő-neolit időszaki rétegekből kerültek elő, így munkánkban főleg erre az időszakra koncentrálunk.

A lelőhely homokkő anyagú szerszámköveivel Szakmány et al. (2008, 2010) és Piros (2010) foglalkozott, ők elsősorban makroszkópos és polarizációs mikroszkópos vizsgálatokat végeztek. Összesen hat-féle homokkőtípust különítettek el, azonban a fehér metahomokkő és a pátos kalcit cementtel rendelkező homokkő típusokon kívül a további csoportosítás terén nem teljesen egyezett a beosztásuk.

A homokkövek között nagy mennyiségben és változatosságban figyelhetők meg a vörös színű típusok. Makroszkópos, valamint polarizációs mikroszkópi megfigyelések alapján három altípusát különítettük el, amelyből kettő Piros (2010) munkájából már ismert (vörös-1 és vörös-2 típus). Ezen felül azonosítottunk egy újabb, harmadik típust (vörös-3 típus) is, amelyet eddig a publikációk nem különítettek el. Jelen munkánk célja a vörös homokkő, azon belül is kiemelten a vörös-3 típusú nyersanyagból készült szerszámkövek petrográfiai vizsgálati eredményeinek bemutatása, valamint az egyes altípusok elkülönítési bélyegeinek ismertetése.

#### 2. Eredmények

#### 2.1. Vörös-1-es vulkanitos típus

A vörös-1-es típus makroszkóposan lila, szürkéslila, esetenként szürkésvörös színű, gyengén osztályozott nagy-durvaszemcsés homokkőként jellemezhető.

Polarizációs mikroszkópban megfigyelhető, hogy a szemcsék többsége polikristályos, gyakran előrehaladott dinamikus átkristályosodást mutató, mozaikos kvarc. A monokristályos kvarc szemcse változat viszonylag kevés, amely nagyrészt mélységi magmás vagy metamorf eredetű, közöttük kisebb mennyiségben rezorbeált, határozott kioltású, vulkáni eredetű változatok is megjelennek. Az eredeti kvarc szemcsék jellemzően pontszerűen érintkeznek szemcsevázat alkotva, szintaxiális továbbnövekedésük révén viszont érintkezésük szoros illeszkedésű, hullámos nyomvonalú. A szemcsék között változó mennyiségben szericit anyagú pszeudomátrix is megfigyelhető, amely az egyes eredetileg is finomszemcsés anyagból álló törmelékszemcsék meghatározását és lehatárolását jelentősen megnehezíti. A vörös-1-es típusú homokkövek egyik fontos jellemzője, hogy nagy mennyiségben tartalmaznak vulkáni eredetű kőzettörmelékeket, amelyek általában átkovásodtak, gyakran folyásos szövetűek, néha üvegszilánkok és szferolitok ismerhetőek fel bennük. Leggyakoribb elegyrészük a kvarc és a káliföldpát, amely alapján riolittufaként értelmezhetőek.

A vörös-1-es típusú homokkövek kisebb mennyiségben, általában 5-15%-ban, tartalmazhatnak földpátot (elsősorban káliföldpát, ortoklász>mikroklin). Esetenként a földpát-tartalom meghaladhatja a 15%-ot, ami alapján elkülönítettünk egy új altípust is (GOR-133, GOR-311). Ritkán előforduló elegyrészek a csillámok (elsősorban muszkovit, de előfordul üde biotit is), plagioklász, továbbá kvarcit (több-kevesebb csillám tartalommal) és metaüledékes kőzettöredék szemcsék egyaránt. Nagyon kis mennyiségben (<1%) akcesszórikus elegyrészek is megfigyelhetőek, elsősorban félig sajátalakú, barna turmalin formájában.

#### 2.2. Vörös-2-es típus

A vörös-2-es típus makroszkóposan vörös, fakóvörös színű, jól osztályozott, apró-középszemcsés homokkő.

A törmelékes elegyrészek között ebben a csoportban is a kvarc dominál, azon belül a monokristályos kvarc szemcsék a leggyakoribbak. A szemcsék általában szögletesek, nem jellemző rájuk a kovás továbbnövekedés. Pszeudomátrix egyáltalán nem figyelhető meg. Az előző típushoz képest fontos különbség, hogy itt pátos karbonát cement jelenlétét is kimutattuk, a földpát (káliföldpát>plagioklász) általában kisebb mennyiségben (3-5%) jelenik meg. Megfigyelhető még továbbá a szintén kisebb mennyiségű csillám, elsősorban zöld színű biotit és kevés muszkovit. A kőzettörmelékek között a leggyakoribb a kvarcit, mellette metaüledékes (metaaleurolit és metahomokkő) kőzettörmelékek is előfordulnak. A jelentősebb mennyiségű (1-2%) akesszórikus elegyrész közül leggyakoribb a félig sajátalakú cirkon és a kétféle változatban megjelenő, barnasárgásbarna és zöld színű, ritkán színzónás turmalin, továbbá a nem sajátalakú vörös, vörösesbarna színű rutil.

#### 2.3. Vörös-3-as típus

A vörös-3-as típus makroszkóposan vörös-lilásvörös színű, jól osztályozott, tömött szövetű homokkő, amelynek szemcsemérete változó (az apró-középszemcsés mérettartománytól egészen a nagydurvaszemcsésig változik).

A leggyakoribb kőzetalkotó elegyrésze a kvarc, amely általában monokristályos, hullámos kioltással. Ritkábban határozott kioltással rendelkező vulkáni eredetű kvarc szemcsék is előfordulnak. A hullámos kioltású monokristályos kvarchoz képest kisebb mennyiséget képvisel a polikristályos kvarc, amely általában hullámos kioltású, gyakran irányított szövettel és előrehaladott dinamikus átkristályosodással jellemezhető, amely bélyegekek alapján metamorf eredetű. A kvarcszemcséken belül nem ritka az apatit, valamint a cirkon zárvány. A kvarcszemcsék többségéről elmondható, hogy jól koptatottak, peremükön szintaxiális kovás továbbnövekedés (2. ábra) figyelhető meg. A szemcsék között a másik két homokkő típushoz képest nagyobb menniységű pszeudomátrix figyelhető meg. A csoport további jellemzője, hogy általában 10-15% káliföldpátot és maximum 1-2% plagioklászt tartalmaz. A káliföldpát általában hematit és kvarc zárványokat tartalmaz. Előfordul közöttük viszonylag jól koptatott, visszaoldódott változat is, amelyen szintén megfigyelhető a szintaxiális kovás továbbnövekedés. Kisebb menynyiségben csillámok, elsősorban muszkovit és egykori, átalakult, kifakult biotit is megfigyelhetők. Az egykori pórustereket, illetve utólagosan képződött repedéseket gyakran egykori biotit utáni nontronit, vermikulit és más agyagásványokból álló finomszemcsés halmaz tölti ki. Az akcesszórikus elegyrészek mennyisége a másik két vörös homokkőtípusban észlelt mennyiségek közötti. Leggyakoribb akcesszórikus elegyrész a féligsajátalakú apatit, a közepesen vagy jól koptatott, zömök cirkon és a barna, zöldesbarna pleokrós turmalin (2. ábra).

A többféle kőzettörmelék közül leggyakoribbak a kvarcit, valamint a finomszemcsés kvarcból álló vulkáni- vagy tűzkő eredetű szemcsék. Ritkábban üledékes-metaüledékes törmelék szemcsék is megfigyelhetőek.

#### A vörös homokkő típusok potenciális forrásterületei

A gorzsai vörös homokkövekkel is foglalkozó eddig megjelent publikációk (Szakmány et al., 2008, 2010; Piros, 2010) szerint a vörös-1-es típusú vulkanitos homokkövekhez hasonló összetételű kőzetek a Mecsekben fordulnak elő (Jakabhegyi Homokkő Formáció kavicsos homokkő és fakó homokkő egysége). A vörös-2es homokkőhöz hasonló összetételű homokkő a Papuk-hegységben, továbbá a Nyugat-Mecsekben (Szászvári Formáció kavicsanyaga) és a Dunavarsány környékén (Pestvidéki Kavics Formáció) előforduló pleisztocén kavicsanyagban valószínűsíthetőek. Piros (2010) munkájában további forrás lehetőségeket vetett fel a Krassó Szörényi-hegység nyugati szélén, és a Gyalui havasok nyugati részén Telegdi Roth (1888, 1889) munkái alapján.

A vörös-3-as egy korábban nem publikált új típus, ezért nem állnak rendelkezésünkre információk a forrásterületre nézve. Munkánkban ezért erre a homokkőtípusra koncentrálunk. Hódmezővásárhely-Gorzsa település közvetlen környezetében (60 km-en belül) nincsenek a felszínen kőzet kibukkanások, tehát ennél lényegesen nagyobb távolságban kell keresni a szóba jöhető forráskőzeteket. A lehetséges proveniencia megállapítása céljából a szóba jöhető területekről származó, hasonló megjelenésű homokkövekből további polarizációs mikroszkópi megfigyeléseket végeztünk, amelyek eredményeit területenként foglaljuk össze.



2. ábra – A vörös-3-as típusú homokkő (GOR-653) áttekintő szöveti képe (1N) A piros nyilak a jól koptatott kvarcszemcsék eredeti határát jelölik, körülöttük szintaxiális kovás továbbnövekedéssel (Tur = turmalin)

#### 3.1. Maros-völgy

Az elsősorban a csiszolt kőeszözökkel foglalkozó korábbi publikációk (Szakmány et al., 2008) eredményei alapján felmerült a vörös-3as típusú homokkövek esetében egy másik forrásterület lehetősége, a Maros-völgyének recens kavicsanyaga. Ezen a területen a gorzsai leletanyag vörös-3-as típusú homokkövéhez hasonló megjelenésű, tömött szövetű vörös színű homokkő kavicsok figyelhetőek meg.

A Maros-völgyében előforduló vörös homokkő anyagú kavicsok között több altípust sikerült azonosítanunk. Előfordul közöttük egy földpátban dúsabb, illetve szegényebb változat. Jellemző rájuk a pszeudomátrix jelenléte. A homokkövek leggyakoribb elegyrésze a monokristályos kvarc, amely általában nem zárványos, jól koptatott, a peremeken szintaxiális kovás továbbnövekedéssel (3. ábra). A földpát szemcsék változó mennyiségben jelennek meg, általános jellemzőjük, hogy üdék, vagy csak gyengén átalakultak. Az ásványtöredékek mellett vulkáni eredetű, átkristályosodott, valamint felzites szövetű kőzettörmelékek is megfigyelhetőek. Általában kevés akcesszórikus elegyrészt, elsősorban féligsajátalakú cirkont és zöld színű turamlint tartalmaznak.

#### 3.2. Papuk-hegység

A Papuk-hegység nyugati részén kb. 350 m vastagságú permtriász korú szárazföldi sziliciklasztos rétegsor figyelhető meg. A rétegsorban három homokkő típust különítettek el (Szakmány et al., 2003), amelyből a gorzsai vörös-3 homokkövekhez leginkább a 3. homokkőtípus (kvarcarenit) hasonlít. Az itt található vörös homokkövek között szintén megfigyeltünk a gorzsai vörös-3 típushoz hasonló összetételű példányokat.



3. ábra – Homokkő

Az itt található vörös homokkövek általában nagyon kompaktak, gyengén koptatottak és kevésbé osztályozottak. Leggyakoribb kőzetalkotó elegyrészük a polikristályos kvarc. Kisebb menynyiségben tartalmaznak még káliföldpátot, amely általában a gorzsai anyagban találhatókénál üdébb. A mintákban viszonylag jelentős mennyiségben figyelhető meg szericit, amely általában a szemcsék peremén jelenik meg. A gorzsai anyaghoz képest itt nem figyelhető meg a szintaxiális kovás továbbnövekedés, azonban azokon a helyeken, ahol a szericit nem jelenik meg, ott kova vált ki. Az ásvány töredékeken kívül vulkáni eredetű, átkristályosodott kőzettörmelékek, mikrokristályos kvarcból álló szemcsék láthatóak. Kis mennyiségben akcesszórikus elegyrészek is megjelennek, elsősorban opakásvány, féligsajátalakú cirkon és barna, sárgásbarna színű turmalin. Az akcesszórikus elegyrészek helyenként torlatos formában, sávokban dúsulva helyezkednek el.

A Papuk-hegység vörös homokköveinek kőzettani vizsgálata során elkülönített altípusok sokszor egymástól csupán akcesszória tartalmukban mutattak lényeges különbséget (pl. különböző turmalin változatok).

#### 3.3. Nyugat-Mecsek

A Nyugat-Mecsek területén belül nagy területen és vastagságban (akár 100 m) figyelhetőek meg kora-középső miocén durvatörmelékes üledékek, amelyek a Szászvári Formáció részét képezik. Ezen képződmények kavicsai felszínen nagy területen elterjedtek, de fúrásokban is tanulmányozhatóak. Az 1990-es években az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszéke által szervezett terepgyakorlatokon a miocén konglomerátum előfordulásának szinte teljes felszínre kibukkanó területéről nagy mennnyiségű reprezentatív kavicsanyag begyűjtése és kőzettani vizsgálata történt meg. Ennek összesítése alapján megállapítható, hogy a kavicsanyag közel 6%-át változatos összetételű és megjelenésű vörös aleurolit és homokkő anyagú kavicsok teszik ki (Miklós, 2018). A kőzetanyag újra feldolgozása jelenleg is zajlik.

A vörös homokkő kavicsok között előfordul a vörös-3 típushoz hasonló összetételű változat, amelyben szintén a metamorf eredetű kvarcszemcsék dominálnak (monokristályos>polikristályos). Ezek peremén megfigyelhető a szintaxiális kovás továbbnövekedés. A földpát szemcsék a gorzsai kőeszközökéhez hasonlóan 10-15%-os mennyiségben fordulnak elő (káliföldpát>plagioklász), ugyanakkor általában üdébbek a gorzsai anyagénál. A kőzettörmelékek közül elsősorban a kvarcit szemcsék dominálnak. Az akcesszórikus elegyrészek mennyisége a gorzsai vörös-3-as csoport vörös homokköveiéhez hasonló. Leggyakoribbak a féligsajátalakú cirkon és a zöldesbarna színű turmalin.

#### 3.4. Dunavarsány

Dunavarsány területén a Duna pleisztocén korú kavicsos teraszanyagát már az 1900-as évek eleje óta kutatják. Ez a kavicsanyag a mai Duna által áthalmozott hordalékként a mai Dunaparton is nagy mennyiségben fellelhető. A kavicsanyag rendkívül változatos összetételű, amelyben gyakoriak a vörös homokkő anyagúak. Vizsgálataink alapján ezek egy részének összetétele nagyon hasonlít a gorzsai vörös-3-as típusra. Általában apró-középszemcsések, tömött szövettel rendelkeznek. Kevésbé osztályozottak, kevesebb azonban a kompakcióra utaló bélyeg.

A leggyakoribb kőzetalkotó ásvány ezekben is a monokristályos kvarc, a földpát szemcsék (káliföldpát>plagioklász) mintegy 10% körüli mennyiségben fordulnak elő, peremükön helyenként továbbnövekedés figyelhető meg. Előfordulnak visszaoldódott, granitoid eredetű szemcsék is. Kisebb mennyiségben tartalmaznak még muszkovitot. Általában 0,5-1%-nyi mennyiségben tartalmaznak akcesszórikus elegyrészeket, elsősorban féligsajátalakú, zömök cirkont és zöld-barnászöld színű turmalint. A gorzsai vörös-3-as típushoz képest azonban nagyobb mennyiségben (2-3%) tartalmaznak vulkáni eredetű kőzettörmeléket.

#### 4. Következtetések

A gorzsai vörös homokkövek vizsgálata során a korábbi eredméynekhez képest elkülönítettünk egy új, ún. vörös-3-as típusú tömött szövetű homokkövet, amelynek származását az előzetes felvetések alapján, valamint a gorzsai lelőhelyen előforduló más kőzettípusok származása és a régészeti adatok alapján a Marosvölgyi recens kavicsanyag hasonló megjelenésű és összetételű vörös homokköveivel azonosították.

Jelen munkánkban eddigi ismereteink alapján számba vettük, begyűjtöttük és megvizsgáltuk a Kárpát-medencében és közvetlen környezetében a gorzsai vörös-3-as típushoz hasonló megjelenésű és összetételű homokkövek előfordulását. Megállapítottuk, hogy a különböző területről származó vörös homokkövek a legtöbb esteben rendkívül hasonló összetételűek, egyedül az ekcesszórikus elegyrészeikben mutatkoztak kis különbségek. A homokkövek petrográfiai vizsgálata során kiderült, hogy a hagyományos, nem részletező vékonycsiszolatos fénymikroszkópi vizsgálatok, mint pl. a fő kőzetalkotó elegyrészek és mennyiségi arányainak meghatározása nem elegendő a kőzet forrásterületének biztos azonosításához. Ugy gondoljuk, hogy a homokkövek forrásterület meghatározásának pontosítása érdekében más vizsgálati módszer alkalmazására is szükség lehet. Valószínűnek tartjuk, hogy a homokkövekben csak kis mennyiségben jelen lévő, de azonosításukban jelentősebb szerepet játszó akcesszórikus elegyrészek (nehézásványok) minőségi és mennyiségi meghatározásával várhatóan a kőzetek forrásterülete pontosabban meghatározható.

A fentiek alapján szeretnénk – az egyes részletekre jobban kiterjedő petrográfiai megfigyelések mellett – a gorzsai leletanyag mindhárom vörös homokkő típusának, valamint azok potenciális forráskőzeteinek nehézásvány vizsgálatát elvégezni. Meg kell jegyezzük, hogy ez olyan roncsolásos vizsgálat, amelyhez a vékonycsiszolatos vizsgálathoz képest jelentősen nagyobb mennyiségű (kb. 10-15 cm<sup>3</sup>) anyag szükséges. Ez elsősorban a régészeti lelet anyag esetében jelenthet gondot, mivel az egyedi és általában korlátozott mennyiségben áll csak rendelkezésre. Ez különösen igaz a gorzsai leletanyagra, amelynek homokkő anyagú szerszámkövei zömében kis méretűek, így ezek roncsolásos vizsgálata nem minden kőeszköz esetében oldható meg. Ezért további célunk egy olyan új, nehézásványok minőségi és megfelelő számú mennyiségi kimutatását meghatározó módszer kifejlesztése, amely segítségével csökkenteni lehet homokkő nyersanyagú kőeszközök vizsgálatához szükséges

mintamennyiséget. Ez az eljárás lehetővé teszi, hogy a jövőben kisebb anyagmennyiségekből is hasonló pontosságú eredményeket szolgáltassunk a régészek számára a homokkő anyagú szerszámkövek nyersanyagainak lelőhelyeire nézve.

#### Irodalomjegyzék

Adams, J. L. (2012): Journal of Archaeological Science, 48, 129–138.

- Couplin, S., Marsaglia, K., Delaney, C. (2015): Poster, Pacific Section AAPG, SEG, SEPM Joint Technical Conference, Oxnard, California, May **3–5**, 2015.
- Lorint, R. Cs., Barbat, I. A. (2015): Conference paper, 15 th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015, 8.
- Miklós, D. G. (2018): Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 137.
- Péterdi, B. (2011): Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 159.
- Piros, L. (2010): Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 89.
- Starnini, E., Szakmány, Gy. (1998): Acta Archaeologica Academiae Scientiarum Hungaricae, **50**, 279–342.
- Starnini, E., Szakmány, Gy., Józsa, S., Kasztovszky, Zs., Szilágyi, V., Maróti, B., Voytek, B., Horváth, F. (2015): Neolithic and Copper Age between the Carpathians and the Aegean Sea, 105–128.
- Szakmány, Gy. (1996): Quaderno, Trieste, 6, 224–241.
- Szakmány, Gy., Jamičić, D., R. Varga, A., Józsa, S., Horvat, M. (2003): Abstract of the 22nd International Associations of Sedimentologists Meeting, Opatija, Croatia, 17-19 September, 2003, p. 204.
- Szakmány, Gy., Starnini, E., Horváth, F., Szilágyi, V., Kasztovszky, Zs. (2008): Archeometriai Műhely, **V/3**, 13–26.
- Szakmány, Gy., Starnini, E., Horváth, F., Bradák, B. (2010): Proceedings of the 37th International Symposium on Archaeometry, 311–319.
- T. Bíró, K., Péterdi, B. (2011): Corolla museologica Tibor Kovács dedicata, Magyar Nemzeti Múzeum, 523–534.
- T. Roth, L. (1888): MKFI Évi Jelentése az 1888. évről, 75–94.
- T. Roth, L. (1889): MKFI Évi Jelentése az 1889. évről, 86–107.
- Tibbits, T. L. B. (2016): Phd thesis, University of Iowa, 233.
- Vanicsek, K., Szakmány, Gy., Horváth, F., Kreiter, A., Bendő, Zs. (2013): Archeometriai Műhely, X/1, 5–12.
- Wright, K. (1992): Paléorient, 18/2, 53-81.

# NEMESGÁZIZOTÓP VIZSGÁLAT A CSOMÁD VULKÁNI KOMPLEXUM FENOKRISTÁLYAIBÓL

MOLNÁR Kata<sup>1,2,\*</sup>, CZUPPON György<sup>3</sup>, LUKÁCS Réka<sup>4</sup>, KIS Boglárka-Mercédesz<sup>1,4</sup>, PALCSU László<sup>1</sup>, BENKÓ Zsolt<sup>1</sup>, NÉMETH Bianka<sup>4</sup>, TÓTH Ágoston<sup>4</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>2,4</sup>

<sup>1</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

<sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>3</sup> Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

<sup>4</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: molnar.kata@atomki.mta.hu

#### 1. Bevezetés

Gázok, vízminták, valamint különböző ásványok folyadék- és olvadékzárványainak nemesgázizotóp összetétele kulcsfontosságú információval szolgálhat a fluidum eredetéről, származási helyéről. Mivel a földköpenyből, a földkéregből és a felszín közeléből származó fluidumok eltérő nemesgázizotóp összetétellel jellemezhetők, ezért az egyes mintákban található nemesgázok különböző izotóparányainak (pl.: <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, <sup>20</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne, <sup>21</sup>Ne/<sup>22</sup>Ne és He/Ar) együttes vizsgálata alapján a fluidum származási helye visszanyomozható (Ozima, Podosek, 2004). Szubdukcióhoz kötődő vulkáni rendszerek környezetében előforduló mofetták és fumarolák vizsgálatánál széles körben alkalmazzák ezt a módszert a földköpenyből származó fluidumok kimutatására. Vulkáni kőzetekben előforduló olivinben, piroxénben csapdázódott folyadékzárványok nemesgázizotóp öszszetételének vizsgálata pedig segít jobban megérteni a kitöréseket tápláló magmás folyamatokat. Bár az olivin és a piroxén alkalmazása ilyen jellegű vizsgálatra széles körben elterjedt (pl. Hilton et al., 2002), felmerül a kérdés, hogy a többi, vulkáni kőzetekben található fenokristály (pl. amfibol, plagioklász) folyadékzárványai is tartalmaznak-e mérhető mennyiségű nemesgázokat, továbbá alkalmazhatóak-e egy földköpeny-eredetű fluidum kimutatására. Ez a kísérleti jellegű tanulmány ennek a kérdésnek a tisztázására született.

#### 2. Földtani háttér

A Csomád vulkáni komplexum az andezites-dácitos összetételű Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni ív délkeleti elvégződésében található a Keleti-Kárpátokban (Románia). A központi lávadómok felépülése kb. 160 ezer évvel ezelőtt kezdődött meg, az utolsó robbanásos kitörések pedig kb. 60-30 ezer évvel ezelőtt zajlottak (Harangi et al., 2015; Molnár et al., 2019). A Csomád környezetében található mofetták,  $CO_2$ -dús források nemesgázizotóp összetételé-nek tanulmányozása alapján kimutatható egy földköpeny-eredetű komponens (Kis et al., 2017). Ez a kutatás ennek a földköpeny-komponensnek a nyomozására fókuszál, a vulkán kitörési termékeinek, a horzsakövekben található fenokristályok nemesgázizotóp összetételének vizsgálata segítségével.

#### 3. Eredmények és következtetések

A két vizsgált horzsaköves feltárás (Tusnádfürdő és Sepsibükszád; Tf, illetve Bx) a Csomád vulkáni komplexum legfiatalabb, robbanásos kitörési fázisait képviselik (Vinkler et al., 2007; Harangi et al., 2015). Mivel a csomádi dácitban csak elenyésző mennyiségben fordul elő piroxén és olivin, ezért plagioklász és amfibol (kb. 1,5-1,5 g/minta) szeparátumokat készítettünk a vizsgálatokhoz. A nemesgázokat vákuum alatt, töréses módszerrel (150 ütés) szabadítottuk fel az ásványfázisok folyadékzárvanyaiból, és a felszabadított gázok megtisztítását, szétválasztását egy kriogén csapda végezte. Az egyes mintákból származó hélium mennyisége 9,7×10<sup>-10</sup> és 3×10<sup>-8</sup> ccSTP/g között változik, a számolt R/  $R_A$  értékek pedig 0,12 és 5,56 közé esnek. 'R' a korrigált <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He arányát jelenti a mintának, míg az ' $R_A$ ' az atmoszférikus érték ((1,382±0,005)×10<sup>-6</sup>). A neon koncentrációk 3,4×10-10 és 5,1×10-9 ccSTP/g között változnak, míg az <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar arányok 295,5 és 303,9 közé esnek. Bár egy erőteljes levegő-kontamináció hatás látszódik a vizsgált ásványfázisokból származó neon és argon értékek alapján, a hélium izotópos összetételében felfedezhető a földköpeny-eredetű komponens ( $R/R_A$ >1).

### Köszönetnyilvánítás

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

"IKER" pályázatban, valamint a K116528 sz. OTKA pályázat része. Molnár K. az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-18-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválósági Program támogatásában részesült..

#### Irodalomjegyzék

- Harangi, Sz., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M. (2015): Journal of Volcanology and Geothermal Research, **301**, 66–80.
- Hilton, D.R., Fischer, T.P., Mary, B. 2002: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 47/1, 319–370.
- Kis, B-M., Ionescu, A., Cardellini, C., Harangi, Sz., Baciu, C., Caracausi, A., Viveiros, F. (2017): Journal of Volcanology and Geothermal Research, **341**, 119–130.
- Molnár, K., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A.K., Kiss, B., Seghedi, I., Szepesi, J., Harangi, Sz. (2019): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 373, 133–147.
- Ozima, M., Podosek, F.A. (2004). Noble Gas Geochemistry, 217–280.
- Vinkler, A.P., Harangi, Sz., Ntaflos, T., Szakács, A. (2007): Földtani Közlöny, **137/1**, 103–128.

# FLUIDUM-KŐZET KÖLCSÖNHATÁS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA ALSÓKÉREG GRÁNÁT-GRANULIT XENOLITOKBÓL (BBFVT)

NÉMETH Bianca<sup>1,2,\*</sup>, TÖRÖK Kálmán<sup>1</sup>, BALI Enikő<sup>3</sup>, ZAJACZ Zoltán<sup>4</sup>, SZABÓ Csaba<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest

<sup>2</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup> NordVulk, Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavík

<sup>4</sup> Department of Earth Sciences University of Toronto, Toronto

<sup>5</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, LRG, Budapest

e-mail: bianca.nemeth@gmail.com

#### 1. Bevezetés

Két különleges, szilikátolvadék-zárvány tartalmú mafikus gránátgranulit xenolitot vizsgáltunk főelem- és nyomelemgeokémiai módszerrel a Bakony-Balaton-felvidék vulkáni területről (BBFVT). A vizsgált minták (Mi26 és Sab38) kőzetalkotó plagioklászban és klinopiroxénben, valamint az akcesszóriaként megjelenő ilmenitben tartalmaznak szilikátolvadék-zárványokat (SMI). Ezek jelenléte bizonyítékként szolgál a területről a mélykéregben játszódó fluidum-kőzet kölcsönhatásokra.

#### 2. Földtani Háttér

A vizsgált területen a vulkáni működés poszt-extenziós folyamatokhoz köthető. Az így képződött alkáli bazaltok nagymennyiségű köpeny és kéreg eredetű kőzetzárványt hoztak felszínre. A vizsgált minták lelőhelye, a BBFVT is az ALCAPA egységen helyezkedik el. Az oligocén, illetve a kora-miocén folyamán az Apuliai tüske É-i irányú mozgása következtében mindkét blokk ÉK-felé mozdult el. A területre ekkor kompresszióhoz kötődő litoszféra kivastagodás volt jellemző. Ezt követi a kora-miocén extenziós fázis, amely a Kárpátok menti szubdukció következményeként (Royden, 1988) egy passzív extenzió, és amely során a Pannon-medence peremi területein intenzív mészalkáli vulkanizmus volt jellemző (Szabó et al., 1992). A középső-miocéntől az aljzatot alkotó blokkok viselkedése már többé-kevésbé egységesnek tekinthető (pl. Csontos, 1995, Fodor et al., 1999). Ezután egy rövid inverzió következett, amit egy második extenziós fázis követett a késő-miocénben, 11-12 millió éve, amelynek kiváltó oka asztenoszférafelboltozódás volt (Huismans et al., 2001). Ezt a folyamatot OIB kemizmusú alkáli bazaltos magmatizmus kísérte (Embey-Isztin et al., 1993). A BBFVT kitörési centrumai a felső-miocén és pliocén folyamán (7,5-2,8 Ma) voltak aktívak (Balogh et al., 1986; Wijbrans et al., 2007).

### 3. Vizsgálatok

#### 3.1. A vizsgált xenolitok petrográfiája

A vizsgált alsókéreg xenolitok mafikus gránát granulitok. A xenolitok uralkodóan nemegyensúlyi szövetűek, ami alapvető eltérés a korábban tanulmányozott döntően egyensúlyi szövetű mintáktól. A sabar-hegyi granulit xenolit (Sab38) sávos megjelenésű, és a minta ér + falkőzet részre osztható. A mindszentkállai granulit xenolitra (Mi26) "foltos" megjelenés jellemző. Mindkét minta falkőzet részében fő kőzetalkotó ásványként a "száraz" granulitokra jellemző ásványtársulás található: plagioklász (Pl) + klinopiroxén (Cpx)  $\pm$  gránát (Grt) utáni szimplektit. Tartalmaznak továbbá akcesszóriaként ortopiroxént (Opx, csak a Sab38 xenolitban), titanitot (Ttn), apatitot (Ap), rutilt (Rt) és opak ásványként ilmenitet (IIm). A Sab38 xenolitban található eret valamint a Mi26 minta foltjait Cpx+Pl (50-50 V/V%), valamint (a Sab38 xenolitban) akcesszórikus kvarc (Qtz) alkotja.

A két vizsgált xenolit legfőbb jellemzője, hogy elsődleges szilikátolvadék-zárványokat (SMI) tartalmaznak. Az SMI-k a Sab38 xenolitban az érben jelennek meg, míg a Mi26 xenolitban az SMItartalmú ásványok a Cpx+Pl foltokban (feltételezhetően egykori olvadékzsebekben) jelennek meg. Az SMI-tartalmú és az SMImentes Cpx-ek között nem figyelhető meg petrográfiai különbség. A plagioklászok esetében azonban mindkét xenolitra jellemző, hogy az SMI-tartalmú részben az SMI-mentes Pl-ok szabálytalan alakúak, és kisebbek (200-500  $\Rightarrow$  m), mint az SMI-tartalmú gazdaásványok (max. 2 mm-es szemcsék). Ezen kívül mindkét xenolitra jellemző, hogy az SMI-tartalmú domén és a falkőzet találozásánál megfigyelhető Cpx-IIm szimplektit, valamint, az ilmenitben elsődleges SMI-k (Németh et al, 2015).

#### 3.2. Zárványpetrográfia

A vizsgált mintákban fluidum- és szilikátolvadék zárványokat is megfigyeltünk. Jelen vizsgálat tárgyát csupán az SMI-k képezik. A Pl gazdaásványokban csapdázódott SMI-k között két eltérő típust tudunk megkülönböztetni. Az egyik dominánsan színtelen üvegből áll (70-100 V/V%), míg a másik egy illó-domináns fekete színű zárvány, amiben az üveges rész alárendelten jelenik meg (maximum 30 V/V%-ig). Emiatt a későbbiekben G (üveg) és V (illó) típusként kerülnek említésre az egyszerűség kedvéért. A megfigyelt SMI-k buborékjai szobahőmérsékleten sötét színűek. A G-típusú SMI általában 15-30 µm méretű, de megfigyeltünk 100 µm-es zárványt is. Mind a G- mind pedig a V-típusú zárványok megközelítőleg negatívkristály alakkal jellemezhetők. A szélük szabálytalan, csipkézett megjelenésű, azonban a G-típus esetében dekrepitáció nyomai nem, míg a V-típusnál minden esetben megfigyelhető. Utóbbiak mérete is nagyobb, általában 20-50 µm.

A Cpx-ben csapdázódott SMI-k barna üvegből (95-100 V/V%)  $\pm$  buborékból állnak. Minden esetben dekrepitálódtak. Általában kerekded alakúak, és szabálytalan, csipkézett a szélük. A méretük 20-30 µm. Az SMI-kben megfigyelhető buborék szobahőmérsékleten kétfázisú.

Elsődleges SMI az akcesszóriaként megjelenő Ilm-ben is csapdázódott. Ezek az SMI-k is kerekdedek vagy oválisak. Szegélyük folyamatos, dekrepitáció nyomát nem mutatják. Az ilmenitben csapdázódott SMI-k is üvegből ± buborékból állnak. Méretük 30 µm körül van.

#### 3.3. Az SMI-k főelemgeokémiai elemzése

Ugyan a SMI-k kőzetüvegének összetétele a TAS diagramon (1. ábra) döntően a dácitos, trachy-dácitos, riolitos mezőbe esik, a gazdaásványokon belül jelentős különbségeket figyelhetünk meg. A Mi26 mintában a Cpx-ben csapdázódott SMI-k FeO-tartalma átlagosan 5,6 wt.%, MgO-tartalma 0,9 wt.%, míg K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O aránya 2,5 körüli. Ezzel szemben a Pl olvadékzárványai mindössze átlagosan 1,5 wt.% FeO-t, 0,2 wt.% MgO-t tartalmaznak és a zárványok K<sub>2</sub>0/Na<sub>2</sub>0 aránya 1 körüli. Ebben a mintában mind a Pl-ok, mind a Cpx-ek olvadékzárványai döntően kémiai egyensúlyban vannak a befogadó ásványukkal (Putirka, 2008 kritériumai alapján). A Sab38 mintában a Cpx-ek SMI-jei nincsenek kémiai egyensúlyban a befogadó ásványukkal, azonban 5-7%-os falrakristályosodás korrekcióval egyensúlyba hozhatók, amit követően összetételük megegyezik a Mi26 xenolit Cpx-eiben csapdázódott SMI-kéval. Ebben a mintában a Pl-ban csapdázott néhány olvadékzárvány hasonló összetételű a Cpx-ek olvadékzárványaihoz, azonban néhány a Mi26 mintához hasonlóan jelentősen eltér, kisebb FeO, MgO valamint K<sub>2</sub>0/Na<sub>2</sub>0 aránnyal. A Cpx-ekben található, valamivel primitívebb SMI-k összetételéből nem származtathatók egyszerű frakcionált kristályosodással a Pl-k zárványai, hiszen az érben előforduló ásványtársulás kristályosodása nem vezet csökkenő K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O arányhoz az olvadékokban.



1. ábra – Totál alkália – szilikát (TAS) diagram a plagioklász, klinopiroxén és ilmenit olvadékzárványaiból a Mi26-os és Sab38-as mintákban.Az olvadékzárványok összetétele kitöltött szimbolumokkal van jelölve, míg az összehasonlításként alapul szolgáló kísérleti munkák eredményei színes mezőkkel.

#### 3.4. Az SMI-k nyomelemgeokémiai elemzése

Néhány kisméretű SMI-ban egyes ritkaföldfémek (Nd, Sm, Eu, Yb) koncentrációja kimutatási határ alatti volt, amelyet Cpx gazdaásványok esetén kísérleti munkák által meghatározott megoszlási együtthatók felhasználásával pótoltunk (Huang et al., 2006). Mivel Si0<sub>2</sub>-gazdag olvadékok esetén mind az olvadék, mind a Cpx szerkezete befolyásolja a nyomelemek megoszlását (Gaetani, 2004; Huang et al., 2006), kiválasztottuk azokat a kisérleti munkákat, amelyek esetében az olvadék és a vele egyensúlyban kristályosodott Cpx összetétele legközelebb esett az általunk is mért összetételekhez. Ezt követően a megoszlási együtthatók minimum és maximum értékével, visszaszámoltuk az SMI-k lehetséges nyomelem koncentráció értékeit. A számolás során kapott eredmények nem tértek el a nagyobb zárványok sikeres mérési eredményeitől, így egy átlagos K<sub>D</sub> értéket alkalmazva határoztuk meg ezen elemek esetén a Cpx-ben csapdázódott SMI-k összetételét. Minden SMI nyomelem összetétele nagyvonalakban hasonló lefutású, gazdaásványtól függetlenül



2. ábra – A szilikátolvadék zárványok nyomelemtartalma sokelemes diagramon minta és befogadó ásvány szerint, NMORB-ra normálva

(2. ábra). Kivételt az ilmenitben mért zárványok pozitív Nb és Ta értéke jelent, de azt feltehetőleg a gazdaásvány belemérése okozza. Dúsulást figyelhetünk meg Cs, Rb, Th, U, és Pb esetén relatív pozitív anomáliával, míg Ba, Nb, Ta és Sr esetén minimumot tapasztalunk, negatív anomáliával a szomszédos elemekhez viszonyítva (2. ábra). Ezen kívül a Sab38 minta Pl gazdaásványban csapdázódott SMIjei esetében megfigyelhető jelentös negatív Zr anomália, amely sem a másik xenolitra, sem ebben a xenolitban a többi befogadó ásványban csapdázódott SMI-re nem jellemző. A ritkaföldfém (RFF) koncentráció lefutása La-tól Lu-ig folyamatosan csökkenést mutat, negatív Eu anomáliával.

#### 3.5. A kőzetalkotó ásványok főelem összetétele

A gránátok pirop-almandin-spessartin szilárd oldatnak tekinthetők, kevés spessartinnal. Kémiájukat tekintve a két minta gránátjai némiképp eltérnek egymástól, a Mi26-os mintában pirop és almandin összetevőben valamivel szegényebbek, mint a Sab38 xenolitban (Németh et al., 2015). A piroxének túlnyomó többsége klinopiroxén. A Sab38-as mintában a Pl-Cpx érben a Cpx-ek  $Al_2O_3$ -tartalma 3,1-3,7 wt.% között változik. A falkőzetben ehhez képest nagyobb  $Al_2O_3$ -tartalmat mértünk (4,0-4,5 wt.%). A Mg-szám az érben megjelenő, SMI-mentes Cpx-ek esetében a legnagyobb (#mg(Fe<sub>tot</sub>)=0,64-0,66). Ennél valamivel kisebb a falkőzetben megjelenő Cpx-ek Mg-száma (0,59-0,65), míg a legkisebb Mg-számmal az érben megjelenő SMI-tartalmú Cpx-ek jellemezhetők (0,56-0,57). Ortopiroxén szintén a Sab38-as minta falkőzet részében jelenik meg akcesszóriaként,

 $Al_2O_3$ -tartalmuk 3,05-3,15 wt.% között változik, Mg-számuk 0,54. A Mi26-os mintában a klinopiroxének  $Al_2O_3$ -tartalma 2,2-3,7 wt.% között változik. Az SMI-tartalmú piroxének esetében közvetlen az SMI körül egy 1-2 µm széles sávban emelkedett Si-tartalmat és Mg-számot figyeltünk meg.

A földpátok kémiai összetétele erősen összefügg a szöveti helyzetükkel. A Sab38-as minta ér részében megjelenő SMI-tartalmú (Ab<sub>60,6-66,5</sub>) és SMI-mentes Pl-ok (Ab<sub>64,5-65,2</sub>) mutatkoznak a leginkább albitosnak, míg a falkőzetben a granulitos ásványtársuláshoz tartozó Pl-ok anortitban gazdagabbak (Ab<sub>51,1-53,1</sub>). A Cpx-Ilm összenövés plagioklászai rendelkeznek a legkisebb albit-tartalommal (Ab<sub>44,6</sub>). A Mi26-os minta SMI-tartalmú Pl-ai kisebb albit-tartalommal rendelkeznek (Ab<sub>40,3-49,9</sub>), mint az SMI-mentes Pl-ok (Ab<sub>49,3-56,5</sub>). A Cpx-Ilm összenövések Pl-ai a következő összetétellel jellemezhetőek: Ab<sub>49,3-50,0</sub>An<sub>46,3-47,5</sub>Or<sub>3,2-3,8</sub>.

Az ilmenitek összetétele mindkét mintában hasonló, a szélsötagok megoszlása (IIm<sub>0.8-0.9</sub>Gk<sub>0.1</sub>). A Mi26-os minta SMI-tartalmú IIm-jeiben a MgO-tartalom (Geikielit szélsőtag) (3,2-3,8 wt.%) nagyobb, míg a MnO-tartalom (Pirofanit szélsőtag) (0,3-0,6 wt.%) kisebb, mint a Sab38-as xenolitban, ahol az előbbi 2,7-3,5 wt.%, az utóbbi pedig 0,7-1,2 wt.%.

#### 3.6. A kőzetalkotó ásványok nyomelem összetétele

A Pl-ok nyomelemtartalma viszonylag egységes képet mutat, lelőhelytől, valamint zárványtartalomtól függetlenül. A Pl-ok átlag alsókéregre (Rudnick, Gao, 2003) normált nyomelemtartalma könynyű RFF-ekben gazdagodott, a nehéz RFF-ekhez képest, minden esetben pozitív Eu-anomáliával.

A Cpx-ek nyomelemlefutása szintén zárványtartalomtól és lelőhelytől függetlenül hasonló mintázatot mutat. Általánosan megfigyelhető, hogy az átlagos alsókéreg összetételre normált RFF-ek mennyisége La-tól nő Sm-ig, majd csökken Lu-ig. A Sm és Lu közötti csökkenés mértéke azonban, főleg a Sab38 mintában, változatos. Emellett minden elemzett Cpx mutat valamilyen mértékű negatív Eu-anomáliát (Eu<sub>N</sub>/Eu\*<sub>N</sub><1), azonban ennek az anomáliának a mértéke eltérő (3. ábra). A Sab38 xenolitban az Eu anomália és La/Yb arány alapján két Cpx csoportot tudunk elkülöníteni, amelyek azonban nem esnek teljesen egybe a petrográfia alapján elkülönített csoportokkal. Az egyik kémiai összetételben elkülönülő csoportot nagy La/Yb arányú és kisebb Eu anomáliával jellemezhető Cpx-ek alkotják. Ezek a Cpx-ek vagy a falkőzetben helyezkednek el, vagy az érben és nem tartalmaznak SMI-t. A másik csoportot kis La/Yb aránnyal és nagyobb Eu-anomáliával jellemezhető Cpx-ek alkotják, amelybe leginkább az érben lévő SMI-tartalmú Cpx-ek tartoznak, de ide tartozik néhány zárvány-mentes szemcse is az érből, valamint egy az érhez közeli falkőzetből (3.ábra). Hasonló csoportokat a Mi26 minta esetén nem tudunk elkülöníteni, azonban a Cpx-ek összetétele mind La/Yb, mind Eu-anomália mértékét tekintve nagyon változatos és döntően a Sab38-ban megfigyelt csoportok értékei közé esik. Itt is jelentős azonban azoknak a méréseknek a száma, amelyek a kis La/Yb arányú, nagyobb Eu-anomáliával jellemezhető csoportot alkotják, és amelybe petrográfiailag elsősorban a SMI-kat befogadó ásványok tartoznak.

#### 4. Fluidum-kőzet kölcsönhatás

A Sab38-as minta Cpx-Pl ér része egyáltalán nem tartalmaz gránátot, ami arra utal, hogy az eredeti gránát-granulitos ásványtársulást szöveti felülbélyegzés érte. Az Ilm-Cpx±Pl összenövések az ér közelében Ttn+olvadék között lejátszódó reakciót jeleznek. Az érben megjelenő Pl-ok két szöveti csoportja közül az SMI-mentes Pl-ok relikt elemként jelennek meg, a náluk újabb, SMI-tartalmú ásványok mellett, azaz még a korábbi granulitos ásványtársuláshoz tartoznak. Ezzel szemben az SMI-tartalmú Pl-ok a fluidum-kőzet kölcsönhatás közben keletkeztek.

A Cpx-ek fő- és nyomelemkémiai összetételében szintén különbség mutatkozik szöveti helyzet alapján. A Sab38-as mintában a falkőzetben megjelenő Cpx-ek Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-tartalma nagyobb, mint az újonnan keletkezett SMI-tartalmú Cpx-eké. Továbbá ezek a Cpxek nehéz RFF-ekben kimerültebbek az érben található SMI-gazdag Cpx-ekhez képest és kisebb negatív Eu-anomáliával jellemezhetők (3. ábra). A nagyobb Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-tartalom annak köszönhető, hogy a Cpx-ek a nagyobb nyomáson a stabilitásuk megőrzéséhez több Ca-tschermák komponenst építenek be (pl. Newton et al., 1977), míg a meredek RFF lefutás azt mutatja, hogy ezek a Cpx-ek Grt-tal tartottak nyomelem egyensúlyt. Azok az érben előforduló SMImentes Cpx-k, amelyeknek összetétele hasonló a falkőzet Cpx-eihez relikt ásványnak tekinthetők. Ezzel szemben az érben található SMI-tartalmú Cpx-ek Pl-szal tartanak nyomelem egyensúlyt és Al-tartalmuk miatt feltételezhető, hogy kristályosodásuk kisebb nyomáson történt, mint ami az eredeti gránát-granulit stabilitási mezeje volt. Ugyanakkor, mivel az újonnan keletlekezett Pl-ok összetétele is albitosabb (azaz kisebb az Al-tartalmuk) az is feltehető, hogy a migráló olvadék összetétele miatt kisebb Al-tartalmú Cpx kristályosodott belőle. Az, hogy a falkőzetben az ér közelében, az érben találhatóhoz hasonló összetételű Cpx-ek fordulnak elő, arra utal, hogy a vándorló olvadék a granulit falkőzetet metaszomatizálta.

A Mi26-os xenolitban hasonló kölcsönhatást az SMI-tartalmú Cpx-Pl ásványegyüttesű domének képviselnek. Ezekből a doménekből szintén hiányzik a Grt, és távolabb is csak beöblösödő, atoll-szerű szimplektitesedett reliktumokat találunk. Ez azt sugallja, hogy az SMI-tartalmú új ásványegyüttes kisebb nyomáson képződött, már a Grt stabilitási mezején kívül. Ugyanezt a nyomáscsökkenést erősítik meg a még granulitos domének erősen szimplektitesedő Grt reliktumai is (pl. Török, 1995). A Cpx-Ilm+Pl összenövések megjelenése, ami a Sab38-as mintában a Cpx-Pl erek mellett, illetve a Mi26-os mintában az SMI-tartalmú domének közelében jellemző, azt mutatja, hogy valamennyi (korlátozott mértékű) olvadék beszivárgott a falkőzetbe, és kölcsönhatásba lépett azzal. A szimplektitben megjelenő Pl-ok a leginkább anortitosak. Az ezekben a plagioklászokban lévő plusz Ca jöhetett a Ttn széteséséből, és a nyomáscsökkenés miatt széteső Grt-ból is (Johannes, Koepke, 2001). Az SMI-tartalmú, újonnan keletkezett Pl-ok (mind az érben, mind a Cpx-Pl doménekben) jellemezhetők a legnagyobb albit-tartalommal, ami a beszivárgó trachidácitos-dácitos-riolitos olvadék nagy Na-tartalmának köszönhető.

#### 5. A metaszomatizáló olvadék eredete

A SMI-k kis Mg-száma (maximum 0,38) azt mutatja, hogy a xenolitokat is felhozó alkáli bazalt nem befolyásolta azok létrejöttét. Az SMI-k összetétele (mind fő-, mind nyomelem tekintetében) a korai miocén mészalkáli magmák összetételére (Harangi et al., 2001) hasonlít. A Cpx-ben és Pl-ban csapdázódott SMI-k dácitos-trachydácitos mezőbe esnek, hasonló összetételű olvadékok előallíthatók biotit-kvarc-plagioklász ásványtársulású metagrauwacke vagy gneisz parciális megolvasztásával (Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997; Patinő-Douce, Beard, 1995), ellenben csupán mafikus granulit vagy kvarc-amfibolit parciális megolvasztásával nem elég a keletkezett olvadék alkáliatartalma (Springer, Seck, 1997; Hacker, 1990) (1. ábra).

Az általunk vizsgált mintákban a Pl-ban és Cpx-ben csapdázódott SMI-k gazdagodtak Cs-ban, Rb-ban és Pb-ban, ami egy fluidmobilis elemekben gazdagodott olvadék jelenlétét mutatja. Emellett negatív Nb és Ta anomáliával jellemezhetők, amely elemek vizes fluidumokban inmobilisak. Ilyen olvadékok általában a szigetívekre jellemző vulkanizmus magmái (Pearce, 1983; Saunders et al., 1991). Az olvadékzárványok fluidmobilis-elemekbeli gazdagodása és nagy K<sub>2</sub>O- és Na<sub>2</sub>O-tartalma azt is mutathatja, hogy a vizes olvadék eredetileg egy víztartalmú ásványfázis olvadásához köthető (pl. biotit és/vagy amfibol). A megfigyelt Ta-Nb-anomáliának legvalószínűbb oka, hogy a forráskőzet parciális olvadása során visszamaradó fázisban volt Ta-Nb-Ti tartalmú fázis, pl. a rutil, ilmenit vagy titanit. Ezek az ásványok sok mafikus granulit és Grt-piroxenit akcesszórikus elegyrészeként megjelenik.

Castro et al. (2010) kísérleteik során olyan olvadékok fő- és nyomelem tartalmát tanulmányozták, amelyek középóceáni bazalt (MORB) és grauwacke mélange parciális olvadásával keletkeznek. Az általunk vizsgált mindkét xenolit Cpx-jeiben csapdázódott SMI-k nagyrészének főelem (FeO, MgO, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O) és nyomelem összetétele (4. ábra) megegyezik egy ilyen kőzetkeverékből 1100°C-on és 1.5 GPa nyomáson előállított olvadékéval. Néhány Pl-ban és Ilm-ben csapdázott SMI szintén hasonló összetételt mutat mindkét mintában, azonban ezen ásványok SMI-jei döntően kisebb Yb-tartalommal és nagyobb Ce/Yb aránnyal jellemezhetők. Emellett Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-tartalmuk is nagyobb, mint a Cpx-ek SMI-jaiban. Ez az eltérés, valamint a közel folyamatos változás (4. ábra) arra utal, hogy utóbbi zárványok egy olyan reakcióterméket képviselnek, amik az eredeti (hibrid) olvadék és a Grt-tartalmú mellékkőzet változó mértékű kölcsönhatása során



3. ábra – Az általunk vizsgált olvadékzárványok összetételének összehasonlítása a Castro et al. (2010) kísérleteinek eredményeivel

csapdázódtak befogadó ásványukban. Tehát a kis Ce/Yb arányú, Cpx-ben csapdázódott, SMI-k összetétele állhat legközelebb a metaszomatizáló olvadék eredeti összetételéhez.

Dobosi et al., (2003) gránát-granulitok radiogén valamint oxigén izotópos vizsgálata során arra a következtetésre jutott, hogy a mafikus alsókéreg egyrésze egy eredetileg változó mértékben átalakult óceáni kéreg metamorfózisával keletkezhetett. Az általunk vizsgált SMI-k összetétele megerősítheti a MORB eredetű kőzetek jelenlétét az alsókéregben, azonban mindenképpen szükséges egy másik, metaszediment jellegű, forrás is ilyen olvadékok létrejöttéhez.

#### Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 79943 sz. projektje (TK) keretében végezzük. NB köszöni Harangi Szabolcsnak a szakmai segítséget, és a Vulkanológiai Kutatócsoportnak, hogy lehetővé tették a konferencián történő részvételt.

### Irodalomjegyzék

Balogh, K., Árva-Sós, A., Pécskay, Z. (1986): Acta Min.Pet., 28, 75–93.

Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., Löw, I. (2010): J.Petrol., 51/6, 1267–1295.

Csontos, L. (1995): Acta Volc., Spetial Issue, 7, 1-13.

- Dobosi, G., Kempton, P., Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M., Greenwood, P. (2003): Contrib. Mineral. Petrol., 144, 671–683.
- Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D. E., Upton, B. G. J., Dobosi, G., Ingram, G.A., Harmon, R. S., Scharbert, H. G. (1993): JPetrol, 34/2, 317–343.
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Győrfi, I., Benkovics, L. (1999): Geol. Society, London, Special Publications, 156, 295–334.
- Gaetani, G.A. (2004): CMP 147, 511–527.
- Harangi, Sz. Downes, H., Kósa, L., Szabó, Cs., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Mattey, D. (2001): J.Petrol., 42/10, 1813–1843.
- Hacker, B.R. (1990): AmMin., 75, 1349-1361.
- Huang, F., Lundstrom, C.C., McDonough, W.F. (2006): Am. Min., 91, 1385–1400.
- Huismans, R. S., Podladchikov, Y. Y., Cloetingh, S. (2001): Tectonics, 20, 1021–1039.
- Johannes, W., Koepke, J. (2001): AJES 48, 581–590.
- Kaszuba, J.P., Wendlandt, R.F. (2000): J. Petrol., 41, 363–386.
- Montel, J.M., Vielzeuf, D. (1997): CMP, 128, 176-196.
- Németh, B., Török, K., Kovács, I., Szabó Cs., Abart, R., Dégi, J., Mihály, J., Németh, Cs. (2015): Min.Pet. 109/2, 217–234.
- Newton, R.C., Charlu, T.V., Kleppa, O.J. (1977): GCA, 41, 369–377.
- Patinő-Douce, A.E., Beard, J.S., (1995): J.Petrol., 36, 707–738.
- Pearce, J.A. (1983): In Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. eds., Continental basalts and mantle Xenoliths, 230–250.
- Putirka, K. (2008): Rev. Mineralogy & Geochemistry 69, 61-120.
- Royden, L.H. (1988): AAPG Memoir, 68, 704-712.
- Rudnick, R.L., Gao, S. (2003): In Rudnick, R. (Ed.), Treatise of Geochemistry, vol. 3. Elsevier, 1–64.
- Saunders, A.D., Storey, M., Gibson, I.L., Leat, P., Hergt, J.M., Thompson, R.N. (1991): In: Weissel, J; Peirce, J; Taylor, E; et al. (eds.), Ocean Drilling Program, 121, 559–590.
   Springer W., Seck H.A. (1997) CMP, 127, 30–45.
- Sun, W., McDonough, W.F. (1989): Geological Society London Special Publications 42/1, 313–345.
- Szabó, Cs., Harangi, Sz., Csontos, L. (1992): Tectonophysics, 208, 243–256.
- Török, K. (1995): Acta Vulcanol., 7, 285–290.
- Vielzeuf, D., Moltel, J.M. (1994): CMP, 117, 375-393.
- Wijbrans, J., Nemeth, K., Martin, U. & Balogh, K. (2007): JVGR, 164, 193–204.

# AZ ÉSZAKI-KÖZÉPHEGYSÉG MIOCÉN VULKÁNI KÉPZŐDMÉNYEINEK FTIR ÉS ÁSVÁNYKÉMIAI VIZSGÁLATA

PÁLOS Zsófia<sup>1,\*</sup>, BIRÓ Tamás<sup>2</sup>, KARÁTSON Dávid<sup>2</sup>, HENCZ Mátyás<sup>2</sup>, KŐVÁGÓ Ákos<sup>2</sup>, KESJÁR Dóra<sup>3</sup>, LANGE Thomas Pieter<sup>2,4</sup>, FALUS György<sup>5</sup>, FANCSIK Tamás<sup>5</sup>, KOVÁCS István János<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>MTA CSFK Geodéziai és Geofizikai Intézet, Sopron

- <sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajzi és Földtudományi Intézet, Budapest
- <sup>3</sup> MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest
- <sup>4</sup> MTA CSFK Lendület Pannon LitH2Oscope Kutatócsoport, Sopron
- <sup>5</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest

e-mail: paloszsofia@gmail.com

#### 1. Bevezetés

A "Víz a tűzben" NKFIH projekt keretében megvalósuló kutatás célja a kárpát-medencei mészalkáli vulkanizmus átfogó vizsgálata, amelyben a magmás illótartalmak kutatása kiemelt jelentőséget kap a térség vulkanizmusának jobb megértése érdekében. Mindezt konzisztensen és korszerűen elvégzett petrográfiai, teljes kőzet- valamint ásványkémiai vizsgálatok tükrében kívánjuk értelmezni, figyelembe véve a képződmények geokronológiai és vulkanosztratigráfiai sajátosságait is. Jelen munka a Mátrában és a Visegrádi-hegységben gyűjtött minták elektron mikroszonda (EMPA) és Fourier-transzformációs infravörös spektrometriai (FTIR) vizsgálatok legfrissebb eredményeit mutatja be, összehasonlítva azokat a Börzsönyben korábban elvégzett hasonló vizsgálatok eredményeivel.

A kutatás során nyert információk hiánypótló jellegűek, mivel az elmúlt pár évtizedben nem került sor a Kárpát-Pannon régió belső vulkáni vonulatának átfogó geokémiai vizsgálatára korszerű módszerekkel.

#### 2. Vizsgálati módszerek

A mintaterületek (Mátra, Visegrádi-hegység) rétegtani és geokronológiai szempontból átfogóan leírt kőzeteit a műszeres vizsgálatok elvégzése érdekében 200 µm-es vastagságú két oldalukon polírozott csiszolatokkal tártuk fel, amelyekben a fenokristályok egyaránt vizsgálhatók FTIR és EMPA technikával. Az FTIR mérésekhez a tárgylemezről leoldott mintában 6-12 különálló, jól feltáródott ásványszemcséből (amennyiben rendelkezésre állt) készült nem poláros FTIR spektrum orto- és klinopiroxén, plagioklász és gránát ásványokból. A spektrumokat a Kovács et al. (2008)-féle protokoll alapján, a plagioklász esetében "száraz" és "nedves" módszert alkalmazva értékeltük ki (Pálos et al., 2019).

Az EMPA vizsgálatok az Innsbrucki Egyetemen történtek, amelyek során főelem adatokat gyűjtöttünk az adott kőzetben előforduló fenokristályokból (plagioklász, amfibol, biotit, orto- és klinopiroxén, gránát).

### 3. Eredmények

Petrográfiai vizsgálatok alapján felfedezhetők a mátrai lávakőzetekben plagioklászból, orto±klinopiroxénből és ilmenitből álló kumulátumok, míg a többi vizsgált terület lávakőzetében ilyen kumulátumok nem, csak ortopiroxén és plagioklász kumulátum fordul elő Az ásványok két típusú szöveti megjelenése nem jár jelentős összetételbeli változással. Az EMPA vizsgálatok tanúsága szerint a plagioklász fenokristályok a



 ábra – Az Északi-khg.-i szerkezeti víztartalmak (kék) az eddigi irodalmi adatok tükrében (sárga) Kővágó (2018) nyomán

Mátrában bytownitos-labradoritos, a Börzsöny és Visegrádi-hegység kőzeteiben pedig labradoritos-andezines összetételűek. A piroxén a börzsönyi és visegrádi-hegység beli mintákban Mg-gazdag, klinoensztatit, illetve klinoferroszilit összetételű, míg a Mátrában megjelenik az előbbi mellett zónás augit is.

Az FTIR-rel meghatározott szerkezeti víztartalma a fent említett névlegesen vízmentes ásványoknak (NAMs) plagioklász esetében 17-200 ppm közötti, míg a piroxének esetében 140-400 ppm. Ezek az értékek a magmás rendszerekben előforduló NAMs-ban átlagosnak tekinthetők, figyelembe véve azonban azt a tényezőt, hogy a felszínen a szerkezeti víztartalom a lehűlési sebesség függvényében előfodulhat, hogy módosulhat (Lloyd et al., 2016, Biró et al., 2017).

#### Irodalomjegyzék

Biró, T., Kovács, I., Karátson, D., Stalder, R., Király, E., Falus, Gy., Fancsik, T., Sándorné Kovács, J. (2017): American Mineralogist, **102**, 1187–1201.

Karátson, D. (2007): Typotex Kiadó, pp. 463.

- Kovács, I., Hermann, J., O'Neill, H.S.C., Gerald, J.F., Sambridge, M., Horváth, G. (2008): American Mineralogist, 93/5-6, 765–778.
- Kővágó, Á. (2018): TDK, Eötvös Loránd Tudományegyetem, pp. 52.
- Lloyd, A.S., Ferriss, E., Ruprecht, P., Hauri, E.H., Jicha, B.R., Plank, T. (2016): Journal of Petrology 57/10, 1865–1886.
- Pálos, Zs., Kovács, I., Karátson, D., Biró, T., Sándorné Kovács, J., Bertalan, É., Besnyi, A., Falus, Gy., Fancsik, T., Tribus, M., Aradi, L.E., Szabó, Cs., Wesztergom, V. (2019): Central European Geology, 62/1, 119–152.

# ELŐZETES EREDMÉNYEK CSANÁDPALOTA-FÖLDVÁR KÉSŐ BRONZKORI TELEPÜLÉS LELETEINEK ARCHEOMETRIAI VIZSGÁLATÁRÓL

#### PÉTERDI Bálint<sup>1,\*</sup>, PRISKIN Anna<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Gyűjteményi Osztály, Budapest

<sup>2</sup> Déri Múzeum, Debrecen

<sup>3</sup> Universidad Autonóma de Barcelona, Departament de Prehistória, Barcelona

e-mail: peterdi.balint@gmail.com

### 1. Régészeti háttér, vizsgálati módszerek

Csanádpalota-Földvár a magyar-román határon átívelően helyezkedik el, Csanádpalotától 500 méterre D-DK-re. A mintegy 460 hektár kiterjedésű település mai ismereteink szerint az ország legnagyobb kiterjedésű késő bronzkori erődített telepe. 2011-2013 között a település árkainak több szakaszát is feltárták az M43-as autópálya megelőző feltárása során: 96 késő bronzkori objektum került napvilágra, jellegzetes Pre-Gáva típusú leletanyaggal. A radikarbon mérések eredményei alapján a település kora a Kr. e. 1380-1120 közötti időszakra tehető.

A késő bronzkori objektumok közül 47 tartalmazott makrolit anyagot, összesen 236 darabot, amelyből 104 darab eszköz és további 132 darab eszköz-töredék (tipológiai meghatározás nélkül), illetve nyersanyagdarab.



1. ábra – Csanádpalota-Földvár lelőhely műholdképe

A leletek makroszkópos vizsgálata és csoportosítása után a vulkanitok és metamorfitok közül kiválasztott reprezentatív mintákon polarizációs mikroszkópos vizsgálatokat végeztünk (vékonycsiszolaton). A vékonycsiszolatok a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat Laboratóriumi Osztályán készültek.

# 2. Nyersanyagmegoszlás, makroszkópos csoportosítás

Mivel a legtöbb lelet anyaga mállott vagy nagyon mállott, ezért a makroszkópos határozás és csoportba sorolás sok esetben bizonytalan.

#### 2.1. Homokkövek és homokkő-kavicsok (42%)

A homokköveket főként csiszolókőnek, őrlőkőnek használták. A homokkövek zöme közepesen vagy erősen mállott felületű, színük változatos: általában szürke, világosszürke. Néhány vörös, illetve kifakult vörös homokkő is van a leletanyagban. Szemcseméretük változatos, a finom- és középszemcsés homokkövek mennyisége a legnagyobb, ezek nagy része jól osztályozott. Előfordulnak nagyon finom szemcsés és rosszul osztályozott, uralkodóan durvaszemcsés, kavicsos homokkövek is. A kvarchomokkövek mellett muszkovitos homokkövek is gyakoriak. Néhány polimikt homokkő is előfordul, ezek vulkáni kőzettörmeléket, vulkáni ásványtörmeléket, biotitot tartalmaznak. A kötőanyag mennyisége általában kevés, leggyakrabban kova, vagy limonit-hematit. Ezek mellett karbonát és szericit is megjelenik kötőanyagként. Néhány példány esetében enyhén egymásba nyomódott kvarc-szemcsék is láthatók.

#### 2.2. Vulkanitok (14,5%)

Főleg andezitek, bazaltos andezitek (22 db) és bazaltok (6 db). A finomszemcsés változatok besorolása makroszkóposan bizonytalan (2 metamorfit is makroszkóposan ebbe a csoportba került). alárendelt mennyiségben dácit és savanyú-neutrális tufák is előfordulnak. Főként őrlőkövek készültek ezekből a nyersanyagokból.

#### 2.3. Csillámdús metamorfitok (14,5%)

Makroszkóposan csillámpalának illetve csillámos kvarcitnak határozott nyersanyagok, amelyekből főként csiszolókövek készültek.

#### 2.4. Egyéb (29%)

A fentiek mellett nagy mennyiségű (14,5%) kvarcit-kavics (és egyéb metamorf kvarctöredék), néhány egyéb metamorfit (gneisz?, fillit?), granitoid kőzet és mészkő található még a leletanyagban.



2. ábra – Nyersanyagok megoszlása

# 3. Mikroszkópos vizsgálatok

A polarizációs mikroszkópos vizsgálatokat a makroszkóposan vulkanitnak besorolt nyersanyagokon kezdtük meg, itt most csak néhány nyersanyagcsoportot mutatunk be röviden. A mikroszkópos fotókon szereplő rövidítések: amf – amfibol, bio – biotit, hem – hematit, ol – olivin, pl – plagioklász, px – piroxén, px-cp – piroxén kumuloporfír.

#### 3.1. Biotitos piroxénandezitek

Porfíros szövetűek, a fenorkristályok között plagioklászok és piroxének mellett biotit is megtalálható. A plagioklász-fenokristályok zónásak, kettős és poliszintetikus ikresedés is jellemző rájuk. Nagyméretű, opakzárványos ortopiroxének mellett kisebb orto- és klinopiroxén fenokristályok is előfordulnak. Plagioklász-, piroxén- és plagioklászpiroxén kumuloporfírok is láthatóak a csiszolatokban. Az alapanyagban kőzetüveg mellett főként földpátok és opak ásványok (magnetit) találhatók. Hólyagüreges példányok is vannak a leletanyagban.



3. ábra – biotitos piroxénandezit (+N)

#### 3.2. Biotitmentes piroxénandezit

Hasonlít a biotitos típusra, de biotit nélkül és a kumuloporfírok is gyakorlatilag hiányoznak. Ebben a típusban olivin utáni pszeudomorfózák is megjelennek, az alapanyagban több opakásványt találunk, a magnetit sok esetben hematittá alakult.



4. ábra – biotitmentes piroxénandezit (+N)

#### 3.3. Biotit-amfibolandezit

A fenokristályok között plagioklászokat, zöld amfibolt és biotitot találunk. Ritkán amfibol-biotit továbbnövekedés is megfigyelhető. Ebben a kőzetben cm-es nagyságú megakristályok is találhatók. A plagioklász megakristályok egyes részei káliföldpátosodás jeleit mutatják, ami káli-metaszomatózisra utal, a mállás során kalcitosodás is jelentkezik. Az amfibol-megakristály több, gyakran poliszintetikusan ikres amfibolból áll.

#### 3.4. Bazaltok

Kétféle bazaltot különítettünk el: az alapanyag mindkét típusban jól kristályos: plagioklász, opak (magnetit, ilmenit), olivin, klinopiroxén kristályok alkotják. Fenokristályként iddingzites olivin és piroxének (ortopiroxének) találhatók. Mindkét típusban előfordulnak kalcittal kitöltött üregek (mandulakövek). A fő különbség a fenokristályok

között az olivin/piroxén arányban van, a második típusban a piroxének mennyisége meghaladja az olivinekét.





8. ábra – biotit-amfibolandezit (1N): plagioklász-megakristály

5. ábra – biotit-amfibolandezit (1N)







9. ábra – bazalt: 1. típus (1N)



7. ábra – biotit-amfibolandezit (+N): amfibol-megakristály



10. ábra – bazalt: 2. típus (1N)

#### 3.5. Metamorfitok

Vékonycsiszolatos vizsgálat alapján 2 db, makroszkóposan nagyon finom szemcsés vulkanitnak leírt példány is metamorfit (metadolerit, metamikrogabbró) nyersanyagúnak bizonyult. Az átalakulás során
az eredeti plagioklász albitosodott, egyes piroxének amfibollá alakultak, valamint új, a korábbi fázisokon átnövő, szálas, kévékbe rendeződő amfibol is keletkezett.



11. ábra – metamorfit

# 

12. ábra – metamorfit

## 4. Nyersanyagforrások

A Csanádpalota-Földvár bronzkori erődített település makrolit leletanyagában előforduló nyersanyagok nagyon hasonlítanak a Gorzsa késő neolit tell telepen előkerült szerszámkövek között előforduló hasonló típusú kőzetekre (szürke és vörös homokkövek, granitoidok, metamorf kőzetek stb.), amelyek származási helye a Maros-völgyben (illetve más erdélyi lelőhelyeken) valószínűsíthető (Szakmány et al., 2008; 2011).

## Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a Magyar Bányászati és Földtan Szolgálatnak.

- Szakmány, Gy., Starnini, E., Horváth, F., Bradák, B. (2008): Archeometriai Műhely, V/3, 13–25.
- Szakmány, Gy., Starnini, E., Horváth, F., Bradák, B. (2011): in Turbanti-Memmi, I. (ed.): Proceedings of the 37th International Symposium on Archaeometry, 12th-16th May 2008, Siena, Italy, Springer, 311–319.

## KISFOKÚ METAMORFÓZIS NYOMAI PERMI ALJZATI KÉPZŐDMÉNYEKBEN (KELEBIA, BÉKÉS–CODRUI EGYSÉG)

RAUCSIK Béla<sup>1,\*</sup>, SZEMERÉDI Máté<sup>1,2</sup>, MÉSZÁROS Előd<sup>2</sup>, VARGA Andrea<sup>1</sup>, DUNKL István<sup>3</sup>, LUKÁCS Réka<sup>2</sup>, PÁL-MOLNÁR Elemér<sup>1,2</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>2,4</sup>

<sup>1</sup> Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

<sup>2</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup> University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen

<sup>4</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

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

## 1. Bevezetés

A Tiszai-főegység Békés-Codrui zónájának legnyugatibb, a prealpi kristályos aljzatot képező egységét Kelebiai Komplexumnak nevezik (Szederkényi in Vozár et al., 2010). A Codrui-takarórendszer alföldi folytatásaként értelmezett előfordulás a polimetamorf variszkuszi kőzetegyüttesen túl a permi Gyűrűfűi Riolit Formáció felzikus vulkanitjait, valamint azok feküjében a Korpádi Homokkő Formációba sorolt vörös, pélites kőzeteket is tartalmazza.

Jelen munkánkban a Kelebia község térségében mélyült fúrások által feltárt permi rétegsor maganyagának röntgen-pordiffrakciós (XRPD) ásványtani, petrográfiai, mikroszerkezeti, valamint geokronológiai vizsgálatának előzetes eredményeit mutatjuk be.

## 2. Petrográfia és mikroszerkezet

A vizsgált területen a Korpádi Homokkő vörös, vagy világosbarnazöldesfehér, nagyon finomszemcsés, foliált kőzet. Ezek a metapélitek S<sub>0</sub>-S<sub>1</sub> elsődleges foliációt és egy S<sub>2</sub> krenulációs klivázst mutatnak, ami egy késői képlékeny deformációs eseményre utal.

A fedőjében található vulkanitok (Gyűrűfűi Riolit) megnyúlt, devitrifikálódott, jelen esetben szericitesedett horzsakövekben gazdag ignimbritek. A fenokristályok mennyisége eléri a teljes kőzettérfogat 30–40 %-át; főleg rezorbeált kvarc, plagioklász, hematitosodott biotit és erősen átalakult piroxén szemcsék a jellemzők. A kőzetmátrix erősen átkristályosodott, hipidiomorf/xenomorf kvarc és földpát ekvigranuláris mozaikjából áll. A vizsgált ignimbritben az átalakult (jelen esetben szericitesedett) horzsakövek egymással csaknem párhuzamos, orientált elrendeződést mutatnak, ami folytonos, koherens, szericit-gazdag sávokban jelentkezik. Mindez képlékeny deformáció során kialakult foliációként értelmezhető. A kvarc ± plagioklász ± biotit ± piroxén utáni pszeudomorfózákból álló fenokristályok szimmetrikus kvarc-csillám nyomásárnyékszerkezeteket mutatnak. A kvarckristályokban helyenként unduláló kioltású deformációs lamellák jelentkeznek.

# 3. Ásványos összetétel, Kübler-index és geokronológia

Az XRPD mérések eredményei alapján a kelebiai Gyűrűfűi Riolit főleg csillámból, kvarcból, alárendelt mennyiségben földpátból és kloritból áll. A Korpádi Homokkőbe sorolt metapélitnek hasonló az ásványos összetétele, kis mennyiségű hematittal kiegészülve. A szeparált agyagfrakció mindkét kőzettípusnál uralkodóan K-gazdag fehércsillámból áll (>90%) kevés klorittal (5–10%) és nyomnyi kvarccal, az agyagpalában kevés hematittal. Az agyagpalából szeparált agyagfrakción meghatározott (n=3)  $d_{00,10}$  érték 1,9927±0.0001 Å, ami paragonit- és margarit-helyettesítés nélküli fehér csillám dominanciájára utal. Az Esquevin-index értéke ~0,26, ami számottevő Fe- (azaz fengit ± biotit) helyettesítést jelez a csillámban. A kalibrált Kübler-index értéke 0,244±0,007, ami közel áll az anchi- és az epizóna határához (0,25; Kübler, Jaboyedoff, 2000). A Scherrer-egyenlettel meghatározott, korrigált doménméret ~600±30 Å, ami az anchizónás metapélitekre jellemző érték (Árkai et al., 1996).

A szeparált cirkonkristályokon, LA-SF-ICP-MS módszerrel meghatározott konkordáns U-Pb koradatok 263,7±2,4 millió évnek (Mév) adódtak (n=25).

## 4. Következtetések

A Gyűrűfűi Riolit Formáció kelebiai kifejlődésén meghatározott radiometrikus koradatok köztes értéket mutatnak a Tiszai-főegység más területeiről rendelkezésre álló előzetes adatokkal (Battonya– Pusztaföldvár: ~259 Mév; Nyugat-Mecsek: 267 Mév) és átfednek az Erdélyi-középhegységből ismert (~265–270 Mév) korokkal. Ez alátámasztja, hogy a Tiszai-főegység permi vulkanitjai és vulkanoklasztitjai egy egységes magmás rendszer részét képezik (Szemerédi et al., 2018).

A megfigyelt mikroszerkezeti és az XRPD módszerekkel meghatározott ásványtani bélyegek az anchi- és az epizóna határára jellemző metamorf körülményeket és az alpi metamorfózis szerepét jelzik, ami viszont a Kisbihari-takarórendszer sajátja (Vozár et al., 2010).

- Árkai, P., Merriman, R.J., Roberts, B., Peacor, P.R., Tóth, M. (1996): Eur. J. Mineral., 8, 1119–1137.
- Kübler, B., Jaboyedoff, M. (2000): Earth Planet. Sc. Lett., 331, 75–89.
- Szemerédi, M., Varga, A., Lukács, R., Dunkl, I., Seghedi, I., Tatu, M., Pál-Molnár, E., Harangi, Sz. (2018): 9. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, Absztrakt kötet, 161–162.
- Vozár, J., Ebner, F., Vozárová, A., Haas, J., Kovács, S., Sudar, M., Bielik, M., Péró, Cs. (2010): Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region, Slovak Academy of Sciences, Geological Institute, Bratislava, 240 p.

## THE THIN BLACK LINE, AVAGY MIT LÁTUNK A VILÁGBÓL EGY KULCSLYUKON ÁT?

SCHUBERT Félix<sup>1,\*</sup>, CSISZÉR Andrea<sup>1</sup>, STEINBACH Gábor<sup>2</sup>, VARGA Andrea<sup>1</sup>, M. TÓTH Tivadar<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

<sup>2</sup> MTA Szegedi Biológiai Kutatóközpont, Szeged

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

Az előadásban egy, a kelet-magyarországi Derecskei-árok DK-i oldalán mélyült fúrás bádeni korú maganyagából leírt, kb. 5 mm-es vastagságú, sötét, deformációs szalagra emlékeztető szerkezeti elem vizsgálati eredményeit mutatjuk be.

Az elmúlt évtizedekben robbanásszerűen megnőtt azon publikációk száma, amelyek tárgyát a deformációs szalagok (DSZ-ok), azaz a – rendszerint – homokkövekben megjelenő sajátos szerkezeti elemek alkotják (pl. Baud, Wong, 2008; Eichhubel et al., 2010). A DSZ-ok nagy (min. 15 %) kezdeti porozitással bíró üledékekben, ill. gyengén konszolidált üledékes kőzetekben kialakuló planáris szerkezeti elemek. A vetőkkel ellentétben a szalagokban – jellemzően – nem alakul ki jól lehatárolható vetőlap, ami alapvetően megkülönbözteti őket az előbbi szerkezeti elemektől (Beke, Fodor, 2014). A DSZ-ok további alapvető jellegzetessége, hogy az ezek mentén koncentrálódó alakváltozás – eltérő szemcseléptékű mechanizmusok révén – markáns szemcseméret-csökkenést idéz elő. Így a nagy porozitású és permeabilitású mellékkőzethez képest alacsony fluidumtároló és -áteresztő képességű zóna alakul ki (Fossen et al., 2007).

A szalagok kialakulását, ill. fajtájukat számos tényező befolyásolja, amelyek közül a legfontosabbak a porozitás, a szemcseméret- és ásványos összetétel, a cementáltság és a hatékony feszültség mértéke.

A legújabb, általánosan elfogadottnak tekinthető osztályozás szerint a DSZ-ok csoportosítása a kinematikai típus, ill. a szalagok mentén működött szemcseszintű deformációs mechanizmus alapján történik. A deformációs szalagok mára ötosztatúvá bővült kinematikai alapú osztályozási rendszerében Aydin et al., (2006) kompakciós, kompakciós nyírási, egyszerű nyírásos, tágulásos nyírási és tisztán tágulásos szalagokat különítenek el. A szalag menti deformációs mechanizmus alapján diszaggregációs, kataklázos filloszilikátos és oldásos-cementációs szalagokról beszélhetünk (Fossen et al., 2007). A deformációs mechanizmus típusát, döntő mértékben, az ásványos összetétel és a szalag képződésekor uralkodott hatékony feszültség mértéke határozza meg.

Számos egyéb, nem-folytonos eloszlást mutató szerkezeti elemhez hasonlóan a DSZ-ok sem mutatnak pervazív jelleget egy adott kőzettestben. Ennélfogva "véletlenszerű" mintázás esetén (pl. egy mélyfúrási szelvény mentén), a szalagot nem tartalmazó mellékkőzet részek zavartalan, deformálatlan állapotot sejtetnek, noha lokalizáltan a kőzettest jelentős, az aktuális feszültségmezőre jellemző irányítottságú/elmozdulású szerkezeti elemeket őrizhet. Amennyiben a DSZ-ok több generációja is megőrződött, úgy egy adott terület fiatal, esetleg alacsony konszolidáltsági fokon álló képződményeit ért deformáció- és feszültség-történet rekonstrukciója is elvégezhető (Petrik et al., 2014). A DSZ-ok szerkezetföldtani vizsgálata néhány kivételtől eltekintve (pl. Haimson, 2001) felszíni feltárások, döntően klasszikus szerkezetföldtani vizsgálatán alapul.

A jelen munkában vizsgált DSZ-ot tartalmazó magszakasz az Abonyi Formáció (AF) képződményeit mintázta meg, amely jellemzően tengeri kifejlődést mutató, durva görgetegeket tartalmazó abráziós breccsával és konglomerátummal indul, amelyeket felfelé kavicsos homokkő, molluszkás durvamészkő, illetve zátonyfáciesű lithothamniumos, heterosteginás, molluszkás mészkövek váltanak fel (Bérczi, Jámbor, 1998).

A vizsgált szerkezeti elem feltártságának csekély volta (~10 cm), valamint a magfúrás orientálatlansága miatt a hagyományos szerkezetföldtani megközelítés és orientációs vizsgálatok nem alkalmazhatók. Ezért petrográfiai (polarizációs és katódlumineszcens mikroszkópia), képalkotási (CT, SEM), képanalízis és mikrotektonikai, valamint elem- és fázisanalitikai vizsgálati módszerek együttes alkalmazásával igyekeztünk pótolni és kibővíteni a hiányzó információkat. A DSZ és a mellékkőzet szemcséinek összehasonlító geometriai és fázisanalitikai vizsgálata alapján a szalag feltételezhetően tisztán kompakciós kinematikájú, míg a deformációs mechanizmus szempontjából kataklázos és kompakciós-cementációs jellegeket mutat. Eredményeink felhívják a figyelmet arra, hogy – a képlékeny nyírási zónákhoz hasonlóan - a nyírásos deformációs komponens hatásának kimutatása érdekében a DSZ-ok vizsgálata során is kulcsfontosságú a megfelelő irányítottságú metszet vizsgálata. A DSZ és az annak mellékkőzetét alkotó szöveti elemek (szemcsék, pórusok) geometriai paramétereinek és azok térbeli eloszlásának statisztikai vizsgálatával meghatároztuk azon független változókat, amelyek alapján leginkább elkülönülnek egymástól a kőzet deformált és deformálatlan doménjei. Problémás minták esetében a későbbiekben így lehetőség nyílik a DSZ-ok felismerésére, azonosítására.

A fenti módszerek szolgáltatta információk révén, ha lokális léptékben is, de felvázoljuk a Derecskei-árok DK-i szegmensében az AF diagenezis-történeti sajátosságait és megkíséreljük megadni a DSZ képződésének lehetséges "időpontjait".

## Irodalomjegyzék

Aydin, A., Borja, R.I., Eichhubl, P. (2006): Journal of Structural Geology, 28, 83–98. Beke, B., Fodor, L. (2014): Földtani Közlöny, **102/4**, 234–255.

- Bérczi, I., Jámbor, Á. et al. (ed.)(1998): MOL Rt., MÁFI, p. 517.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K. (2007): Journal of the Geological Society, 164, 1–15.
- Eichhubel, P., Hooker, J.N., Laubach S.E. (2010): Journal of Structural Geology, 32, 1873–1886.
- Petrik, A. Beke, B. Fodor, L. (2014): Tectonophysics, 633, 43–62.
- Baud, P., Wong, T-F. (2008): Journal of Geophysical Research, 113 (B9).
- Haimson, B.C. (2001): Physics and Chemistry of the Earth, 26/1-2, 15–20.

# VULKANOLÓGIAI KUTATÁSOK A PERSÁNYI VULKÁNI TERÜLETEN (KELETI KÁRPÁTOK, ROMÁNIA)

#### SOÓS Ildikó<sup>1, 2,\*</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>1, 2</sup>, NÉMETH Károly<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

- <sup>2</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest
- <sup>3</sup> Institute of Agriculture and Environment, Massey University, Palmerston North, New Zealand.
- e-mail: ildiko.soos14@gmail.com

## 1. Bevezetés

A Kárpát-Pannon térség legfiatalabb monogenetikus vulkáni területe a Persányi hegység előterében található (Seghedi et al., 2016). A legutolsó kitörések mintegy 600 ezer éve történtek és a geofizikai kutatások kis sebességű szeizmikus anomáliát mutattak ki alatta (Popa et al., 2012). Mivel az ilyen vulkáni mezők akár több millió éven keresztül is működhetnek, olykor több tízezer vagy több százezer éves szünetekkel, ezért lényeges a vulkáni működés jobb megértése, annál is inkább, mivel egy aktív geodinamikai környezetben található.

## 2. A Persányi hegység vulkanizmusa

A Keleti Kárpátok déli részén 1,2-0,6 millió éve jött létre a Persányi hegység alkáli-bazalt vulkáni területe. A mindössze 172 km<sup>2</sup>-en elterülő monogenetikus vulkáni mező (Seghedi et al., 2016) az egyik legkisebb és legfiatalabb a Kárpát-Pannon régióban (Harangi et al., 2015). A bazaltos magma az asztenoszféra nyomáscsökkenéses olvadása során alakult ki egy lokálisan elvékonyodott litoszféra alatt, 90-60 km mélységben (Harangi et al., 2013). A vukáni működés öt rövid szakaszban zajlott miközben 21 vulkáni képződményt hozott létre. A területen felismerhetők a robbanásos vulkáni kitörésből származó többnyire erodált vulkáni képződmények. Ilyenek a maar/ tufa gyűrű freatomagmás piroklasztit üledékek, a Stromboli-típusú kitörés által felépült salakkúpok, valamint az effuzív folyamatok által létrejött láva mezők és pajzsvulkán (Panaiotu et al., 2016, Seghedi et al., 2016).

## 3. Vulkanológiai és geokémiai kutatások

A terepi vulkanológiai munka során kiemelt figyelmet nyújtottunk a különböző leülepedési formák, elsődleges és áthalmozott rétegtani sorozatok dokumentálásának. Mindezt kiegészítették a szemcseméret eloszlás, a juvenilis és idegen klasztok összetétel és alaktani vizsgálatai, amelyek meghatározásához kőzettani és pásztázó elektonmikroszkópot használtunk. A törmelékdarabok sűrűségmérésével és a hólyagüregek jellemzésével (pl. méret, alak, sűrűség) pontosítjuk a magma feláramlásának és kigázosodásának körülményeit és mechanizmusát. Ezáltal tisztázzuk a kürtőben végbement változó körülményeket az egymást követő kitörési fázisok során. Részletesen vizsgáltuk a piroklasztok és lávakőzetek kémiai összetételét (fő- és nyomelemek) az Alsórákos melletti Hegyes salakkúpban, a Fenyős kőfejtőben (1. ábra) valamint a Mátéfalva melletti maar kitörésből származó piroklasztit feltárásban.

A geokémiai adatok előzetes értékelése alapján úgy tűnik, hogy a

vizsgált kitörési termékek között nincs nagy geokémiai különbség. Megállapítható azonban némi nyomelem változékonyság, ami arra utalhat, hogy a freatomagmás kitöréseket tápláló magmák valamivel nagyobb mértékű olvadással jöttek létre. A Hegyes salakkúpot és a Fenyős kőfejtő lávakőzeteit egy homogén összetételű, kevéssé differenciált magma felnyomulás hozta létre.



 ábra – Váltakozó világos és sötét színű piroklasztit (fekete vonal) egység láva benyomulással a Fenyős kőfejtőben (L - láva, fehér pontozott vonal - vetők, szaggatott vonal – a láva/bazalt és piroklasztit közötti határ)

## Köszönetnyilvánítás

Az Erasmus+ ICM kapcsolat lehetőséget adott egy új-zélandi részképzésre, amely során e kutatómunka bizonyos részei megvalósultak. A részképzés időtartama alatt a kint tartózkodásomat a Campus Mundi ösztöndíj fedezte. Köszönöm a támogatást.

- Harangi, Sz., Jankovics, M.E., Sági, T., Kiss, B., Lukács, R., Soós, I. (2015): International Journal of Earth Sciences 104(8), 2007-2032.
- Harangi S., Sági T., Seghedi I., Ntaflos T. (2013): Lithos 180–181, 43–57.
- Panaiotu C.G., Dimofte D., Necula C., Dumitru A., Seghedi I., Popa R-G. (2016): Reports in Physics 68(1), 416–424.
- Popa M., Radulian, M., Szakács A., Seghedi I., Zaharia B. (2012): Pure Applied Geophysics, **169**, 1557–1573
- Seghedi, I., Popa, R-G., Panaiotu, C. G., Szakács, A., Pécskay, Z. (2016): Bulletin of Volcanology 78:69.

## SZUBDUKCIÓS EREDETŰ MULTIFÁZISOS FLUIDUMZÁRVÁNYOK A CABO ORTEGAL KOMPLEXUM METAMORF KŐZETEIBEN

#### SPRÁNITZ Tamás<sup>1,\*</sup>, BERKESI Márta<sup>1</sup>, JÓZSA Sándor<sup>2</sup>, SZABÓ Csaba<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest
<sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: spratom.elte@gmail.com

## 1. Bevezetés

A szubdukciós zónákban zajló fluidum-kőzet kölcsönhatás közvetlen vizsgálatára nyújtanak lehetőséget a felszínre került nagy és ultranagy nyomású metamorf kőzetsorozatok, mint például a spanyolországi Cabo Ortegal Komplexum (COK). A vizsgált területről számos szerkezetföldtani, petrográfiai, fő-, nyomelem, és izotópgeokémiai tanulmány született (pl.: Ibarguchi et al., 1990), a szubdukciós környezetben, fluidumokról és azok hatásáról nagyon kevés információval rendelkezünk. Vizsgálataink fókuszában a COK HP-HT metamorf sorozatának két tagja: a granulit és az eklogit áll, amelyek prográd-csúcsmetamorf ásványaiban primer, gázfázissal rendelkező multifázisos szilárd zárványokat azonosítottunk. A HP és UHP kőzetekben a szubdukciós környezetben zajló metamorfózis során csapdázódott multifázisos szilárd zárványok általában szuperkritikus fluidumokat reprezentálhatnak, ezek azonban illó komponensekkel alig vagy nem rendelkeznek (pl.: Ferrando et al., 2005).

## 2. Eredmények és diszkusszió

A COK eklogitos és granulitos egységeinek terepi megismerése során világossá vált, hogy az eklogitok elterjedése minden esetben a topográfiailag magasabb (meredek gerincek), míg a granulitoké az alacsonyabb térszíneken (völgyek) jellemző (Ibarguchi et al., 1990). Az enyhe foliációval rendelkező eklogit kőzetalkotó ásványaként gránát, omfacit, kvarc, zoisit és rutil azonosítható, míg a retrográd metamorfózis bélyegei a nem egyensúlyi szövet, az omfacit után plagioklász+klinopiroxén szimplektit, omfacit utáni hornblende, illetve a kloritban gazdag erek. A közepesenerősen irányított granulitokra is az erőteljes amfibolit és zöldpala fáciesű retrográd felülbélyegzés jellemző (pl.: a piroxének helyett amfibol, földpátokban, vagy azok helyén zoisit) a progresszív paragenezis utolsó tagjaként a gránát van csupán jelen. SEM-EDS elemzés alapján az eklogit almandin-komponensben gazdag gránátjában progresszív zónásság mutatható ki: (a mag Ca-ban gazdagabb és Fe+Mg-ban szegényebb (~Alm2, Grs24Prp22Sps1) mint a perem (~Alm<sub>50</sub>Grs<sub>10</sub>Prp<sub>27</sub>Sps<sub>0</sub>). A gránátok magjában orientált rutil kristályzárványok hálózatából álló domének találhatók, amelyet kvarc+rutil kristályzárványokban gazdag zóna követ, míg a perem nem tartalmaz kristályzárványokat. A vizsgált multifázisos zárványok minden esetben a sajátalakú kvarcban és rutilban gazdag kristályzárványok társaságban jelennek meg (1. ábra), amely jelzi a gránát növekedésével párhuzamosan jelen lévő fluidum/olvadék SiO<sub>2</sub>- és TiO<sub>2</sub>-ban való telítettségét. A szabálytalan alakú 3-40 µm-es zárványok túlnyomórészt mikronos-szubmikronos méretű szilárd fázisok aggregátumaiból épülnek fel. A Raman spektroszkópos pontelemzés és térképezés, továbbá a feltárt multifázisos zárványok SEM-EDS elemzése rámutatott arra, hogy a legnagyobb mennyiségben karbonát (ankerit, sziderit, dolomit, Mg-kalcit) és fehér csillám (muszkovit-fengit) alkotja a zárványokat, míg kisebb mennyiségben apatit ± grafit, ± rutil ± kvarc van jelen. A szilárd aggregátumok között ésa zárványok fala mentén szén-dioxid, nitrogén ± metán azonosítható. A számottevő különbség az eklogit és granulit zárványai között, hogy előbbiben a grafit állandó jelenléte mellett a reziduális fluidum CH<sub>4</sub> 25-60 mol.%, CO<sub>2</sub> 20-60 mol.%, N<sub>2</sub> 15-30 mol.% összetételt mutat, míg a granulit zárványai esetén grafitot és metánt nem detektáltunk (a gázfázisok aránya itt: CO<sub>2</sub> 75-85 mol.%).

## 3. Következtetések

Az eklogit és a granulit gránát porfiroblasztjainak petrográfiai bélyegei és a multifázisos zárványok hasonló jellege a szubdukciós környezetben zajló, progresszív metamorfózis során végbemenő regionális fluidum áramlási eseményre utal, amely különböző nyomás és hőmérséklet, valamint oxigén fugacitás, de hasonló kémiai összetétel mellett zajlott.



## Irodalomjegyzék

Ferrando, S., Frezzotti, M.L., Dallai, L., Compagnoni, R. (2005): Int. Geol. Rev., 47, 750 –774.

- Henry H., Tilhac, R., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Satsukawa, T., Kaczmarek, M-A., Grégoire, M., Ceuleneer, G. (2017): EPSL, 472, 174–185.
- Ibarguchi J.I.G., Mendia, M., Girardeau, J., Peucat, J.J. (1990): Lithos, 25, 133–162.

## A TÖRTÉNELMI BÁNYÁSZAT HATÁSA A GEOKÉMIAI ÉS MIKROBIOLÓGIAI FOLYAMATOKRA A DRÁVA FOLYÓ ÁRTERÉN

Szabó Péter<sup>1,\*</sup>, Jordán Győző<sup>2</sup>, Kocsis Tamás<sup>3</sup>, Šajn Robert<sup>4</sup>, Alijagić Jasminka<sup>4</sup>

- <sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest
- <sup>2</sup> Szent István Egyetem, Alkalmazott Kémia Tanszék, Budapest
- <sup>3</sup> Szent István Egyetem, Mikrobiológiai és Biotechnológiai Tanszék, Budapest
- <sup>4</sup> Geological Survey of Slovenia, Ljubljana
- e-mail: szbpeet@gmail.com

#### 1. Bevezetés

Az árterek az egész világon fontos és értékes területek, többek között az kiterjedt mezőgazdasági területek és a gazdag vízparti élővilág miatt. Ugyanakkor ezek a legtöbbször sűrűn lakott, iparosodott helyek érzékeny receptorai a folyó felsőbb szakaszáról érkező szennyeződéseknek (Lair et al., 2009).

## 2. Kutatási terület

A Dráva folyó Dél-Tirolban, Olaszországban, San Candido mellett ered. A több, mint 700 km-es útja során keresztülszeli Ausztriát, Szlovéniát, Horvátországot és Magyarországot, majd a Dunába torkollik. A folyó ártere már az ókor óta jelentős ipari területként funkciónál. A vízgyűjtőjének közelében több egykori kohó és bánya is működött (Bleiberg-Kreuth, Ausztria; Cave del Predil, Olaszország; Mežica, Szlovénia). A felsőbb szakaszokon már kimutatták, hogy a folyó árterén a potenciálisan toxikus elemek emelkedett koncentrációban vannak jelen (Šajn et al., 2011). Ezért kutatásunk középpontjába a Magyarországot érintő, alsó folyószakasz került.

## 3. Mintavétel és laborvizsgálatok

A folyó magyarországi szakaszán, a folyásirányra merőlegesen 10 szelvény mentén gyűjtöttünk 5 talaj és üledék kompozitmintát szelvényenként. Az aktív ártéren és a folyóteraszon megmintáztuk a feltalajt (0-10 cm) és az altalajt (50-60 cm) is egyaránt.

A minták teljes kémiai elemzését ICP-MS segítségével végeztük el. Emellett mértünk a mintákból pH-t, karbonáttartalmat és izzítási veszteséget is. A teljes mikrobiális aktivitás jellemzésére pedig FDA (fluoreszcein-diacetát) méréseket hajtottunk végre.

## 4. Adatelemzés és eredmények

Ezeket a környezetgeokémiai adatokat különböző statisztikai módszerek segítségével vizsgálatuk, úgy mint leíró statisztika, egy- és kétváltozós adatelemző módszerek. A térbeli adatok megjelenítésére és értelmezésére GIS alapú szoftvereket használtunk.

A potenciálisan toxikus elemek koncentrációját összevetettük a hatályos jogszabályban előírtakkal, amely szerint egyes esetekben

nem csak dúsulásról, hanem már szennyezésről is beszélhetünk. Az eredmények azt mutatják, hogy a történelmi szennyeződés mértéke szignifikánsan eltér az aktív ártér és folyóterasz tekintetében. A dúsulás jelen van mind a feltalajban, mind az altalajban. Mikrobiális aktivitás szempontjából ez az elkülönülés nem jelenik meg, itt a mélység szerint adódnak a különbségek. Továbbá, a potenciálisan toxikus elemek emelkedett koncentrációja nem feltétlenül gátolja a mikrobiális aktivitást.



1. ábra – Cink koncentrációk eloszlása (Piros színű pont: aktív ártér; Zöld színű pont: folyóterasz)

## Köszönetnyilvánítás

A kutatás az SNN OTKA 118101 Szlovén-Magyar Bilaterális OTKA projekt támogatásával valósult meg.

- Lair, G.J., Zehetner, F., Fiebig, M., Gerzabek, M.H., van Gestel, C.A.M., Hein, T., Hohensinner, S., Hsu, P., Jones, K.C., Jordan, G., Koelmans, A.A., Poot, A., Slijkerman, D.M.E., Totsche, K.U., Bondar-Kunze, E., Barth, J.A.C. (2009): Environmental Pollution, **157(12)**, 3336–3346.
- Šajn, R., Halamić, J., Peh, Z., Galović, L., Alijagić, J. (2011): Journal of Geochemical Exploration, **110(3)**, 278–289.

# KÉSŐ NEOLITIKUS SÍROKBÓL ELŐKERÜLT CSISZOLT KŐESZKÖZÖK ARCHEOMETRIAI VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI POLGÁR-CSŐSZHALOM LELŐHELYRŐL

#### Szakmány György<sup>ı,\*</sup>, Kovács Zoltán<sup>1</sup>, Fehér Kristóf<sup>1</sup>, Anders Alexandra<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Régészettudományi Intézet, Archeometria, Régészeti Örökség és Módszertani Tanszék, Budapest

e-mail:gyorgy.szakmany@geology.elte.hu

#### 1. Bevezetés

Polgár-Csőszhalom az egyik legjelentősebb késő neolitikus (Kr. e. V. évezred) lelőhely Északkelet-Magyarországon. Az összetett szerkezetű település különböző helyszínein feltárt férfi temetkezések jellegzetes melléklete a csiszolt kőeszköz, amelyekből 24, teljesen ép darabot vizsgáltunk meg roncsolásmentes módszerekkel (makroszkópos petrográfia, mágneses szuszceptibilitás-mérések, SEM-EDX). Munkánk célja a kőeszközök kőzettani jellemzése és a nyersanyagok lelőhelyeinek minél pontosabb meghatározása, amelynek segítségével a településen élt egykori közösségek nyersanyaghasználatának és távolsági kapcsolatainak megismeréséhez járulunk hozzá.

#### 2. Eredmények

Vizsgálataink alapján a csiszolt kőeszközök jelentős részét néhány nagy csoportba tudtuk besorolni, ezek mellett néhány, egzotikus baltatípus is megjelenik:

1) A legnagyobb mennyiségben - 8 példánnyal - a felzikus (savanyú-intermedier) metamagmatit eredetű nyersanyagból készült kőeszközök fordulnak elő. Ezen belül találkozunk ekvigranuláris és porfíros jellegű szövetűekkel is, míg a példányok egy része részben vagy egészében átkovásodott és mindössze néhány relikt ásványt tartalmaz. A nyersanyag lelőhelyének meghatározása mindezek miatt problémás, ugyanis hasonló kőzetek rendkívül gyakoriak a Kárpátmedencében és környezetében is. A lelőhely közelsége és a hasonló ásványos összetétel alapján azonban első közelítésben a kelet-bükki triász metavulkanitok, mint nyersanyagforrás feltételezhető.

2) A bázisos metamagmatitok csoportjába olyan baltákat (4 db) soroltunk, amelyek szövete még részben tükrözi az eredeti kristályos szemcsés szövetet (mikrogabbró-dolerit), illetve porfíros szövetű, hólyagüreges bazalt eredetet. Ez alapján több potenciális nyersanyag lelőhely jöhet szóba, a kelet-bükki triász metabazaltok mellett a Szarvaskő környéki mikrogabbrók és esetleg a Marosvölgyi ofiolitok is. Ezek eldöntéséhez a teljes kőzet kémiai összetétel vizsgálatok nyújthatnak majd segítséget.

3) A harmadik csoportot (8 példány) a kontakt metabázit nyersanyagból készült kőeszközök adják, amelyek jellemzője, hogy lényeges elegyrészeik a plagioklász és az amfibol, amely aktinolit és/vagy hornblende összetételű maggal és cummingtonitos továbbnövekedéssel jellemezhető. A csoportból hét balta a nagyon jellegzetes Krkonoše-Jizera Kristályos egységben (É-Cseh Masszívum) előforduló kontakt metabázitok jellemzőit mutatja, egy példány pedig a Želešice lelőhelyről (D-Cseh Masszívum) származtatható.

4) Az eddigi nagy csoportok mellett néhány, teljesen más öszszetételű és szövetű kőbalta különíthető el, amelyek nyersanyag lelőhelye többé-kevésbé ismert: két hornfels anyagú balta a Ruszkahavasokból vagy az Erdélyi-középhegység déli területéről származik (Szakmány et al., 2016); egy zöldpala felülbélyegzésű retrográd amfibolit, amely a Nyugati-Kárpátok Gömörikumára-Veporikumára jellemző; valamint egy üde amfibolit, amelynek provenienciameghatározása bizonytalan, de nyersanyaga valószínűsíthetően szintén a Nyugati-Kárpátokhoz köthető.

## 3. Összefoglalás

Polgár-Csőszhalom késő neolitikus sírjaiból előkerült csiszolt kőeszközök változatossága arra utal, hogy a lelőhely igen kiterjedt kapcsolatrendszerrel rendelkezett, amelyek között biztosan mondható, hogy távolsági nyersanyagok (kontakt metabázit, hornfels) is előfordulnak. A legnagyobb mennyiségben a közeli Kelet-Bükk, mint a metavulkanitok valószínűsíthető lelőhelye, valamint a távolsági nyersanyagú kontakt metabázitok jelennek meg. Az északi kapcsolatok közül az amfibolit és az amfibolit-zöldpala kőzettípus esetében feltehetően a Nyugati- és Kis-Kárpátok területe jöhet szóba, emellett az erdélyi területeket a hornfels- és az esetlegesen a Maros-völgyből származó metabázit-anyagú balták képviselik.

További terveink: A kőeszközök roncsolásmentes (PGAA-val) módszerekkel történő teljes kőzetkémiai vizsgálatok remélhetőleg pontosíthatják az egyelőre bizonytalanul meghatározott nyersanyaglelőhelyeket.

## 4. Köszönetnyilvánítás

A vizsgálatok a Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alapból biztosított támogatással, a K 124326 pályázati program finanszírozásában valósultak meg.

#### Irodalomjegyzék

Szakmány, Gy., Józsa, S., Bendő, Zs., Kasztovszky, Zs., Horváth, F. (2016): Archeometriai Műhely, **13/1**, 43–54.

## GÁZÖMLÉSEK TÉRKÉPEZÉSE ÉS IN-SITU VIZSGÁLATA A KELETI-KÁRPÁTOKBAN

SZALAY Roland<sup>1,\*</sup>, KIS Boglárka-Mercédesz<sup>1,2</sup>, PALCSU László<sup>3</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>2,4</sup>

<sup>1</sup> Babeș-Bolyai Tudományegyetem, Biológia és Geológia Kar, Geológiai Intézet, Kolozsvár

<sup>2</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup> MTA-ATOMKI, IKER, Debrecen

<sup>4</sup> ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: szalay.j.roland@gmail.com

#### 1. Bevezetés

A Kárpát-Pannon térségben az elmúlt 20 millió évben változatos vulkáni tevékenység folyt, még 1 millió évvel ezelőtt is voltak tűzhányó kitörések. Habár az utolsó kitörések 60-30 ezer éve történtek, a gyakori földrengések a Kárpát-kanyarban, illetve az intenzív gázömlések a térség délkeleti területein, valamint számos kőzettani-geokémiai és vulkanológiai kutatás arra utal, hogy a terület nem teljesen inaktív (Szakács, Seghedi, 2013; Harangi et al., 2015).

Romániában a neogén-negyedidőszaki vulkáni vonulat és annak szomszédos zónái tartalmazzák a legtöbb szén-dioxidban gazdag gázömléseket, amelyek megjelennek természetes mofetták, buborékoló medencék és források formájában, oldott és szabad állapotban. Gyakran lakott településeken, pincékben is előfordulnak, ami életveszélyes helyzetet jelent a lakosságra.

Munkánk célkitűzése, hogy a fentebb említett terület gázömléseit vizsgálva információkat gyűjtsünk azok természetéről, összetételéről és eredetéről. Továbbá, szeretnénk fényt deríteni arra, hogy van-e valamilyen kapcsolat a terület tektonikai jellemzői és a gázfeltörések megnyilvánulása és koncentrációja között.

## 2. Anyag és módszerek

A Multi-Gas (Multi-component Gas Analyzer System) műszert a 2000-es évek elején fejlesztették ki a Palermoi Egyetemen, valamint a Nemzeti Geofizikai és Vulkanológiai Intézet (INGV) palermoi egységében, Alessandro Aiuppa és Hiroshi Shinohara irányítása alatt (Aiuppa et al., 2005, Shinohara, 2005). A cél egy egyszerű, könnyen kezelhető műszer létrehozása volt, amely terepen, valós időben (realtime) képes különböző gázok koncentrációjának számszerűsítésére, és ellenálló az aktív tűzhányókra jellemző viszontagságos környezetnek.

A Multi-Gas műszert elsőként a 2018 szeptemberében megtartott terepbejárás és mintavételezés során használtuk a Keleti-Kárpátok területén. Új méréseket eszközöltünk november folyamán Kovászna városa területén, valamint december folyamán a Csomád környékén. A méréspontok összesen 79 helyszínt érintettek. A műszer felépítésének köszönhetően változatos terepi körülményeknek is megfelelt: mofetták, buborékoló medencék és források vizsgálatára egyaránt alkalmazhatónak bizonyult. Az általunk alkalmazott Multi-Gas műszer egy speciális, alacsony hőmérsékletű, CO2-gazdag gáz-kibocsátásokra, mofettákra kifejlesztett műszer, amely jelenleg egyedülálló a világon.

## 3. Eredmények

A mérési eredmények alapján a vizsgált területek gáz-kiszivárgásai változatos összetételűek. A  $\rm CO_2$  koncentráció 0,96 és 98,08% között váltakozott, a legkisebb értéket Szaláncfürdőn, a legnagyobbat a Kászoni-

medencében, a Fehérkő ásványvíznél mértük. A  $CO_2$ , mint a gázok domináns összetevője, mélységi eredetű, ezt bizonyítják a szakirodalmi vegyi és stabilizótóp-összetételek (Vaselli et al., 2002; Kis et al., 2019). Felszíni megjelenésüket befolyásolja a terület tektonikai felépítése.

A CH<sub>4</sub>-koncentráció legkisebb értékét a Csomád legfiatalabb kráterében, a Szent Anna tó partján mértük, értéke 0,21%, míg a legnagyobb CH<sub>4</sub> koncentrációt egy szaláncfürdői égő forrás mutatta, amely feltételezésünk szerint több, mint 6,76% metán koncentrációval rendelkezik. A CH<sub>4</sub> koncentrációk nagyobb értékeket mutattak az Erdélyi-medence területén, például Parajdon, Székelyudvarhely környékén, a Szejkén, valamint a Keleti-Kárpátok paleogén flis területén, Szaláncfürdőn, amelyek valószínűleg a közelben található szénhidrogén-mezők következményei.

A H<sub>2</sub>S koncentrációk 0,21 valamint >200 ppm között váltakoztak. Tudomásunk szerint ezek az első H<sub>2</sub>S terepi mérések a vizsgált terület gázömléseiben. A legkisebb értéket Korondon, a legnagyobbakat, amelyek meghaladták a detektor felső kimutatási határát, a Büdös-hegy területén, az Apor-lányok feredőjében, a Büdös-barlang, a Gyógyvizek, a Buffogó tőzegláp valamint a Timsós barlang helyszínein mértük, utóbbiak feltételezhetően a vulkáni kigőzölgéshez kapcsolódnak.

## 4. Következtések

A Multi-Gas műszer egy újszerű lehetőségeket biztosít a gázömlések összetételének terepi, gyors, in-situ meghatározásához. A gáz-feláramlások pontos helyszíni meghatározása valamint a gázok koncentrációjának felmérése további tektonikai értelmezésekre adhat lehetőséget. A műszer és a terepi mérés nagy előnye az, hogy olyan paraméterről is, mint a H<sub>2</sub>S, amely az oxidációs folyamatokra nagyon érzékeny, speciális mintázást igényel és koncentrációjának meghatározása a gázmintából költséges és sokszor nem reális ad valós értéket, a Multi-Gas műszer segítségével már helyszínen is pontos információt kapunk.

Jelen kutatást az NKFIH-OTKA K116528 és a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 'ICER' projektek támogatják.

## Irodalomjegyzék

- Aiuppa, A., Federico, C., Giudice, G., Gurrieri, S. (2005): Geophysical Research Letters, 32, L13309.
- 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.
- Kis, B.M., Caracausi, A., Palcsu, L., Baciu, C., Ionescu, A., Futó, I., Sciarra, A., Harangi, Sz. (2019): Geochemistry, Geophysics, Geosystems.

Shinohara, H. (2005): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 143, 319–333.

Szakács, A., Seghedi, I. (2013): Environmental Engineering and Management Journal, 12, 125–135.

Vaselli, O., Minissale, A., Tassi, F., Magro, G., Seghedi, I., Ioane, D.& Szakács, A. (2002): Chemical Geology, 182(2-4), 637–654.

# LÁVA VAGY IGNIMBRIT? ÁTALAKULT ÉS FELÜLÍRT SZÖVETEK PERMI SAVANYÚ VULKÁNI KŐZETEKBŐL (DK-MAGYARORSZÁG, TISZAI-FŐEGYSÉG, BÉKÉS– CODRU SZERKEZETI ÖV)

SZEMERÉDI Máté<sup>1,2,\*</sup>, VARGA Andrea<sup>1</sup>, SZEPESI János<sup>2,3</sup>, PÁL-MOLNÁR Elemér<sup>1,2</sup>, LUKÁCS Réka<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

<sup>2</sup>MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup> MTA Atommagkutató Intézet, Klímakutatási és Környezetfizikai (IKER) Laboratórium, Debrecen

e-mail: szemeredi.mate@gmail.com

A 20. század második felének CH-kutató fúrásai DK-Magyarországon (Tiszai-főegység, Békés–Codru szerkezeti öv) nagy gyakoriságban tártak fel permi savanyú vulkáni kőzeteket, többek között a battonya–pusztaföldvári aljzati háton. A kutatási jelentésekben e kőzeteket lávaként írták le ("battonyai kvarcporfír"), és a terület elvi rétegsorában alattuk elhelyezkedő variszkuszi "battonyai gránithoz" kapcsolták (Szepesházy, 1967; Kőrössy, 2005).

Legújabb petrográfiai vizsgálataink azt mutatják, hogy a korábban lávaként értelmezett kőzetek valójában kristályszegény (10-25 V/V%), riolitos összetételű ignimbritek a Battonyától nyugatra elhelyezkedő mintegy 60 km<sup>2</sup>-es területen, valamint áthalmozott piroklasztítok vagy vulkanogén törmelékes kőzetek Tótkomlós, illetve Biharugra települések közvetlen környezetében. Az ignimbritek masszív, mátrixvázú, horzsakőtartalmú lapillitufák, az összesülés eredményeként kialakult eutaxitos szövettel. Néhány Battonya környéki minta azonban rendkívül átható alapanyag kristályosodáson ment keresztül, amelynek eredményei a porfíros mikrokristályos, illetve a felzites szövetváltozatok, a kőzeteknek lávaszerű megjelenést kölcsönözve. Ez a szöveti kettősség gyakran egyetlen kőzetmintán belül is jelentkezik (porfíros mikrokristályos és felzites szövet, benne irányítottan elhelyezkedő, devitrifikált horzsakövek maradványaival, 1. ábra) A lávaszerű kőzetek összekapcsolása a velük azonos kitörési fázist képviselő összesült ignimbritekkel csak alapos petrográfiai vizsgálatokat, illetve a battonyai terület fúrásszelvényeinek átfogó tanulmányozását (pl. mélység- és vastagságadatok) követően történt meg. Valódi lávákat kizárólag a Tótkomlós-I mélyfúrás tárhatott fel, bár utóbbi kőzete is jelentős átalakuláson esett át (pl. az alapanyagban szferolitok képződése, tektonikus breccsásodás).

A DK-magyarországi savanyú vulkáni kőzetek beleillenek a Tiszai-főegység permi vulkáni rendszerébe, azonban jelentős petrográfiai különbségeket hordoznak a legtöbb eddig dokumentált kőzethez képest (pl. Szemerédi et al., 2019). A DK-magyarországi kristályszegény, riolitos összetételű, mafikus elegyrészeket alig tartalmazó ignimbritekkel szemben a Tiszai-főegység permi ignimbritjei alapvetően kristálygazdagok (40-45 V/V%) riodácitosdácitos összetétellel, és gyakran tartalmaznak biotitot, piroxén utáni pszeudomorfózákat, illetve gránát kristályokat. A petrográfiai különbségek jól összeegyeztethetők a korábbi tanulmányaink során tapasztalt kisebb geokémiai és geokronológiai különbségekkel (Szemerédi et al., 2019). A DK-magyarországi permi savanyú vulkáni kőzetek valószínűleg egy szilíciumgazdag (riodácitos–dácitos) vulkáni rendszer legfejlettebb, kristályszegény, riolitos olvadékát képviselik.



1. ábra – A battonyai terület mintárai jellemző szöveti kettőség (lávák és ignimbritek szöveti bélyegei egyetlen csiszolaton belül) a Battonya–50 mélyfúrás kőzetanyagán bemutatva (+N, csiszolat hossza: 44 mm)

A battonya-pusztaföldvári aljzati hát permi savanyú vulkáni kőzetei – a korábbi feltételezésekkel (pl. Szepesházy, 1979) szemben – nem mutatnak egyértelmű korrelációt a Várasfenesi-takaróból (Erdélyi-szigethegység, Codru-takarórendszer) ismert hasonló kőzetekkel, ahogy a Codru-takarórendszer más alpi takaróiban lévőkkel sem. Továbbá vulkáni-plutoni kapcsolat sem mutatható ki a vizsgált minták és a "battonyai gránit" között.

## Irodalomjegyzék

Kőrössy, L. (2005): Általános Földtani Szemle, 29, 41–132.

Szemerédi, M, Lukács, R., Varga, A., Dunkl, I., Józsa, S., Tatu, M., Pál-Molnár, E., Szepesi, J., Szakmány, Gy., Harangi, Sz. (2019): International Journal of Earth Sciences (átdolgozás alatt)

Szepesházy, K. (1967): M. Áll. Földtani Intézet évi jelentése az 1967. évről, 227–266. Szepesházy, K. (1979): Általános Földtani Szemle, **12**, 121–198.

## MAGMÁS GRÁNÁTOK: KULCSSZEREP A TISIA PERMI SI-GAZDAG VULKANITJAINAK PETROGENETIKÁJÁBAN?

Szemerédi Máté<sup>1,2,\*</sup>, Vígh Csaba<sup>2,3</sup>, Lukács Réka<sup>1,2</sup>, Varga Andrea<sup>1</sup>, Seghedi Ioan<sup>4</sup>, Pál-Molnár Elemér<sup>1,2</sup>, Dunkl István<sup>5</sup>, Fehér Kristóf<sup>2</sup>, Harangi Szabolcs<sup>2,6</sup>

<sup>1</sup> Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

- <sup>2</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest
- <sup>3</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest
- <sup>4</sup> Institute of Geodynamics, Romanian Academy, Bucharest
- <sup>5</sup> University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Sedimentology and Environmental Geology, Göttingen

<sup>6</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: szemeredi.mate@gmail.com

## 1. Bevezetés

A Tisia paleozoos aljzatában regionálisan elterjedtek és rétegtani szempontból nagy jelentőségűek - ún. marker horizontok - a permi savanyú vulkanitok (javarészt kristálygazdag ignimbritek). A Dél-Dunántúltól - az Alföld aljzatán át - egészen az Erdélyiközéphegységig előforduló, főként riodácitos/dácitos összetételű felzikus kőzetek geokémiai összetételük, illetve cirkon U-Pb koradataik alapján ugyanazon a kb. 7-8 millió évig (~267-259 millió évvel ezelőtt) tartó magmatektonikai folvamat eredményeinek tekinthetőek (Szemerédi et al., 2019). A permi kőzetanyagokat változó mértékű posztmagmás átalakulási folyamatok (pl. kálimetaszomatózis, hidrotermális átalakulás, alpi kisfokú metamorfózis) érték, így azok teljes kőzet-, valamint ásványkémiai összetételéből (fő kőzetalkotók) petrogenetikai következtetések csak korlátozott mértékben vonhatók le (Szemerédi et al., 2019). A rezorbeált kvarc, szericitesedett vagy karbonátosodott földpátok, illetve hematitosodott mafikus elegyrészek között egyes kőzetmintákban előfordulnak azonban gránát kristályok is; tanulmányunkban utóbbiakra fókuszálunk.

## 2. Petrográfiai vizsgálatok

Gránát-tartalmú ignimbritek a Tisia területén belül a Dél-Dunántúl két mélyfúrásában (Egerág–7 és Szalánta–3, Villányi-hegység északi előtere; Szemerédi et al., 2017), illetve az Erdélyi-középhegységben (Béli/Codru-hegység), felszínen ismertek (Nicolae et al., 2014). Előbbi terület a Villány–Bihari szerkezeti öv része, míg utóbbi a Codru-takarórendszer Várasfenesi-takarójához tartozik.

Mindkét terület gránátos mintái porfíros, kristálygazdag (30–40 V/V%), riodácitos/dácitos összetételű összesült ignimbritek. A megnyúlt, ellaposodott mm-cm-es méretű devitrifikált horzsaköveket tartalmazó kőzetek legfonosabb alkotói a rezorbeált kvarc, az átalakult (szericitesedett, karbonátosodott) földpátok és a hematitosodott biotit, valamint piroxén kristályok. A gránátok (1. ábra) általában szubhedrálisak, rezorbeáltak, ugyanakkor az apró szilánkos töredékek is jellemzőek. Határvonalaik élesek, reakciószegélyt nem mutatnak, belsejük homogén, bennük a zárványok viszonylag ritkák. Méretük jellemzően 100 és 500 µm között változik, mindössze egyetlen porfíros méretű (~2 mm; 1. ábra, b) szemcsét azonosítottunk. A gránát kristályok a vizsgált kőzetmintákban gyakran összenövekednek más kőzetalkotókkal (pl. káliföldpát, biotit, 1. ábra, a).



**1. ábra** – Polarizációs mikroszkópos fotók a Dél-Dunántúl és az Erdélyiszigethegység permi ignimbritjeiből vizsgált gránát kristályokról
 (a) Szalánta–3 mélyfúrás (387,5 m), Villányi-hegység északi előtere; (b) Erdélyiszigethegység, Várasfenesi-takaró (Codru-takarórendszer), Botfei völgy. Rövidítések: ap: apatit, chl: klorit, fsp: földpát, grt: gránát, PPL: párhuzamos nikol álllás, XPL: keresztezett nikol állás



2. ábra – Pásztázó elektronmikroszkópos felvételek a Dél-Dunátúl (a–c) és az Erdélyi-középhegység (d) permi ignimbritjeiből vizsgált gránát kristályokról (a) Szalánta–3 mélyfúrás (381 m); (b) Egerág–7 mélyfúrás (753 m); (c) Egerág–7 mélyfúrás (700 m); (d) Várasfenesi-takaró (Codru-takarórendszer), Botfei völgy. Rövidítések: ap: apatit, bt: biotit, chl: klorit, ilm: ilmenit, mnz: monacit, rt: rutil

## 3. Pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatok

A pásztázó elektonmikroszkópos vizsgálatok az ELTE-TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszéken készültek EDAX PV 9800 EDS spektrométerrel felszerelt AMRAY X 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal. A kiválasztott polírozott felületű vékonycsiszolatok gránát szemcséiről készítettünk BSE felvételeket és végeztünk tájékozódó ásványkémiai méréseket (összesen 18 db összetétel-elemzés, 12 db szemcséből). A mérés körülményei a következők voltak: 20 kV-os gerjesztőfeszültség, 1 nA áramerősség, 100 s számlálási idő.

A vizsgált gránátszemcsék összetétele meglehetősen homogén, zónásság nem figyelhető meg. A bennük lévő zárványok az alapanyban akcesszóriaként is megjelenek: monacit, apatit, rutil, ilmenit, illetve (kloritosodott) biotit.

Összetételükben az almandin (alárendelten a pirop) komponens dominál; a spessartin és a grosszulár komponens mennyisége általában nem jelentős (CaO<2 m/m%, MnO <3 m/m%). A Várasfenesi-takaró és a Dél-Dunántúl mintáira számolt összetétel szignifikáns hasonlóságot mutat, előbbi valamivel homogénebb (Várasfenesi-takaró: Alm<sub>63-65</sub>Sps<sub>2,5-3,5</sub>Grs<sub>2,5-3,5</sub>Prp<sub>29-31</sub>, Dél–Dunántúl: Alm<sub>59-75</sub>Sps<sub>3,5-11</sub>Grs<sub>1,5-6,5</sub>Prp<sub>18,5-24,5</sub>; 3. ábra).

## 4. Magmás gránátok képződési körülményei

A mészalkáli vulkáni kőzetsorozatokban előforduló almandingazdag gránátok kristályosodása speciális körülményeket igényel, stabilitási körülményeit a hőmérséklet és a nyomás változása mellett az olvadék összetétele és víztartalma is befolyásolja. A kísérleti-kőzettani vizsgálatok kimutatták, hogy a gránát közvetlenül kristályosodhat andezites, dácitos, és riodácitos összetételű, víztartalmú magmából nagy nyomáson (9-18 kbar) és 900-1050 °C-hőmérsékleten (Green, Ringwood, 1968, 1972; Green, 1992; Alonso-Perez et al., 2009). A vulkáni gránátok képződésével kapcsolatban általánosan elfogadott nézet, hogy a kéreg-köpeny határán vagy az alsó kéregben lévő olvadékból kristályosodnak, és megőrződésük a magma gyors feláramlásával magyarázható. Magmás környezetben a gránát ugyanakkor megjelenhet kristályként, xenokristályként vagy peritektikus fázisként is a vulkáni sorozatok kőzeteiben (Clemens, Wall, 1981; Harangi et al., 2001; Kawabata, Takafuji, 2005), valamint az S-típusú gránitokban és migmatitokban (Stevens et al., 2007; Taylor, Stevens, 2010).

A nagy nyomáson végzett riodácitos kísérletekben (Green, Ringwood, 1968, 1972) a gránát likvidusz vagy likvidusz közeli fázis, azonban nem kristályosodik 9 kbar alatt. Green (1976) kimu-



3. ábra – A Tisia permi permi ignimbritjeiből vizsgált gránátok kémiai összetétele – az Erdélyi-középhegység, Várasfenesi-takaró, illetve a Dél-Dunántúl, Villányi-hegység északi előterének mintái

tatta, hogy a pélites összetételű kőzet parciális olvadásából származó savanyú olvadékból a gránát csak 7 kbar alatti nyomás felett kristályosodik, ami 25 km-nél nagyobb képződési mélységet jelent.

Green (1977) kísérlete rámutatott arra, hogy az olvadék MnOtartalomának növekedése alacsonyabb nyomáson (akár 3-4 kbar) stabilizálja a gránátot, így az olvadékból spessartin komponensben gazdagabb gránátok kristályosodnak, analógiát mutatva a sekély mélységben képződött peralumíniumos gránitok és pegmatitok gránátjaival. Sekélyebb mélységben a Mn beépülésével a gránát stabilizálódik, ami magyarázza a rezorpció hiányát és a Mn dúsulását a gránát peremi zónájában, amely egyes gránát-tartalmú gránitok esetében megfigyelhető. Green (1977) alapján a Mntartalmú savanyú olvadékból kristályosodó gránát stabilitásának alsó határa akár 3-4 kbar-ig kiterjedhet, átfedve így a kordierit stabilitási tartományával. A kísérletben a gránát-tartalmú természetes gránit visszaolvasztásakor a hozzáadott gránát kristályok 4 kbar-on rezorbeálódtak, 3 kbar-on pedig teljesen eltűntek, ezért egyes szerzők 5 kbar nyomásértéket tekintik az almandin-gazdag gránát alsó stabilitási határának.

A gránát összetétele fontos petrogenetikai indikátor. Az idézett kőzettani-kísérleti munkák alapján a gránát CaO és MnO-tartalma ellentétes irányú változást mutat. A nyomás növekedésével a likvidusz gránátok CaO-tartalma (grosszulár komponens részaránya) növekszik, így a nagy nyomáson kristályosodott gránátokat (11-27 kbar, Green, Ringwood, 1972) magas grosszulár-tartalom (>12 mol%) és elhanyagolható spessartin-tartalom jellemzi. Ezzel szemben az alacsonyabb nyomáson képződött gránátok már jelentősebb spessartin-tartalommal rendelkeznek. 20–25%-os spessartin-tartalmú almandin gránát kristályosodásának körülbelül 12 km-es vagy ennél kisebb mélység feleltethető meg (~3 kbar), míg a 10% alatti spessartin-tartalmú gránátok 18 km-nél nagyobb mélységet reprezentálnak (>5 kbar), a kelet-ausztráliai riodácitos és gránitos kőzetek analógiája alapján. A kordierittel együtt előforduló magmás gránátok spessartin-tartalma általában 10% feletti (Green, 1977).

## 5. Követekezetések

A Tisia permi savanyú ignimbritjeiben előforduló gránát kristályok kiemelt jelentőségűek az erőteljes főelem-összetételbeli változásokon átesett kőzetanyag petrogenetikai értelmezésében.

Petrográfiai bélyegeik (pl. kőzetalkotó kristályokkal való öszszenövés, ill. éles, reakciószegély nélküli határvonal), valamint kémiai összetételük (homogén, zónáktól mentes kristályok) alapján magmás eredetűek, amelyek peralumíniumos magmából kristályosodhattak kvarc, földpát, piroxén és biotit jelenlétében.

Összetételükben az almandin komponens dominál, a grosszulár és a speassartin mennyisége alárendelt. Alapvetően alacsony CaOtartalmuk jól elkülöníti őket az andezitek és dácitok nagy nyomáson képződött gránátjaitól (Day et al., 1992, Harangi et al., 2001, Kawabata, Takafuji, 2005), ugyanakkor spessartin-tartalmuk sem annyira jelentős, mint a sekély mélységben képződött peralumíniumos gránitok és pegmatitok esetében.

A vizsgált permi ignimbritek gránátjai megjelenésük, ásványtársulásuk és összetételük alapján nagyban hasonlítanak a La Herradura Riolit (Mesa Central, Mexikó; Sieck et al., 2019), a Borrowdale Volcanic Group (É-Anglia; Fitton, 1972), illetve a Violet Town Volcanics (DK-Ausztriália; Clemens, Wall, 1984) képződményeiből leírt gránátokra, amelyek analógiák lehetnek a savanyú magmás rendszerben képződő gránátok keletkezési körülményeinek feltárásában. Az utóbbi két előfordulás esetében a befogadó kőzet egyaránt idős, paleozoos, átalakult vulkanit, így elgondolkodtató, hogy a vizsgálataink során tapasztalt homogenitás elsődleges jelenség-e vagy esetleg utólagos bélyeg (pl. szilárd fázisú diffúzió által módosított főelemösszetétel).

## Irodalomjegyzék

- Alonso-Perez, R., Muntener, O., Ulmer, P. (2009): Contrib. Mineral. Petrol, **157**, 541–558.
- Clemens, J. D., Wall, V. J. (1984): Contrib Mineral Petrol, 88, 354–371.
- Day, R.A., Green, T.H., Smith, I.E.M. (1992): J Petrol, **33/1**, 125–161.
- Fitton, J.G. (1972): Contrib Mineral Petrol, 36, 231–248.
- Green, T.H. (1976): Geology, 4, 85–88.
- Green, T.H. (1977): Contrib Mineral Petrol, 65, 59–67.
- Green, T.H. (1992): Earth and Environmental Science Transactions of The Royal

Society of Edinburgh, 83, 429–438.

- Green, T.H., Ringwood, A.E. (1968): Contrib Mineral Petrol, 18, 163–174.
- Green, T.H., Ringwood, A.E. (1972): J Geol Soc Aust, 19, 203–212.
- Harangi, Sz., Downes, H., Kósa, L., Szabó, Cs., Thirwall, M.F., Mason, P.R.D., Mattey, D. (2001): J Petrol, **42/10**, 1813–1843.
- Kawabata, H., Takafuji, N. (2005): Mineralogical Magazine, 69, 951–971.
- Nicolae, I., Seghedi, I., Boboş, I., Azevedo, M.R., Ribeiro, S., Tatu, M. (2014): Chemie der Erde, **74**, 125–137.
- Sieck, P., López-Doncel, R., Dávila-Harris, P., Aguillón-Robles, A., Wemmer, K., Maury, R.C. (2019): Journal of South American Earth Sciences, **92**, 310–328.
- Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J.F. (2007): Geology, 35, 9-12.
- Szemerédi, M., Varga, A., Lukács, R., Pál-Molnár, E: (2017): Földtani Közlöny, **147/4**, 357–382.
- Szemerédi, M., Lukács, R., Varga, A., Dunkl, I., Józsa, S., Tatu, M., Pál-Molnár, E., Szepesi, J., Szakmány, Gy., Harangi, Sz. (2019): Int J Earth Sci (átdolgozás alatt).
- Taylor, J., Stevens, G., (2010): Lithos, **120**, 277–292.

# RUTILOK NYOMELEM-ÖSSZETÉTELE, ÉS ZR-RUTILBAN TERMOMETRIA ÜLEDÉKES EREDETŰ GRANULITOKBAN (BALATON-FELVIDÉK)

#### TÖRÖK Kálmán<sup>1,\*</sup>, KIRÁLY Edit<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest e-mail: torok.kalman@mbfsz.gov.hu

## 1. Bevezetés

A rutil a legnagyobb mennyiségben jelenlevő akcesszória a Bakony-Balaton-felvidék vulkáni terület bazalt piroklasztitjaiban található alsó kéreg eredetű üledékes kőzetekből képződött granulit kőzetzárványok több típusában. A xenolitok többségében a hagyományos geotermométernek használatos ásványok hiánya miatt nehézségekbe ütközik a képződési körülmények meghatározása. Erre kínál jó lehetőséget az üledékes eredetű granulit xenolitok többségében jelen levő rutil, melynek Zr tartalma a hőmérséklettel változik (Tomkins et al., 2007).

## 2. Petrográfia

A vizsgált xenolitok közül a Sab-31 és -36 90-95%-ban gránátot és sillimanitot tartalmaz, melyben még plagioklász, kvarc, rutil, grafit fordul elő. A Mi-27 és a Sab-25 gránát-plagioklász szirt kevés rutillal és grafittal. Az utóbbiban sillimanit korund és spinell is van. A Sab-9 xenolitban a gránát, sillimanit és plagioklász mellett biotitot és káliföldpátot is találhatunk. Természetesen rutil és kevés grafit mint akcesszória itt is jelen van. A Szig MP-1 xenolit gránátot, plagioklászt, káliföldpátot és kvarcot tartalmaz kevés biotittal, sillimanittal rutillal és grafittal.

A rutil a sillimanitban dús xenolitokban általában a sillimanittal együtt, ritkábban a gránátban, plagioklászban, vagy kvarcban zárványként jelenik meg, többnyire xenoblasztos formában. Ritkábban idioblasztos zömök oszlopos, vagy megnyúltabb léces kifejlődést is találhatunk. Az apró idioblasztos szemcsék szélei a sillimanittal sokszor 120°-os szöget zárnak be, a rövidtávú egyensúly jeleit mutatva. Mérete és színe is igen változatos. A sillimanit között sűrűn elhintett néhány 10 µm-es szinte opak szemcséktől a nagyobb, 100-400 µm nagyságot is elérő ritkábban található sárgásbarna színű kristályokig minden változat megfigyelhető. A nagyobb szemcsékben gyakran ilmenit tűket láthatunk, vagy olvadékkal érintkezve a szegélye ilmenitté alakulhat.

## 3. Rutil nyomelem-összetétele

A vizsgált xenolitok Ti, Nb, Ta tartalmát nagy részben a rutil hordozza. Ha a kőzetben a cirkon mennyisége kicsi, akkor a Zr, Hf és az U mennyiségének a döntő többségét is a rutil hordozza. A gránátokban viszonylag kevés a HFS elem (2-3 nagyságrenddel kevesebb, mint a rutilban), a többi ásványfázisban (plagioklász, káliföldpát, kvarc, sillimanit) pedig elhanyagolható. Ha spinell (hercinit) is van a mintában az a Ti, Nb, Zr egy kis részét tartalmazhatja. A rutilból átalakult ilmenitben a Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, U koncentrációja kisebb, mint a rutilban.

## 3. Zr a rutilban termometria

Az LA ICP MS-sel készült mérések szerint a rutilokban a Zr tartalom 2689-6151 mg/kg volt. Tomkins et al. (2007) alapján számolva a képződési hőmérsékletek 862 és 970°C közé esnek (1. táblázat).

Х	Zr a rutilban	Grt-Bi	PI-Kfs	P (PI-Grt)
	°C (1 GPa nyomáson)			GPa (900°C-on)
MI-27	907-928			
Sab-9	862-870	860-880	840-850	1,04-1,12
Sab-25	961-970			1,08-1,13
Sab-31	906-917			1,01-1,03
Sab-36	908-911		880-950	0,96-1,06
Szig-MP1	890-917	730-760		1,2-1,24

1. táblázat – A Zr a rutilban termométer eredményei Bakony-Balaton-felvidéki üledékes eredetű granulitokban – Grt-Bi: gránát biotit termometria (Bhattacharya et al., 1992); Pl-Kfs: két földpát termometria (Fuhrman, Lindsley, 1988); Pl-Grt: plagioklász-gránát barometria (Aranovich, Podlesskij, 1982)

## 4. A rutil eredete a kőzetben

A resztit jellegű xenolitokat létrehozó parciális olvadás során a rutil a resztitben maradt. A sillimanit halmazokban elhelyezkedő rutil szemcsék a parciális olvadás során megolvadt Ti- és magas Al tartalmú ásványok (valószínűleg muszkovit ± biotit) megolvadásával és a K-ban gazdag olvadék eltávozásával képződtek. A parciális olvadás hőmérséklete 900°C körül lehetett, 1-1,2 GPa nyomáson. A hagyományos termometriával kapott eredményekhez képest a Zr a rutilban termometriával kapott adatok kevésbé szórnak, szűkebb hőmérséklet intervallumot adnak (1. táblázat). Ez a termométer sokkal több xenolitban alkalmazható, mint a hagyományos termométerek.

- Aranovich, L.J., Podlesskij, K.K. (1982): Doklady Akademii Nauk, **251**, 101–103. Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K., Raith, M. (1992): Contributions to
- Mineralogy and Petrology, **111**, 87–93.
- Fuhrman, M.L., Lindsley, D.L. (1988): American Mineralogist, 73/ 3–4, 201–215.
   Tomkins, H.S., Powell, R., Ellis, D.J. (2007): Journal of Metamorphic Geology, 25, 703–713.

# MAGYARORSZÁGI VULKÁNI KÉPZŐDMÉNYEKBEN ELŐFORDULÓ AKKRÉCIÓS PELLETEK JELLEMZÉSE

UDVARDY Dániel<sup>1,\*</sup>, LUKÁCS Réka<sup>2</sup>, JÓZSA Sándor<sup>1</sup>, GÁL Péter<sup>1</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest <sup>2</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest e-mail: udvardy128@gmail.com

## 1. Bevezetés

Robbanásos vulkáni kitörések során nagy mennyiségű vulkáni törmelékanyag (piroklaszt) kerül a levegőbe, ami idővel szórt vagy piroklasztsűrűségár üledékek formájában lerakódik. A piroklasztok egyik különleges csoportját képviselik azok a gömbölyded aggregátumok, amelyek a kitörő magma durva vagy finomszemcsés hamuanyagából állnak össze. Ezeket a hamu vagy lapilli méretű tufagyöngyöket öszszefoglalóan akkréciós pelleteknek is hívhatjuk (Brown et al., 2012).

## 2. Az akkréciós lapilli kialakulása

Kialakulásukra többféle elképzelés létezik, és több kutatónak kísérletileg is sikerült akkréciós pelletet előállítani (Gilbert, Lane, 1994; Schumacher, Schmincke, 1995).

Az általánosan elfogadott nézet és a kísérletek szerint a hamuszemcsék aggregátummá válásához és megmaradásához elengedhetetlen a víz. Ez lehet a vulkánkitörés során a kitörési felhőbe került nagy mennyiségű vízgőz (pl. freatomagmás kitörések), de sok esetben a vulkáni működést kísérő nagy páratartalom vagy eső adja a szükséges vizet. A vizes környezetben elektrosztatikus vonzás hatására történik a hamuszemcsék összetapadása (pl. James, 2002), majd további körülmények hatására különböző aggregáció típusok jöhetnek létre. Bizonyos esetekben csak hamuszemcsék tapadnak össze, máskor egy nagyobb törmelékdarab (durvahamu szemcse) köré tapadnak a kisebb hamuszemcsék (mag, illetve szegély típusú akkréciós pellet). Akkréciós pellet létrejöhet a felfelé gomolygó kitörési felhőben, de kialakulhat piroklaszt-sűrűségárhoz kapcsolódó kísérő hamufelhőben is (co-ignimbrit ash) (pl. Brown et al., 2010). Bár sokan a freatomagmás kitörés jelzőjének tartják, magmás robbanásos kitörés esetében is létrejöhetnek. Akkréciós pellet különleges esetben kialakulhat meteor becsapódás során is a levegőbe kerülő porból (Graup, 1981).

## 3. Az akkréciós pelletek hazai vizsgálata

A hazai vulkáni területeken az akkréciós pelletek nagy változatosságban jelennek meg. Előfordulnak bazaltos vulkáni képződményekben (pl. Tihany), andezites vulkáni rétegekben (pl. Holdvilág-árok), de leggyakoribbak szilíciumgazdag magmákhoz kapcsolódó vulkáni kőzetekben (Bükkalja, Mecsek). Átmérőjük a néhány milliméterestől akár néhány centiméter nagyságig terjedhet. Az akkréciós pelletek megjelenése sok esetben véletlenszerű, azaz nem mutatnak semmilyen szabályszerű elrendeződést, de előfordul csoportos felhalmozódásuk egy rétegen belül (pl. Lénárddaróc). Többnyire hullott piroklaszt rétegekben fordulnak elő, de gyakoriak piroklaszt-ár és torlóár üledékekben is. Csak néhány esetben bizonyítható befogadó képződményük freatomagmás jellege, míg az esetek többségében inkább magmás robbanásos kitörésekhez kapcsolódnak. Munkánkban a hazai előfordulások szöveti,



 ábra – A felső képen akkréciós pelletek láthatók a bogácsi pincesor falából (Bogács, Bükkalja Vulkáni Terület), míg az alsó képen egy akkréciós lapilli elektronmikroszkópos felvétele (Cserépváralja, Bükkalja Vulkáni Terület)

alaki, megjelenési jellegzetességeit vizsgáljuk a befogadó vulkáni üledéktípus és kémiai összetételük összefüggésében.

## Irodalomjegyzék

Brown, R.J., Branney, M.J., Maher, C., Dávila-Harris, P. (2010): Geological Society of America Bulletin, **122**; 305–320.

- Brown, R.J., Bonadonna, C., Durant, A.J., (2012): Physics and Chemistry of the Earth, 45–46, 65–78.
- Gilbert, J.S., Lane, S.J. (1994): Bulletin of Volcanology, 56(5), 398-411.
- Graup, G. (1981): Earth and Planetary Science Letters, 55, 407–418.
- James, M.R., Gilbert, J.S., Lane, S.J. (2002): Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **107(B9)**, 4–13.
- Schumacher, R., Schmincke, H.U. (1991): Bulletin of Volcanology, 53(8), 612–634.

## A KORPÁDI HOMOKKŐ REAMBULÁCIÓJA: RÉTEGTANI MEGFONTOLÁSOK KŐZETTANI BIZONYÍTÉKOK ALAPJÁN

#### VARGA Andrea<sup>1,\*</sup>

<sup>1</sup> Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged e-mail: raucsikvarga@geo.u-szeged.hu

#### 1. Bevezetés

A dél-dunántúli perm képződmények legidősebb rétegtani egysége az alsó-perm Korpádi Homokkő Formáció, ami uralkodóan vörös színű, felfelé fokozatosan finomodó szemcseméretű törmelékes kőzetekből felépített, folyóvízi ritmusokból álló rétegsor. Felső részén bioturbált és karbonátkonkréciós aleurolit, valamint agyagkő jelenik meg. Kőzetegyüttesét a Nyugati-Mecsekben és a Villányi-hegységben, illetve annak északi előterében mélyült fúrásokból ismerjük. Felső-karbon feküképződmények esetén (Siklósbodony Sb–1, Csarnóta Cs–1 és Túrony Tu–1 fúrások) két tagozat, az idősebb, egyenletesebb szemcseméretű és változatos színű "Siklósbodonyi Homokkő" és a fiatalabb "Dinnyeberki Homokkő" elkülönítését javasolták (Barabás, Barabásné Stuhl, 1998).

Varga (2009) előzetes eredményei alapján a Korpádi Homokkő mecseki rétegsorában (9015. sz. fúrás) gyökérnyomokat tartalmazó karbonátos paleotalaj-szinteket ("calcrete") mutatott ki, amelyek azonosítása és jellemzése őskörnyezeti (paleoklíma, növényborítottság) szempontból kiemelkedő jelentőségű. Ezen túlmenően a Korpádi Homokkő rétegsorában szinkron, piroklaszt szórással társult, savanyú jellegű vulkanizmus nyomát igazolta, ami szükségessé tette a Gyűrűfűi Riolit és a Korpádi Homokkő rétegtani kapcsolatának átértékelését (pl. Szemerédi et al., 2016).

# 2. Kőzettani eredmények, rétegtani megfontolások

Az elmúlt évek reambulációs vizsgálatai alapján a Korpádi Homokkő kőzettani kifejlődésében két altípus különíthető el attól függően, hogy fedőjében közvetlenül a Gyűrűfűi Riolit települ-e, illetve a finomszemcsés kőzetváltozatokban karbonátkonkréciók jelennek-e meg vagy intenzív bioturbáció jellemző. Ez a tagolási lehetőség nem egyezik meg a korábban javasolt – de a Magyar Rétegtani Bizottság által el nem fogadott – tagozati beosztással.

A Nyugati-Mecsekben (pl. 9015. sz. és XV. szerkezetkutató fúrás) és a Villányi-hegység északi előterének egy mélyfúrásában (Bisse–1) a Korpádi Homokkő részben egyidős vulkáni aktivitásból származó szemcséket (kőzettörmelék, szilánkos kvarc- és földpát kristálytöredékek, vulkáni üvegszilánkok utáni pszeudomorfózák) tartalmaz. A finomszemcsés sziliciklasztos üledékekben talajosodás hatására a karbonátos paleotalajokra jellemző szerkezeteket (rizokonkréció, továbbá gyökérnyomok, alveoláris szerkezet, mikrites gumók), illetve szeptáriás konkréciók jelenhetnek meg. Ezek a bélyegek viszonylag száraz (100–500 mm/év csapadék) klímát jeleznek a pedogenezis során (Varga et al., 2012; Varga, Raucsik, 2014). Ez a változat képviseli a névadó terület (Korpád) kőzettani kifejlődését, ezért véleményem szerint a Korpádi Homokkő Formációt, mint kőzetrétegtani egységet erre a térképezhető kőzetasszociációra lenne indokolt leszűkíteni. A Gyűrűfűi Riolit korának pontosítását követően (guadalupi, középső-perm; Szemerédi et al., 2019) a Korpádi Homokkő korának módosítása szintén indokolt.

Ezzel ellentétben a Villányi-hegység északi előterében mélyült fúrások többségében (pl.: Szava–5, Csarnóta–1, Máriagyűd–1, Túrony–1) a Korpádi Homokkőként elkülönített szakaszt metamorf kőzettörmelékben gazdag, kvarc- és csillámdús kőzetek (breccsa, homokkő, aleurolit) jellemzik (fedőképződmény: Jakabhegyi Homokkő). Azokban bioaktivitással társult pedogén karbonátfelhalmozódást jelző betelepülések nem ismertek. A finomszemcsés, csillámdús kőzetekben megfigyelt intenzív bioturbáció nem arid éghajlatra, hanem állandó vízborítottságra és nedves környezetre ("*wet red beds*") utal (Varga et al., 2014). Ez a kifejlődés nem párhuzamosítható a tipikus Korpádi Homokkő kőzeteivel, attól térben és/vagy időben elkülönülten jött létre. Azonos formációba sorolásukat ezért nem támasztja alá kellő bizonyíték.

Figyelembe véve, hogy a Tiszai-főegység korrelációs szempontból szóba jöhető területei közül az Erdélyi-középhegységben (Biharhegység) ismert olyan permi breccsa és fanglomerátum, ami felett alsó-triász homokkő települ (Seghedi et al., 2001), a fenti kifejlődés rétegtani kapcsolatainak feltárása további összehasonlító vizsgálatokat igényel.

Ez a munka a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János Kutatási Ösztöndíja (BO/266/18) és az Emberi Erőforrások Minisztériuma UNKP-18-4 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatásával (UNKP-18-4-SZTE-16) készült.

## Irodalomjegyzék

Barabás, A., Barabásné Stuhl, Á. (1998): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, Budapest, 187–215.

Seghedi, A., Popa, M., Oaie, G., Nicolae, I. (2001): Natura Bresciana, **25**, 281–293.

Szemerédi, M., Varga, A., Lukács, R., Pál-Molnár, E. (2016): Földtani Közlöny, **146/4**, 335–354.

Szemerédi, M., Lukács, R., Varga, A., Dunkl, I., Tatu, M., Seghedi, I., Pál-Molnár, E., Harangi, Sz. (2019): Geophysical Research Abstracts, 21, EGU2019-253.

Varga, A. (2009): Doktori (PhD) értekezés, Budapest, 150 p.

Varga, A., Raucsik, B. (2014): Central European Geology, 57/2, 137–150.

Varga, A., Raucsik, B., Bajnóczi, B. (2012): Földtani Közlöny, 142/4, 375–378.

Varga, A., Raucsik, B., Szakmány, Gy. (2014): Földtani Közlöny, 144/3, 445–468.

## METAMORF SZÖVETI BÉLYEGEK ÉRTELMEZÉSE A BÖRZSÖNY ÉS A VISEGRÁDI-HEGYSÉG GRÁNÁTOS VULKANITJAINAK ZÁRVÁNYAIN

VÍGH Csaba<sup>1,2,\*</sup>, TÖRÖK Kálmán<sup>1</sup>, KIRÁLY Edit<sup>1</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>2,3</sup>, WÖRNER Gerhard<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Geokémiai és Laboratóriumi Osztály, Budapest

<sup>2</sup> MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

<sup>3</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>4</sup> University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Geochemistry, Göttingen

e-mail: vigh.csaba@mbfsz.gov.hu

#### 1. Bevezetés

A Börzsöny és a Visegrádi-hegység gránáttartalmú peralumíniumos vulkáni kőzetei a korábbi geokémiai vizsgálatok szerint a kéreganyag beolvasztásával képződő hibrid magmából kristályosodtak (Harangi et al., 2001, 2007). A vulkanitokban xenolitként megőrződött zárványok ásványegyüttese a kéreganyag és magma kölcsönhatását reprezentálják, ezért a részletesebb petrográfiai és geokémiai vizsgálatuk által közelebb kerülünk a kéregben lejátszódó magmás-metamorf folyamatok megértéséhez.

# 2. Megfigyelt szöveti és ásványkémiai jellegek

Vizsgálatunk során két lelőhelyről válaszottunk ki egy-egy reprezentatív xenolitmintát.

A Börzsönyben, Márianosztra községtől DNy-ra található a Csákhegyi kőfejtő, amelynek ortopiroxén-tartalmú amfibolandezitje néhány centiméter nagyságú metapélites kéregxenolitokat tartalmaz. A zárványok ásványegyüttese jellemzően resztites eredetű: a mafikus részeket gránát, biotit, hercinit, alárendelten ortopiroxén alkotja; a felzikus részeket elsősorban plagioklász földpát alkotja, amelyben elszórtan sillimanit-, és korundtartalmú domének is előfordulnak. A biotit olvadásianak bizonyítéka a biotitok rezorbeált szegélyén, illetve olvadási zsebekben ilmenit és káliföldpát társaságában megjelenő hercinites összetételű spinell. Az ortopiroxén megjelenése szintén a biotit lebomlásához köthető, képződéséhez azonban SiO<sub>2</sub>-telített környezet szükséges. A xenolitban jelenlévő sillimanit az olvadékkal reakcióba lépve szétesik, és hercinit + plagioklász képződik belőle. Ahol nem volt elég SiO<sub>2</sub> a környezetben, ott korund keletkezett.

A gránát félig sajátalakú szemcsékként jelenik meg, a szemcsehatárok általában rezorbeáltak. A részletes ásványkémiai vizsgálatuk kimutatta (Vígh et al., 2017), hogy nagyobb szemcsékben a Mn mennyisége folyamatos kimerülést mutat a magtól a perem felé, ami a gránát eredeti, prográd metamorf főelemzónásságát mutatja. A gránát külső peremén megfigyelhető egy keskeny, rosszul fejlett zóna magasabb Ca-, Mg,- és Ti-tartalonmal. E peremi zóna határán a nyomelemek mennyisége növekedést mutat, köztük a gránát szerkezetébe csak korlátozott mennyiségben beépülő V és Sc is.

A Visegrádi-hegységben, a Nagy-Csikóvár mellett talált metapélites xenolit ásványos összetételében domináns a gránát. A gránátok közti teret plagioklász, biotit, hercinit és fibrolitos sillimanitból álló halmazok alkotják, amelyek a xenolit fő foliációs irányát adják. Az ortopiroxén jellemzően a fibrolitmentes doménekben jelenik meg. Kvarc csak zárványként fordul elő a gránátban. A gránát magja Mn-gazdagabb összetételt mutat, ami a perem felé fokozatosan csökken. A Mg-tartalom a gránát peremi, sillimanit-zárványos zónájában megemelkedik. Megfigyelhető a xenolitban, hogy a cordierit és a spinell kiszorítja a gránátot, ami jellemzően egy dekompressziós szöveti bélyeg.

## 3. Következtetések

A xenolitok eredeti ásványegyüttese gránát, biotit, plagioklász, sillimanit (±kvarc) lehetett. A hercinites spinell nem része a xenolit eredeti ásványtársulásának; a biotit olvadási reakciójából, valamint a sillimanit olvadék jelenlétében történő lebomlásából keletkezett a xenolit és a magma kölcsönhatásának eredményeként. A spinell képződése kvarcszegény környezetben ment végbe. Erre utal a korund megjelenése is. Azokon a részeken, ahol volt elég SiO2 a környezetben (pl. kvarcdús rész vagy olvadék jelenléte) ott a biotitból ortopiroxén képződött. A gránátok rezorbeált peremi zónája arra utal, hogy a gránát is részt vett a reakciókban és visszaoldódott, majd a peremen egy megváltozott összetételű, Mg-gazdag zóna kristályosodott, magába építve az olvadékból és biotit felszabadulásából származó elemeket. A megfigyelt reakciószövetek nagy hasonlóságot mutatnak El Hoyazo-i metapélites kéregxenolitokon megfigyelt jellegekkel, ahol Cesare (2000) szerint a biotit olvadása 900-950 °C és 5 kbar-nál nagyobb nyomáson ment végbe. A Nagy-Csikóvár környéki xenolitban a gránát - cordierit reakció jelzi, hogy a xenolitot felhozó magma időlegesen megrekedhetett a kéreg sekélyebb régióiban. A cordierit stabilitási tartománya metapélites rendszerben 4 kbar alatt van (Vielzeuf, Montel, 1994), igy a xenolit ennél nagyobb nyomáson képződött a kéreg mélyebb régiójában..

## Irodalomjegyzék

Cesare, B. (2000): Contrib Mineral Petrol, 139/3, 273–284.

- Harangi, Sz., Downes, H., Kósa, L., Szabó, Cs., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Mattey, D. (2001): Journal of Petrology, **10/42**, 1813–1843.
- Harangi, Sz., Downes, H., Thirlwall, M., Gméling, K. (2007): Journal of Petrology, 48/12, 2261–2287.
- Vielzeuf, D., Montel, J., M. (1994): Contrib Mineral Petrol, 117, 375-393.
- Vígh, Cs., Király, E., Török, K., Wörner, G., Harangi, Sz. (2017): 8. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés absztraktkötete, 178–181.

## DUNA TERASZOK KVARC-MIKROMORFOLÓGIAI VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

#### WASSER Paula<sup>1,\*</sup>, JÓZSA Sándor<sup>1</sup>, MIKLÓS Dóra Georgina<sup>1</sup>, FEHÉR Kristóf<sup>1</sup>, SZABÓ Ábel<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

<sup>2</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest e-mail: pollawasser@gmail.com

#### 1. Bevezetés

A Duna teraszainak geomorfológiája, valamint törmelékanyaga már a 20. század közepétől fontos kutatási területnek számított (Pécsi, 1959; Molnár, 1964; Bradák et al., 2014). Az egyes teraszok nehézásványainak és kavicsanyagának vizsgálata is rendre előtérbe kerül. A legújabb földtani kutatás eredményeként a Gerecse előterében 9 jól dokumentált, felszíni feltárásokkal is rendelkező teraszszintet különítettek el (Csillag et al., 2018). A legújabb kutatás a Duna recens hordalék anyagának kvarcmikromorfológiai vizsgálatával foglalkozott (Szabó, 2018). A módszer segítségével egyes Dunaszakaszok homokanyagának uralkodó szállítási módjára, így közvetetten a klimatikus viszonyokra lehetett következtetni.

Célunk ezzel a munkával az, hogy a Duna Gerecse előtéri 9 teraszának kvarc-mikromorfológiai vizsgálatát elvégezzük, ez alapján következtessünk az éppen akkor uralkodó törmelék-szállítási módra, amiből következtetni lehet az egykori éghajlati, valamint az őskörnyezeti viszonyokra, és azok időbeli változásaira.

#### 1.1. A vizsgálat helye és menete

A homokmintákat a Gerecse előterében lévő 9 Duna terasz felszíni feltárásaiból, valamint a teraszok feküjéből és a legfiatalabb terasz fedőjéből vettük. A 250-500 µm méretű, véletlenszerűen kiválasztott 25-25 db. kvarc szemcse elektronmikroszkópos képén – Mahaney (2002) módszerét követve – számba vettük a szemcséken jól látható mikromorfológiai bélyegeket.

## 2. Vizsgálati eredmények

A kvarcszemcsék mikromorfológiai bélyegeinek összesítése alapján megállapítottuk, hogy legnagyobb arányban a poligenetikus bélyegek (egyenes és ívelt lépcsők, egyenes és kagylós törések és a felhajló lapvégek) fordulnak elő, amelyek egyik szállítási módhoz (jég, víz, szél, gravitációs tömegmozgás) sem köthetők egyértelműen. Esetünkben a szállító közeg változását a szögletesség és az érdesség változása mutatja legjobban (Hiba: A hivatkozás forrása nem található). A sarkos és nagyon érdes kvarcszemcsék aránya az idő függvényében változik. A legmagasabb arányt a két legidősebb (9, 8) és a két legfiatalabb terasznál (2b. és 2a) érik el. Kisebb aránynövekedés adódik még a 6-os és 3b terasz környékén, míg a 7-es terasz és a fedő kvarcszemcséi a legkevésbé érdesek. Azt is megfigyeltük, hogy mindegyik teraszanyag kvarc szemcséin gyakoriak voltak a nagy nyírófeszültség (pl. a mély és félhold vájatok), illetve az ütközések hatására (pl. a koptatottság és a V-alakú ütésnyomok) keletkező bélyegek (Hiba: A hivatkozás forrása nem található).

## 3. Következtetések

Az általunk vizsgált kvarcszemcsék mikromorfológiai bélyegei a tisztán folyóvízi környezethez képest kevésbé koptatottak, a normál glaciális környezethez képest viszont koptatottabbak, ezért glaciofluviális, kis mértékben glaciális eredetre utalnak. A kvarcszemcsék alakjának és topográfiájának teraszonkénti változásaiból, a Duna teraszok kvarcmikromorfológiai vizsgálatával a klimatikus viszonyok változásaira lehet következtetni.



1. ábra – Jellemzően glaciális környezethez tartozó mikromorfológiai bélyegek gyakorisági aránya a fekü, a fedő és a teraszok kvarcszemcséin



1. ábra – Ütközések hatására keletkező, fluviális környezethez tartozó mikromorfológiai bélyeg gyakorisági aránya a fekü, a fedő és a teraszok kvarcszemcséin

- Bradák, B., Kiss, K., Barta, G., Varga, G., Szeberényi, J., Józsa, S., Szalai, Z. (2014): Quaternary International, **319**, 119–136.
- Csillag, G., Lantos, Z., Budai, T., Kele, S. (2018): A Gerecse hegység földtana, Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 491.
- Mahaney, W.C. (2002): Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications, Oxford University Press, 237.
- Molnár, B. (1964): Hidrológiai Közlöny, 44, 347–355.
- Pécsi, M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana, Akadémia Kiadó, 345.
- Szabó, B. (2018): Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 84.

# NÉVMUTATÓ

А	
Alijagić, Jasminka	78
Almási Enikő Eszter	21
Anders Alexandra	79
Aradi Laszlo Elod	57
В	
B. Kiss Gabriella	41,59
Bachmann, Olivier	47
Bajnóczi Bernadett	36
Balassa Csilla Bali Enikő	37 40.65
Balogh Kadosa	-0,03
Batki Anikó	21,52
Benkó Zsolt	38,39, 64
Berkesi Márta	40,46, 54, 57, 58, 77
Biro Mate Biró Tamás	41
	42,40, 09
С	
Czifra Tibor	54
Czuppon György	43,64
Csiszer Andrea	/5
D	
Demény Attila	43
Dunkl István	55,74, 82
	51.00
Falus Gyorgy	51,69
Fehér Béla	50
Fehér Kristóf	79,82, 90
Fodor László	44,45, 55
Fórizs István	36
Földessy János	10 52
	53
G	
Gál Péter	45,87
González-Garcia, Die	go 47
Guzmics Tibor	54 40 46
Györkös Dorottya	36
H	
Harangi Szabolcs	7, 21, 45, 47, 53, 64,
Harsányi Ildikó	50
Haszpra László	43
Heincz Adrián	21
Hencz Mátyás	42,48, 69
Horváth Ferenc	60
I	
Ionescu, Artur	53
1	
J Jankovics Mária Éva	21
Jordán Győző	78
Józsa Sándor	49,56, 60, 77, 87, 90

К	
Kapui Zsuzsanna	49
Karátson Dávid	13,48, 69
Kármán Krisztina	43
Kasó Attila ifj.	10
Kasztovszky Zsolt	50
Kereskényi Erika	50
Kereszturi Akos	49
Kesjar Dora Király Ceille	42,48, 56, 57, 69
Király Csilla Király Edit	49,31 51.96.90
Kiri Luca	21 52
Kis Boglárka-Mercédesz	53 64 80
Kiss Balázs	21.52
Kiss Klaudia	43
Kocsis Tamás	78
Kovács István János 42,4	8, 54, 56, 57, 58, 69
Kovács János	42
Kovács Zoltán	55,56, 59, 79
Kovacs, Marinel	56
Kovago Akos	56,69
Kover Szlivia	45,55
Kristály Ferenc	30
L	
Lange Thomas Pieter	54,57, 58, 69
Leél-Őssy Szabolcs	43
Liptai Nóra	54,57, 58
Lovász Anikó	59
Lukács Réka 21,45, 47,	64, 74, 81, 82, 87
N/I	
M M. Tóth Tiyadar	50.75
<b>M</b> M. Tóth Tivadar Magyar Norbert	50,75 51
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera	50,75 51 51
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd	50,75 51 51 21,74
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina	50,75 51 51 21,74 60,9
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra	50,75 51 51 21,74 60,9 38
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba	50,75 51 51 21,74 60,9 38 54
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc	50,75 51 51 21,74 60,9 38 54 38
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38 38,39, 64
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38 38,39, 64 43
M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38 38,39, 64 43 37 26
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38 38,39, 64 43 37 36
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Németh Bianca Németh Károly	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert Novák Attila	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Ferenc Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória Németh Bianca Németh Bianca Németh Norbert Novák Attila	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Ferenc Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Németh Bianca Németh Bianca Németh Norbert Novák Attila	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert Novák Attila O Obbágy Gabriella	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54 39
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Mémeth Bianca Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert Novák Attila O Obbágy Gabriella	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54 39
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória Németh Bianca Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert Novák Attila O Obbágy Gabriella	50,75 51 51 21,74 60,9 38 54 38,39,64 43 37 36 64,65 76 37 54 39
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert Novák Attila O Obbágy Gabriella Ó Óvári Mihály	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54 39
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Németh Bianca Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert Novák Attila O Obbágy Gabriella Ó Óvári Mihály P	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54 39
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória N Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert Novák Attila O Obbágy Gabriella Ó Óvári Mihály P Palcsu László	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54 39 39 43
M M. Tóth Tivadar Magyar Norbert Maigut Vera Mészáros Előd Miklós Dóra Georgina Mogessie Aberra Molnár Csaba Molnár Ferenc Molnár Kata Molnár Mihály Móricz Ferenc Mozgai Viktória Németh Bianca Németh Bianca Németh Károly Németh Norbert Novák Attila O Obbágy Gabriella Ó Óvári Mihály P Palcsu László Pál-Molnár Elemér	50,75 51 21,74 60,9 38 54 38,39, 64 43 37 36 64,65 76 37 54 39 39 43 39

Patkó Levente Pecsmány Péter Péterdi Bálint Petrelli, Maurizio Petrik Attila Priskin Anna	57 45 70 47 45 70
<b>R</b> Raucsik Béla	74
<b>S</b> Šajn, Robert Schubert Félix Seghedi, Ioan Soós Ildikó Spránitz Tamás Starnini, Elisabetta Steinbach Gábor Stieber József Surányi Gergely Süle Bálint	78 75 47,82 76 77 60 75 43 43 54
Sz Szabó Ábel Szabó Csaba Szabó Máté Szabó Péter Szakmány György Szalay Roland Szanyi Gyöngyvér Szemerédi Máté Szepesi János Szilágyi Veronika Szűcs Eszter	90 54,57, 58, 65, 77 36 78 50,60, 79 80 54 21,74, 81, 82 81 50 54 50
T Takács Ágnes Timkó Máté Tóth Ágoston Tóth Mária Tóth Szabolcs Török Kálmán U Udvardy Dániel	41 54 64 36 10 51,65, 86, 89 87
<b>V</b> Varga Andrea Vígh Csaba	74,75, 81, 82, 88 82,89
W Walter Heléna Wasser Paula Wéber Zoltán Wesztergom Viktor Wörner, Gerhard Z Zajacz Zoltán	52 90 54 54,58 89 65

## TÁMOGATÓK



Laborexport Kft.



Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat



Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtani-Geokémiai Szakosztály



Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya, Geokémiai, Ásványtani és Kőzettani Tudományos Bizottság, Kőzettani Albizottság



MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport



SZTE-ÁGKT "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport

