

**A Persányi vulkáni terület kvarter alkáli
bazaltjaiban lévő olivin fenokristályok
hélium- és neonizotóp-összetétele**

Következtetések a forrásközet jellegére

OTDK DOLGOZAT



**ELTE HUN
REN**



Készítette: Oelberg-Pánczél Emese

Témavezetők: dr. Harangi Szabolcs
és dr. Lukács Réka

Konzulens: dr. Molnár Kata

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet
Kőzettan-Geokémiai Tanszék
HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport
Budapest, 2024

Tartalomjegyzék

1. Absztrakt	3
2. Bevezető	4
3. Geológiai háttér	6
4. Mintagyűjtés, mintaelőkészítés és analitikai módszerek	9
4.1. Mintagyűjtés	9
4.2. Mintaelőkészítés	11
4.3. Analitikai módszerek	13
5. Eredmények	14
5.1. Petrográfiai vizsgálatok	14
5.2. Olivin főelem geokémiai mérések	17
5.3. Nemesgáz izotóparány mérések	17
6. Az eredmények értelmezése	18
6.1. A nemesgáz izotóparány mérésekhez használt olivin kristályok eredete	18
6.2. A mért nemesgáz izotóparányok összehasonlítása a PVT ultramafikus xenolit adataival	23
6.3. A földköpeny eredetű nemesgáz izotóparány módosulásának lehetőségei	26
a) Felszíni hatások	27
b) Kéreg eredetű kontamináció a magma felemelkedése közben	27
c) Földköpeny forrás kontamináció	30
d) Földköpeny forrásrégió litológiai heterogenitása	32
7. Összegzés	33
8. Köszönetnyilvánítás	35
9. Felhasznált irodalom	36
10. Mellékletek	42

1. Absztrakt

A hélium izotóparányok ($^3\text{He}/^4\text{He}$) érzékenyen jelzik a bazaltos magmák földköpeny forrásterületének jellegét, illetve esetleges földkéreg és atmoszféra eredetű kontaminációját. Az általam vizsgált kőzetek az erdélyi, kvarter korú Persányi vulkáni területéről (PVT) származnak, melynek közelében húzódik a geodinamikailag jelenleg is aktív Vráncsa-zóna, ahol mély rengésfészkek, rendszeres földrengések nagy sűrűségű litoszférolemez közel függőleges irányú lesüllyedését jelzik a felső köpenyben. A persányi alkáli bazalt magmák az asztenoszféra anyag feláramlása és annak nyomáscsökkenéses részleges olvadása során keletkeztek. Az olivin fenokristályok nemesgáz izotóp összetétele ennek a földköpeny anyagnak a jellegét képviseli. TDK munkámban a térségben először határoztam meg bazaltok olivin kristályainak nemesgáz izotóp összetételét. A PVT három, különböző korú bazalt előfordulásából (Rákos, Berek, Gruiu) vettem ehhez a kőzetmintákat. Egy szigorú mintaelőkészítési eljárást követően az elemzéseket a debreceni ATOMKI IKER laboratóriumában végeztem. A szöveti megfigyeléseim és a mikroszkopos elemzések alapján kapott kémiai összetétel adatok alapján, a vizsgált olivin kristályok túlnyomó többsége egy közel primitív összetételű bazaltos magmából vált ki. Mivel a magma feláramlása gyors volt, így ezek az olivin kristály szeparátumok az eredeti nemesgáz izotóp összetételt mutathatják.

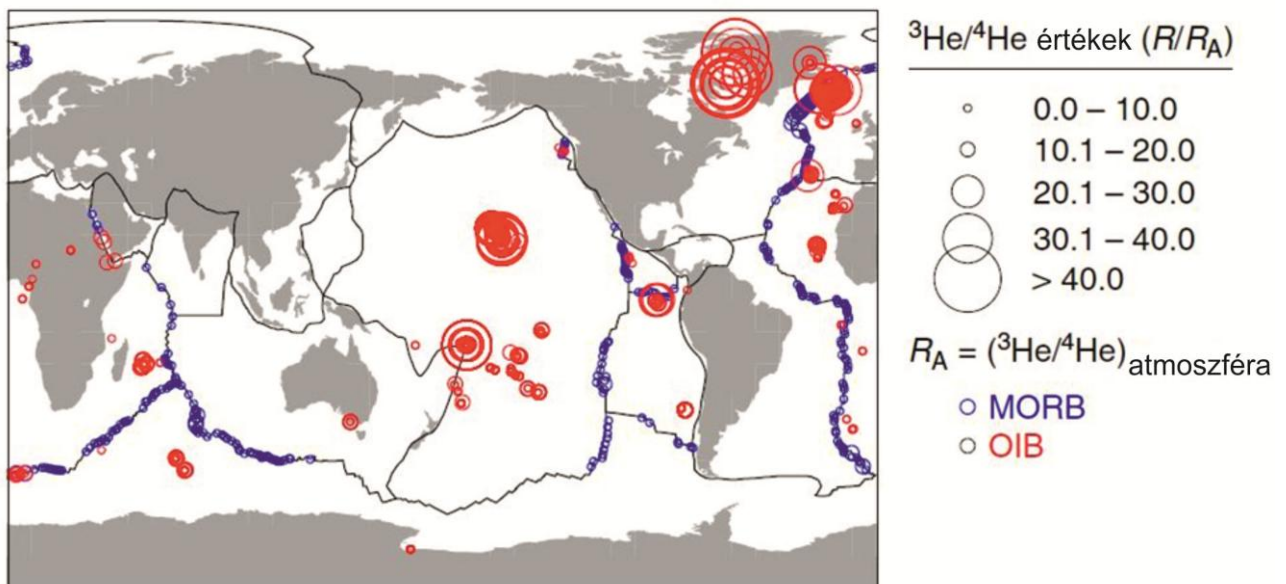
A nemesgáz izotópok (^3He , ^4He , ^{20}Ne , ^{22}Ne) detektálható mennyiségben voltak jelen az olivin szeparátumok fluidzárvényaiban és 0,5-2,7 közötti R/Ra értékeket, azaz a levegő izotóparányához viszonyított $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányokat mutattak. A Rákos és a Gruiu minták esetében mért nemesgáz izotóparányok a földköpeny forrásrégió eredeti izotóparányát őrizhetik, és az asztenoszféra forrásrégió szubdukciós fluidumokhoz köthető metasomatózisára, és/vagy litológiai heterogenitására utalnak. A bereki bazalt olivinjének eredeti izotóparánya azonban enyhén felülbélyegződhetett.

A meghatározott R/Ra értékek kisebbek, mint a bazaltok által felhozott peridotit zárványok piroxén kristályai által mutatott értékek, amelyek a litoszféra földköpenyt képviselik. Az eltérés oka az asztenoszféra földköpeny eltérő geokémiai jellegével magyarázható. A kutatás során született előzetes eredmények a legelső hélium és neon izotóparány adatok a Kárpát-Pannon térség bazaltos magmáiból származó fenokristályokra vonatkozóan, és perspektívát adnak további, részletes kutatásra.

2. Bevezető

A nemesgáz izotóparányokkal, különösen a $^3\text{He}/^4\text{He}$ és a $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ arányok alapján jól nyomozható a bazaltos magmák földköpeny forrásrégiójának, azaz az olvadékot létrehozó földköpeny régió összetételének jellege. A He és Ne izotópos összetételek ugyanis jellegzetesek és jól elkülöníthetők a földköpenyben (Graham et al., 1992; Graham, 2002), a földkéregben (Sano és Marty, 1995) és az atmoszférában (Sano és Wakita, 1985). Éppen ezért a $^3\text{He}/^4\text{He}$ és a $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ értékek változásai érzékenyen jelzik ezeknek a szélsőtagoknak a keveredését.

A földköpenyben keletkező bazaltos magmák nemesgáz izotóp összetétele a megolvadó kőzetekre jellemző értéket veszi át, és ezt tükrözik az elsőként kiváló ásványfázisok is. A nemesgázok a likvidusz fázist képviselő olivin és piroxén kristályok fluidzárványaiban (fluid- és olvadékszárványaiban) csapdázódnak. E korai kiválású ásványfázisok elsődleges fluidzárványaiban tehát megőrződhet a forrásrégióra jellemző nemesgáz izotópos összetétel. Bizonyos folyamatok azonban módosíthatják az eredeti izotóparányokat a földköpenyben és a földkéregben, a magma felszín felé emelkedése közben, valamint a kitörés alatt és után a felszínen is (pl.: Shaw et al., 2006; Yamamoto et al., 2009; Barry et al., 2015).



1. ábra: Óceáni hátság (MORB) és óceáni sziget (OIB) bazaltok jellemző hélium izotóparánya Williams et al. (2015) összesítése alapján

A földköpeny nemesgáz izotópos összetételét recens óceáni hátság területeken közvetlenül a bazaltok kőzetüvegéből vizsgálták, amely segítségével a MORB-okra jellemző kimerült földköpeny régió összetételét lehet jellemezni (Williams et al., 2015). Ez a $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparány jellemzően 8 körüli (Graham, 2002), függetlenül attól, hogy melyik óceáni hátságról van szó. Ugyanakkor az óceáni szigetek bazaltjai sok esetben ennél jóval nagyobb hélium izotóparányt mutatnak, ami azzal magyarázható, hogy a magmák forrásanyaga a földköpeny mélyebb, primitívebb részéből származik (1. ábra; Williams et al., 2015). Emellett vizsgálták a bazaltok által felszínre hozott litoszféra-köpeny kőzetzárványok (xenolitok) olivin és piroxén kristályaiba bezáródott fluidzárványok nemesgáz izotópos összetételét (pl. Gautheron and Moreira, 2002; Czuppon et al. 2010; Day et al. 2015), ami a földköpeny legfelső részéről adhat információt. Továbbá néhány bazaltos vulkáni területen (pl.: Szunda-szigetív, Indonézia: Hilton et al., 1992; Római Komagmás Provincia: Martelli et al., 2004; Közép-Amerika: Shaw et al., 2006; Jeju sziget, Dél-Korea: Kim et al., 2021) használták már a bazaltokban lévő olivin (és piroxén) fenokristályokba bezáródott fluidzárványok nemesgáz izotóparányait is, hogy feltárják a bazaltos magma forrásrégiójának jellegét. A Kárpát-Pannon térségben azonban egyelőre csak szórvány nemesgáz izotóparány elemzések állnak rendelkezésre, persányi és Balaton-felvidéki (szentbékállai) bazaltos magmák ultramafikus kőzetzárványainak olivin és piroxén kristályaiból (Buikin et al., 2005; Tieloff és Altherr, 2007; Kis et al., 2019; Faccini et al., 2020). Ezek a xenolitok a litoszférikus földköpenyt képviselik, így az ásványaikba zárt fluidzárványokból mért izotóparányok ezt a régiót reprezentálják (Buikin et al., 2005; Tieloff és Altherr, 2007; Faccini et al., 2020). Ezzel szemben a térség bazaltos magmáinak forrása az asztenoszféra köpeny (Embey-Isztin et al., 1993; Downes et al., 1995; Harangi et al., 2013; 2015), és erről a forrásterületről még nem született szakirodalmi adat, tehát a dolgozatomban közölt első eredmények a térségünkre nézve úttörő jellegűek, és általuk jobban megismerhetjük az asztenoszférát ért lokális hatásokat.

A kutatás, újszerűsége miatt, módszertani kihívásokat is állított elé, ugyanis a bazaltból származó apró, kb. 150-250 μm -es ásványszemcsék kinyerése, dúsítása, és a nemesgáz izotópos mérésekhez szükséges, minimum kb. 0,25 g, de lehetőleg inkább nagyobb mennyiségű tiszta olivin szeparátum elkülönítése több lépcsős, hosszú mintaelőkészítési folyamatot igényelt.

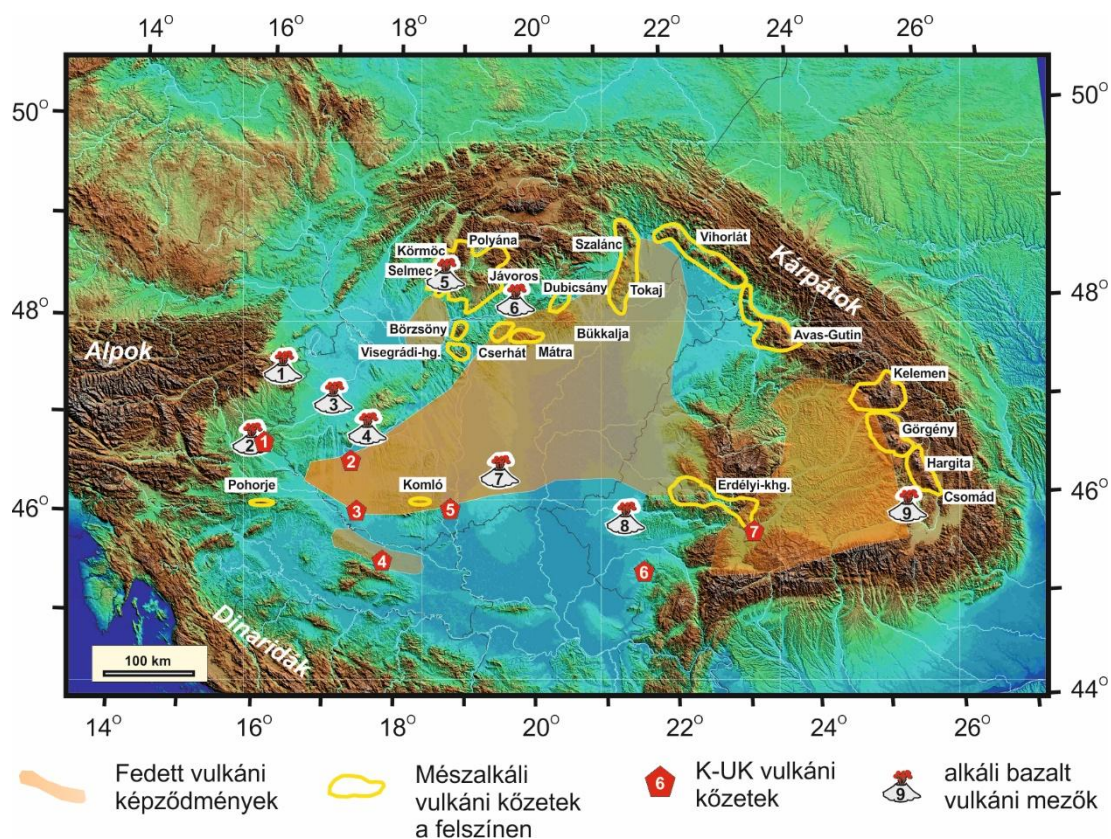
A tudományos munkám egyik célja ezért egy olyan mintaelőkészítési módszer kidolgozása is volt, amelynek segítségével lehetséges a mintákból nemesgáz-tömegspektrométeres mérésekkel értékelhető tudományos adatokat produkálni. A minták

alkalmasságát mikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos, viaszszórt elektronképes megfigyelésekkel, illetve az olivin kristályok főelem összetételének mérésével, és a kapott eredmények szakirodalmi adatokkal való összevetésével teszteltem.

A kutatás másik célja a nemesgáz-tömegspektrométerrel kapott izotóparányok értelmezése, és ezáltal következtetések levonása a persányi alkáli bazaltok asztenoszféra földköpeny forrásrégiójának jellegére vonatkozóan.

3. Geológiai háttér

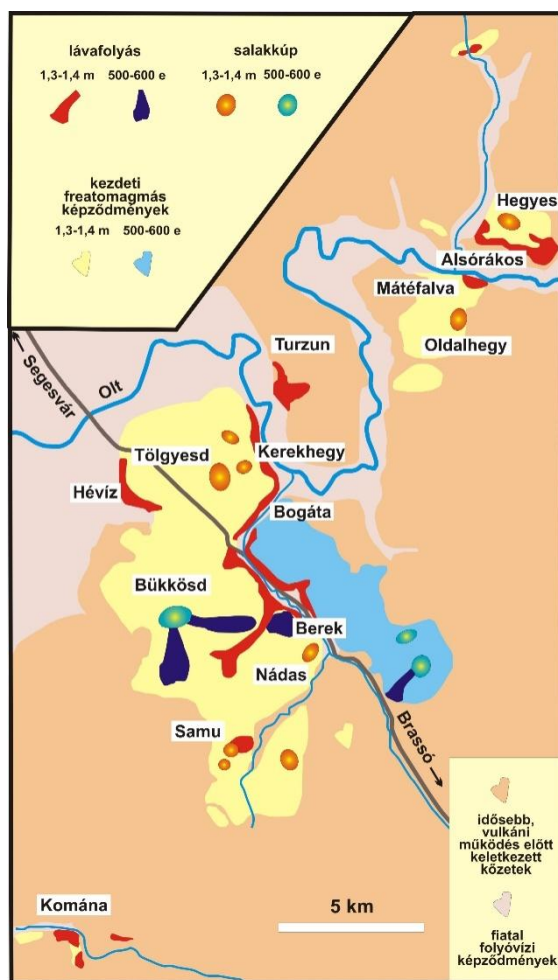
A Kárpát-Pannon térségben az elmúlt 20 millió év során változatos vulkáni tevékenység zajlott, amely a kitöréstermékek kőzettani és geokémiai sajátosságai, valamint a kitörések kora alapján négy csoportra osztható: miocén Si-gazdag vulkanizmus, miocén-pliocén káli-ultrakáli vulkanizmus, miocén-kvarter mészkáli vulkanizmus és késő miocén-kvarter alkáli bazaltos vulkanizmus (pl.: Szabó et al., 1992; Harangi 2001; Seghedi et al., 2004; Harangi és Lenkey, 2007; Seghedi és Downes, 2011; Harangi és Lukács, 2019). Utóbbi monogenetikus vulkáni mezőket, illetve elszórt kitörésközpontokat formált a Pannon-medence riftesedésének végétől (11 Ma) mintegy százezer évvel ezelőttig (pl.: Embey-Isztin et al., 1993; Downes et al., 1995; Martin és Németh, 2004; Harangi és Lenkey, 2007; Harangi et al., 2015). Az alkáli bazaltos magmák képződéséről több elmélet született, mint például (1) köpenycsovához (plume) kötődés (Embey-Isztin és Dobosi, 1995; Embey-Isztin et al., 2001; Wilson és Patterson, 2001; Seghedi et al., 2004; Trieloff és Altherr, 2007; Neubauer és Cao, 2021); (2) litoszféra vastagsághatárhoz kötődő konvekció, vagyis meredek litoszféra-asztenoszféra határ mentén történő asztenoszféra földköpeny feláramlás és nyomáscsökkenéses olvadás (Harangi és Lenkey, 2007; Harangi et al., 2015); (3) olvadék kipréselődés az asztenoszféra földköpeny anyag kompressziós feszültségtér következtében történő függőleges foliációja miatt (Kovács et al., 2020; Koptev et al., 2021). A bazaltos vulkanizmus különböző vulkáni mezőket alakított ki: Stájer, Burgenland, Kisalföld (Kemenesalja), Bakony–Balaton, Nógrád–Gömör, Persány, valamint mélyfúrások a Duna-Tisza köze területen is tártak fel bazalt vulkáni képződményeket (2. ábra; Harangi et al., 2015). Ezek közül a Persányi vulkáni mező a legfiatalabb, ahol 1,2 és 0,6 millió év között zajlott a vulkáni működés (Seghedi és Szakács, 1994; Panaiotu et al., 2013; Seghedi et al., 2016).



2. ábra – A Kárpát-Pannon térség miocén-kvarter vulkáni kőzetei (Harangi és Lukács, 2019). Bazalt vulkáni mezők: 1. Burgenland; 2. Stájer-medence; 3. Kisalföld (Kemenesalja); 4. Bakony-Balaton-felvidék; 5. Selmec; 6. Nógrád-Gömör; 7. Kecel és környéke; 8. Lukácskő; 9. Persány. A dolgozatban a Persányi vulkáni terület (9) kőzeteit vizsgáltam.

A Persányi vulkáni terület (PVT; Seghedi és Szakács, 1994; Downes et al., 1995; Harangi et al., 2013; Panaiotu et al., 2013; Seghedi et al., 2016; Ducea et al., 2020) a Kárpát-Pannon térség délkeleti részén, a Persányi-hegység és az Erdélyi-medence határán, a Brassói-medencétől északnyugatra helyezkedik el. Közelében húzódik a geodinamikailag jelenleg is aktív Vráncsa-zóna, ahol mély rengésfészkek, rendszeres földrengések (Vacareanu és Ionescu, 2006; Wenzel et al., 1998; 1999; Maţenco et al., 2007; 2010; Fillerup et al., 2010; Ismail-Zadeh et al., 2012; Ferrand és Manea, 2021) hideg, nagy sűrűségű litoszférolemez közel vertikális irányú lesüllyedését jelzik a felső köpenybe, melynek értelmében a PVT alatti földköpeny köpenyökként értelmezhető (Sperner et al., 2001). A persányi alkáli bazaltos vulkáni tevékenység létrejöttéhez az asztenoszféra földköpeny 60-80 km mélységbe történő felemelkedése vezethetett (Harangi et al., 2013). Harangi et al. (2013) szerint a fiatalabb és az idősebb kitörések forrásmagmája enyhén különböző, ugyanis a fiatalabb alkáli bazaltos magmák mélyebb és enyhén eltérő összetételű asztenoszféra köpeny kisebb mértékű parciális

olvadásával keletkeztek, az idősebbekhez képest. A magmaképződés először kevert piroxenit-peridotit földköpeny anyag kismértékű olvadásával indult, majd egyre inkább peridotit eredetű magmák törtek a felszínre (Ducea et al., 2020). A magmaképződésben közrejátszhatott a földköpenybe alábukó litoszféra lemez fokozatos hátragördülése (Ducea et al., 2020), és ehhez kapcsolódóan az asztenoszféra földköpeny anyagának felemelkedése (Seghedi et al., 2011). A bazaltos magma gyorsan (4-5 nap alatt) hatolhatott át a kontinentális földkérgen, és okozott vulkáni működést (Harangi et al., 2013).



3. ábra – A Persányi vulkáni terület (Seghedi és Szakács, 1994; Harangi, 2015; Seghedi et al., 2016 alapján)

Az alkáli bazalt magmák jelentős mennyiségű földköpeny-eredetű ultramafikus kőzetzárványt, azaz xenolitot hoztak a felszínre (Vaselli et al., 1995; Falus et al., 2008; 2011; Faccini et al., 2020). Ezek változó mértékben deformált peridotitok és gránáttartalmú piroxenitok. Ezek a kőzetdarabok a litoszferikus földköpenyt képviselik, ami változó

mértékben metaszmomatizálódott, elsősorban kis térfogatú olvadékok átalakító hatása miatt (Vaselli et al., 1995, Faccini et al., 2020).

A PVT északkelet-délnyugati csapású normálvetőkkel tagolt (Gîrbacea et al, 1998), a kitörési központok szerkezetileg kontrolláltan helyezkednek el (3. ábra; Seghedi és Szakács, 1994; Seghedi et al., 2016). A vulkáni kőzetek fekszenek miocén riolittufa és mezozoós üledékes kőzetek. Az alkáli bazaltos magmák változatos jellegű kitörésekkel, freatomagmás és magmás robbanásos, illetve lávaöntő működéssel jöttek felszínre (Seghedi és Szakács, 1994; Seghedi et al., 2016). A kitöréstermékek több mint 176 km² területet borítanak és 21 monogenetikus vulkáni központ különíthető el (Seghedi et al., 2016). ⁴⁰Ar/³⁹Ar korok alapján a vulkáni tevékenység öt kitörési fázisra bontható: 1220, 1142, 1060, 800 és 683 ezer évvel ezelőtt (Seghedi et al., 2016). Ezen kívül valószínűsíthető egy valamikor 1060-800 ka között zajló kitörési fázis is, azonban erre még nincsenek pontos radiometrikus koradatok, csupán vulkanológiai megfigyelések alapján különíthető el (Seghedi et al., 2016). Általában a kezdeti freatomagmás kitöréseket Stromboli vagy Hawaii típusú kitörések követték, amelyek salakkúpokat építettek, majd legtöbb esetben lávaöntő tevékenység zárta a vulkáni működést, amely átformálta a vulkáni felépítményt (Seghedi és Szakács, 1994, Seghedi et al., 2016).

A vizsgált minták Alsórákos (Racos) környékéről, a Gruiu salakkúpról, illetve Berek-Bogáta (Barc-Bogata) környékéről származnak (3. ábra). Alsórákos (Racos) környékén a legidősebb (1221 +/- 11 ka) kitörési fázishoz tartozó lávakőzet, piroklasztitok, illetve a Hegyes (Heghes) salakkúp található. A Gruiu salakkúp feltehetően 1060-800 ka között képződött, a Berek (Barc) környéki idősebb lávakőzetekkel és piroklasztitokkal körülbelül egy időben. Ennél fiatalabb (799 +/- 21 ka) a szintén Berek (Barc) környéki, 636 m maximális tengerszint feletti magasságú vulkán, ahol a freatomagmás, a Stromboli típusú és a lávaöntő kitörések termékei is megtalálhatóak (Seghedi et al., 2016).

4. Mintagyűjtés, mintaelőkészítés és analitikai módszerek

4.1. Mintagyűjtés

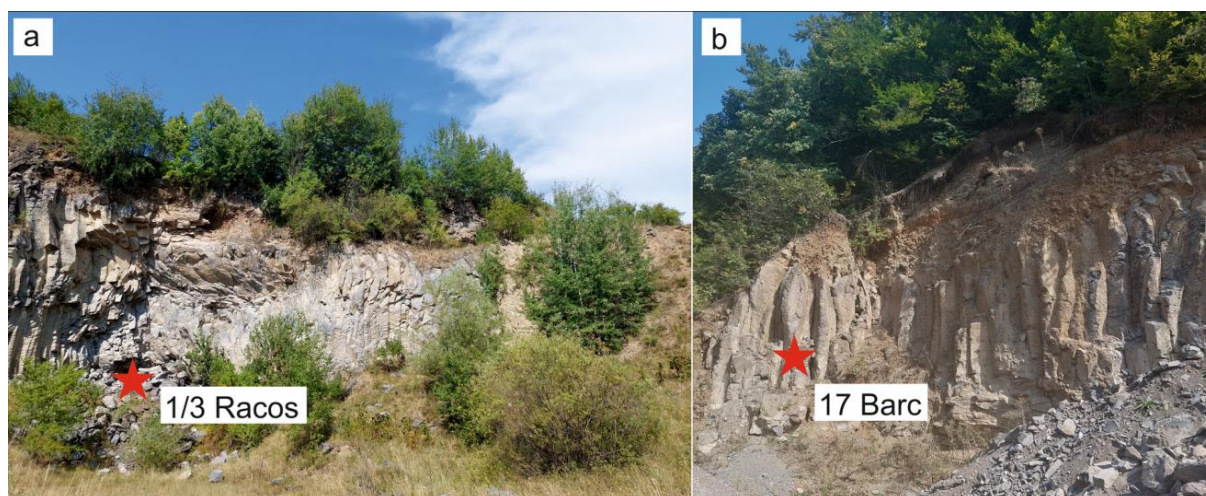
Három kőzetmintát vizsgáltam, melyek a PVT három különböző kitörési epizódját reprezentálják. Mivel a mérések az alkáli bazaltot célozzák, ezért mindenképpen olyan kőzetmintákat kerestem, melyek köpenyből származó zárványoktól (későbbiekben xenolit) mentesek, vagy legalábbis xenolitokban szegények. Két mintát (1/3 *Racos*, 17 *Barc*) 2023.

augusztus 23-án, az HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport terepi mintavételezése során gyűjtöttünk. A terepmunka résztvevői Harangi Szabolcs, Haranginé Lukács Réka, Cserép Barbara, Hajdu Kriszta, Soós Ildikó, és Oelberg-Pánczél Emese voltak, valamint terepi vezetőként csatlakozott hozzánk Ioan Seghedi, a Román Akadémia (Institute of Geodynamics “Sabba S. Stefanescu”, Romanian Academy) kutatója. A harmadik kőzetmintát (*Gru 2*) a kutatócsoport tagjai (Harangi Szabolcs, Sági Tamás és Jankovics Éva) gyűjtötték, 2010-es terepi munka során. A frissen gyűjtött mintákat Seghedi et al. (2016) földtani térképén látható számozás alapján neveztem el, a *Gru 2* esetében pedig megtartottam a Harangi et al. 2013-as publikációban használt mintanevet, a korábbi adatokkal való könnyebb összeegyeztethetőség érdekében.

Az *1/3 Racos* mintát a 1221 (+/- 11) ezer éves (Seghedi et al. 2016) rákosi (Racos) bazaltból gyűjtöttük, a Racos kőfejtő nyugati falánál (é. sz. 46° 01.606', k. h. 25° 25.340'), ahol az oszlopos bazalt (szill/lávaár) függőlegesen érintkezik a maar vulkáni kitöréstermékkel. A mintát közvetlenül a fal előtti, üde törmelékből gyűjtöttük (4/a ábra), ami a helyi anyagot reprezentálja.

A *17 Barc* mintát a 799 (+/- 21) ezer éves (Seghedi et al. 2016) Bogáta (Barc) környéki, kisebb kőfejtőből (é. sz. 45° 57.801', k. h. 25° 21.117'), a bányafal viszonylag üde, oszlopos bazaltjából gyűjtöttük (4/b ábra).

A Gruiu salakkúp lejtőjéről Harangi Szabolcs, Sági Tamás és Jankovics Éva salakos blokkokból és bombákból gyűjtöttek kőzetmintákat (Harangi et al. 2013). A Gruiu-ról származó minták közül azért választottam a *Gru 2*-t, mert xenolit-mentes, viszonylag üde, és ebből állt rendelkezésre a legnagyobb kőzetdarab Sági Tamás gyűjteményéből.



4. ábra: Az *1/3 Racos* (a) és a *17 Barc* (b) minták mintavételi helye (piros csillagokkal jelölve)

4.2. Mintaelőkészítés

A hélium izotópos mérésekhez olyan olivin szemcsék kiszeparálására volt szükség, melyek tartalmaznak fluidzárványokat, az alkáli bazalt fenokristályai, tehát nem xenolitokból származnak, és lehetőleg nem is xenokristályok, valamint nagy mennyiségben vannak jelen a kőzetekben egy adott, minél durvább szemcseméret-tartományban.

Ennek érdekében elsőként tájékozódó jellegű petrográfiai vizsgálatokat végeztem. A makroszkópos megfigyeléseket mikroszkópos vizsgálatok követték. A kőzetminták petrográfiai jellemzésénél Zellmer (2021) nevezéktanát használtam. A 17 *Barc* mintából vékonycsiszolatot készítettem az ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék laboratóriumában, mert innen korábbi publikációkhoz még nem gyűjtöttek mintát, és nem készült vékonycsiszolat az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoportban. Az 1/3 *Racos* minta mikroszkópos petrográfiai vizsgálatához a korábban hasonló helyről, ugyanúgy a *Racos*-i bányafal oszlopos bazaltjából gyűjtött mintából készült *Rac 15* csiszolatot (Harangi et al., 2013) használtam fel, melyet Sági Tamás készített, és adott nekem kölcsön. Szintén egy általa készített vékonycsiszolatot vizsgáltam a *Gru 2* mintából is. A vékonycsiszolatokat az ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék mikroszkóp laboratóriumában, Nikon kamerafeltétes polarizációs mikroszkóppal vizsgáltam és fotóztam.

Petrográfiai megfigyeléseim alapján a hélium izotópos mérésekhez szeparálható optimális olivin szemcsék a 125-250 μm -es mérettartományba estek. A szeparálás hosszú, több lépcsőből álló munkafolyamat volt, melyet az ELTE-TTK Közettan-Geokémia Tanszék laboratóriumaiban végeztem. Először kalapáccsal összetörtem a begyűjtött kőzetdarabokat néhány cm^3 -es darabkákra. A 17 *Barc* esetében kiválogattam azokat a darabokat, amelyekben láthatóak voltak xenolitok, és csak a látszólag xenolit-mentesekkel dolgoztam tovább, valamint minden minta esetében kiszórtam a nagyobb felületen mállott darabokat. Ezután pofás törővel porrá őröltem a kőzetdarabokat. Száraz, majd nedves szitálással szétválasztottam a port szemcseméret szerint $>500\ \mu\text{m}$, $250\text{-}500\ \mu\text{m}$, $125\text{-}250\ \mu\text{m}$, $63\text{-}125\ \mu\text{m}$ és $<63\ \mu\text{m}$ szemcseméretű frakciókra. A nedves szitálás során az esetlegesen bent maradt mállott részekből származó finom, agyagos frakciót alaposan kiöblítettem a durvább szemcsék közül.

Ezután a nagy sűrűségű, nehézásvány frakciót mintánként kb. 150-200 ml, 2,92-2,96 g/cm^3 sűrűségű Na-poliwolframáttal ($\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) választottam le, az 1/3 *Racos* minta esetén két körben. Mivel a munkafolyamat során azt vettem észre, hogy relatíve kevés olivint tudok leválasztani egyszerre, ezért a 17 *Barc* mintát már a leválasztás előtt kézi

neodímium mágnessel kimágneseztem, hogy megszabadítsam az oxid ásványok nagy részétől, és így arányaiban több olivin szemcsét tudjak leválasztani egy adott mennyiségű porból.

A kiszáradt, nagy sűrűségű frakcióból (oxidok, olivin, klinopiroxén, nehézásvány-gazdag mikrokristályos alapanyag darabok) mágneses szeparátorral igyekeztem különválasztani a közepesen mágneses (olivin, klinopiroxén) szemcséket. Először az erősen mágneses szemcséket (oxidok) különítettem el 0,3 A áramerősséggel, majd 0,6 A áramerősséggel a közepesen és gyengén/nem mágneses frakciókat lehetett szétválasztani. Ez a módszer sajnos csak az *1/3 Racos* minta esetén működött, mert a *Gru 2* és a *17 Barc* mintában szinte minden szemcse túl erősen mágneses volt, valószínűleg a közet átalakultsága, vagy az olivin szemcsék peremén maradt, apró oxid ásványokat tartalmazó alapanyag miatt, és ezért a szemcsék feltapadtak a szeparátor mágnesére. A *Gru 2* mintából tehát a nehézásvány-leválasztás után kézi neodímium mágnessel igyekeztem kimágnesezni az erősen mágneses szemcséket, és tovább dúsítani az olivint. Ezen kívül az *1/3 Racos* mintánál a gravitációs módszer is eredményesnek bizonyult, ugyanis az olivin mellett sok apró alapanyag darab is jelen volt, és ezek kissé nagyobb méretűek voltak, mint az olivin szemcsék, és gyorsabban gurultak le a ferdén tartott papírlapról.

Végül a fent felsorolt módszerekkel dúsított olivin szemcsék közül a bent maradt egyéb, főként klinopiroxén ásványszemcséket és alapanyag darabokat sztereomikroszkóp alatt, fémcsipesszel válogattam ki. A végső szeparátum >95% olivin szemcsét tartalmazott. Ezek közül is igyekeztem kiszórni, főként a *17 Barc* minta esetében a nagyobb ásványszemcsék szilánkjait, melyek esetleg a peridotit xenolitokból származó durvább szemcsés olivin darabjai lehetnek. Az *1/3 Racos* mintából kb. 0,35 g, a *17 Barc* mintából kb. 0,55 g, a *Gru 2* mintából pedig kb. 1 g olivint sikerült szeparálnom.

A végső olivin szeparátumokból kb. 10-10 szemcsét kiválogattam és műgyantába ágyazott szemcsepreparátumot („pogácsát”) készítettem SEM-BSE fotózás és SEM-EDS mérés céljából. A válogatás során igyekeztem reprezentálni minden szemcse típust, ami kontaminálhatta a szeparátumot (pl.: klinopiroxén, alapanyag darab, illetve olivin szilánkok, melyek feltehetően durvább kristályos xenolitból származhatnak, vagy nagyobb xenokristályok darabjai lehetnek). Mivel ezeket a szemcséket mindenképp szerettem volna beazonosítani, és tovább vizsgálni, ezért a „pogácsában” aránylag felül vannak reprezentálva az átlagos megjelenésű olivin fenokristályokhoz képest, amelyek a teljes szeparátumok fő tömegét (>95%) adták.

4.3. Analitikai módszerek

A műgyantába ágyazott szemcséről a BME VIK ETT EFI-labs laboratóriumban pásztázó elektronmikroszkópos visszaszórt elektron képeket (SEM-BSE) készítettem, valamint főelem-geokémiai méréseket is végeztem. Ezekhez egy Hitachi TM4000Plus típusú pásztázó elektronmikroszkópot használtam, amely Oxford Instruments Xplore Compact 30 energiadisperzív spektrométerrel (EDS) van felszerelve. A vizsgálat során 15 keV gyorsítófeszültséget és 2,4 nA áramerősséget használtam. Minden elemzés hossza 20 másodperc volt, a műszer az összes kívánt elemet szimultán mérte. A műszer használatát a műszer kezelője, Szabó Ábel (Unicam Magyarország Kft., elektronmikroszkóp szakértő) tanította be és felügyelte. A SEM-BSE felvételek és SEM-EDS mérések célja az olivin szemcséken kívül a szeparátumokba került (<5%) egyéb szemcsék beazonosítása, valamint az olivin szemcsék zárványosságának, zónásságának és főelem-összetételének vizsgálata, és a bazaltból és a peridotit xenolitokból származó olivin kristályok elkülönítése volt.

A nemesgáz izotópos méréseket az Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (IKER) nemesgáz laboratóriumában, a debreceni Atommagkutató Intézetben (ATOMKI) végeztük Molnár Kata tudományos munkatárs, Benkó Zsolt tudományos főmunkatárs és Fekete Gergő laboratóriumi technikus vezetésével. A mérést megelőző napon acetona áztatva ultrahangos tisztítóban kerültek megtisztításra a minták. Precíziós mérlegen ellenőriztük a tömegüket: 1/3 Racos – 0,364 g; 17 Barc – 0,561,5 g; Gru 2 – 0,946 g. Ezután a minták egy-egy mágneses golyóval együtt rozsdamentes acélból készült tárolókban kerültek fel a gázkezelő rendszerre, ahol a levegőt kiszívva vákuumot generáltunk, majd a tárolókra tekert fűtőszálakkal felfűtöttük a mintákat kb. 100 °C-ra, fóliával leszigeteltük, és egy éjszakára állni hagytuk. Másnap a tárolókban elhelyezett mágneses golyókat a tároló falán kívülről mágnessel irányítva, 150-150 ütéssel finom porrá törtük a mintákat. Azért volt szükség a lehető legnagyobb méretű szemcsékre (ebben az esetben ez a 125-250 µm volt), mert a nagyon finomszemcsés mérettartományt a mágnes golyó már nem törné össze teljes mértékben. Az összetöréskor a minták még el voltak zárva a gázkezelő rendszertől és a tömegspektrométerektől. A hélium izotópok mennyisége és aránya HELIX-STF típusú nemesgáz-tömegspektrométerrel, a neon izotópok mennyisége és aránya pedig VG-5400 típusú nemesgáz-tömegspektrométerrel lett mérve. A mintákból származó nemesgázok mennyisége ismert térfogatú levegő kalibrációs gázmérések segítségével lett meghatározva. Elsőként a háttér mérése és gyors kalibráció történt, hogy a rendszer tisztaságát, valamint a tömegspektrométerek napi változékonyságát ellenőrizni tudjuk. Ezt követően először az 1/3

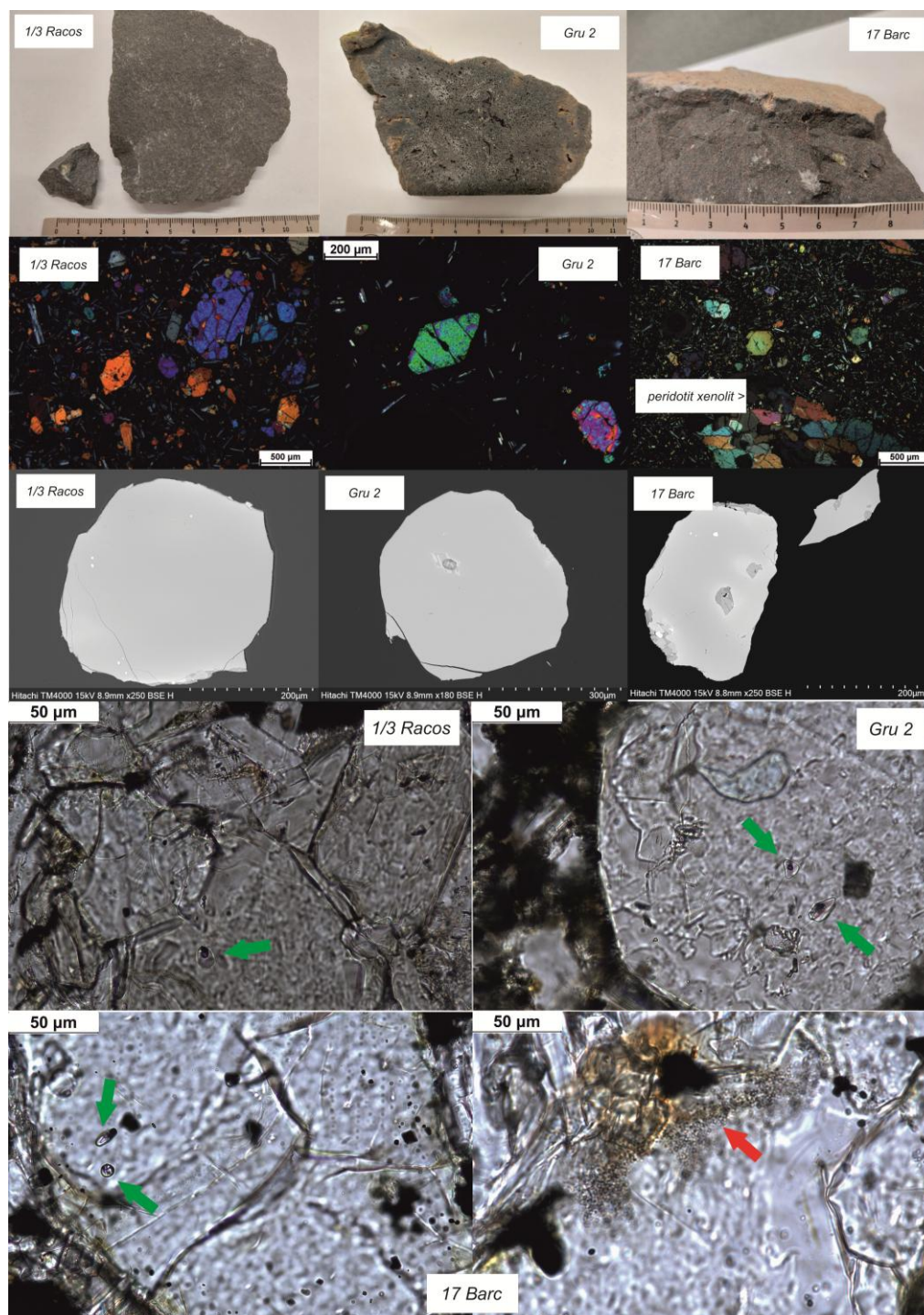
Racos, majd a *17 Barc*, végül pedig a *Gru 2* mintát mértük. A mintából a tisztító rendszerbe engedett gázok elsőként egy 25 K-re hűtött ürescsapdán csapdázódtak (20 percen keresztül), majd a hélium és a neon gázok egy második, 10 K-re hűtött aktív szén csapdán csapdázódtak (15 percen keresztül), majd innen lépésenként lettek kiengedve, a hélium 42 K és a neon 90 K hőmérsékleten. A gázok további tisztításon estek át a tömegspektrométerek beépített getterein. A ^4He izotóp beérkező jelét Faraday-kalitka, a többi izotópét pedig elektronsokszorozó detektálta. A neon izotópokhoz tartozó csúcsok kézzel lettek beállítva, a $^{40}\text{Ar}^{++}$ és a $^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2^{++}$ -vel való lehetséges interferencia elkerülése érdekében. A ^{21}Ne izotóp mennyiségének mérésekor egy korábbi méréshez használt, a rendszerhez adott, ismert mennyiségű, de azóta már részben kiürült ^{21}Ne izotóp mennyiség miatt a valósnál nagyobb koncentráció értéket kaptunk, ezért ez az adat nem használható. A mérési eredményeket (hibákkal együtt) az 5.3. fejezetben közlöm (1. táblázat). A kimutatási határértékek (háttér nemesgáz izotóp koncentrációi) a következők: ^3He izotóp - $5 \cdot 10^{-16}$ ccSTP/g; ^4He izotóp - $5 \cdot 10^{-11}$ ccSTP/g; ^{20}Ne izotóp - $1 \cdot 10^{-11}$ ccSTP/g és ^{22}Ne izotóp - $1 \cdot 10^{-12}$ ccSTP/g.

5. Eredmények

5.1. Petrográfiai vizsgálatok

1/3 *Racos* minta (4, 6. ábrák): makroszkóposan sötétszürke, üde, nagyrészt afanitos, elszórtan csupán néhány, max. 1-2 mm-es, izometrikus olivin fenokristályt tartalmaz. Teljesen tömör, hólyagüreg-mentes. Elvértve néhány, kb. 0,5 cm-es peridotit xenolitot vagy olivin xenokristályt tartalmaz. Mikroszkóposan porfiros intergranuláris, olivin-firos. Az alapanyag teljesen kristályos (mikroholokristályos): ~ 10 -500 μm hosszú, plagi lécek + ~ 10 -100 μm idiomorf/hipidiomorf monoklin piroxén és olivin + ~ 10 -50 μm , négyszögletes/szabálytalan izometrikus opakásvány alkotja. Harangi et al. (2013) szerint az alapanyag kevés nefelint is tartalmaz. Mezo/makrokristályok (kristály nevezéktan Zellmer, 2021 alapján): pár 100 μm – 1-2 mm idiomorf/hipidiomorf olivin és kevés, max. 500 μm -es, néhol kettős ikres, idiomorf/hipidiomorf klinopiroxén. Az olivin fenokristályokban gyakoriak az apró, négyszögletes opakásvány-zárványok (spinellek). Feltehetően primer, közel azonos méretű (max. 5 μm átmérőjű) és megjelenésű fluidzárványok is megtalálhatóak elszórtan a kristályok belsejében, bennük buborékkal. SEM-BSE felvételeken az olivin kristályok enyhén normál zónásak. A kristályok alapvetően homogén összetételűek, de a vékony peremeken világosabb

a BSE kép, ami nagyobb vastartalomra utal. A szeparátumban néhány olivin szemcse szélén maradt hozzátapadt alapanyag, ami főleg plagioklász + klinopiroxén+ Fe-Ti-oxid + nagyon kevés kőzetüveg.



4. ábra: A vizsgált mintákról készült makroszkópos, mikroszkópos és SEM-BSE felvételek, valamint mikroszkópos képek az olivin szemcsékben megfigyelt fluidzárványokról (zöld nyíllal a primer, piros nyíllal a szineruptív folyamatokhoz köthető fluidzárványok jelölve)

Gru 2 minta (4, 6. ábrák): Makroszkóposan sötétszürke, aránylag üde kőzet, helyenként vasoxidos átalakult foltok láthatóak a felszínén, főként egyes hólyagüregek mentén. Max. 1 mm-es, izometrikus olivin fenokristályok láthatóak szabad szemmel (~10-15%). Változatos méretű (<mm-1 cm), hosszúkás, szabálytalan alakú hólyagüregekben gazdag. Mikroszkópos megfigyelések alapján salakos, hólyagüreges, olivin-firos kőzet. Porfíros, pilotaxitos/hialopilites szövet jellemzi. Alapanyag: néhány μm - max. 100 μm -es plagioklász lécek + kevés klinopiroxén lécszög (keresztmetszetben nyolcszög) + izometrikus olivin + kőzetüveg. Mezo/makrokristályok: döntően idiomorf/hipidiomorf, ~200-800 μm -es olivin alkotja. Az olivin helyenként átalakult, peremük iddingsites, oxidált. A rákosi mintához hasonlóan spinell zárványok is gyakoriak az olivinben. Itt is megtalálhatóak a valószínűleg primer, közel azonos méretű (max. 5 μm átmérőjű) és megjelenésű (kör vagy ovális), folyadék és gőz fázisú fluidzárványok, elszórtan a kristályok belsejében, a kristálymaghoz közel. A SEM-BSE felvételek alapján hasonlóak az 1/3 Racos mintában megfigyeltékhez, az olivin kristályok nagyrészt homogének, enyhén normál zónásak, külső vékony peremük világosabb a BSE képeken, azaz vasban gazdagabb. Spinell zárványok kevésbé jellemzőek. Olvadékszárványok gyakoribbak az olivin kristályokban, mint a rákosi bazaltban. A szeparátumban vannak szabálytalan alakú olivin szemcsék, peremükön beöblösödésekkel, melyeket üveg + plagioklász + klinopiroxén + apró Fe-Ti-oxidok töltenek ki.

17 Barc minta (4, 6. ábrák): Makroszkóposan alapanyaga szürke, szabálytalan alakú, halvány vöröses-szürke foltokkal, enyhén kukoricaköves megjelenéssel. Elszórtan <mm – pár mm-es, kerek hólyagüregek láthatóak az alapanyagban. Kevés (néhány %), max. 2 mm-es, izometrikus olivin makrokristály figyelhető meg. Jellemzően fél-1 cm-es, vagy néhol kisebb, pár mm-es peridotit xenolitok (mm-es spinell, cpx, olivin) ritkán előfordulnak. Porfíros intergranuláris, olivin-firos szövetű. Alapanyaga teljesen kristályos (mikroholokristályos): ~10-200 μm hosszú, plagioklász lécek + ~10-100 μm idiomorf/hipidiomorf klinopiroxén és olivin + ~10-50 μm , négyszögletes/szabálytalan izometrikus opakásvány figyelhető meg. Mezo/makrokristályok: pár 100 μm – 1-2 mm idiomorf/hipidiomorf, iddingsites peremű olivin és kevés, max. 500 μm -es, néhol kettős ikres, idiomorf/hipidiomorf klinopiroxén. Kevés, ~ 5% hólyagüreg figyelhető meg mikroszkóposan is. Az ásványszemcsék magjához közel itt is előfordulnak a másik két mintához hasonlóan primernek tekinthető fluidzárványok. Emellett azonban a kristályperemekhez közel, a legkülső zónát követve, ahol iddingsites átalakulás is megfigyelhető, apró fluidzárványokból álló zárványfelhő is jelen van az ásványszemcsékben. SEM-BSE felvételek alapján is egyes szemcsékben erősebb a zónáság, a BSE képeken a perem jelentősen világosabb. Beöblösödések itt is jellemzőek, melyek

kitöltése kőzetüveg + plagioklász + klinopiroxén + Fe-Ti-oxidok. Az olivinekben spinell zárványok előfordulnak. A szeperátumban vannak nagyobb olivin kristály szilánkok, melyek szabálytalan alakúak, nem zónások, a BSE képeken sötétebbek, mint a többi kristály, ami nagyobb Mg-tartalomra utal, tehát vélhetően xenokristályok. A szeperátumba belekerült, a szemcsékre feltapadt alapanyag klinpiroxén és olivin mikrokristályokban gazdag.

5.2. Olivin főelem geokémiai mérések

A szeperátumokból kiválasztott, mintánként kb. 10-10 olivin szemcse SEM-EDS műszerrel mért főelem koncentráció adatait, és az azokból számolt kation számokat, magnézium-számot, illetve forsterit és fayalit szélsőtag mol%-os értékeket a II. Melléklet táblázatában közlöm. A mérés során az olivin kristályok magját, belső, kristálymag és kristályperem közötti területeit, valamint legkülső ($<10\text{ }\mu\text{m}$) kristályperemét is mértem.

A három különböző minta (1/3 *Racos*, *Gru 2*, 17 *Barc*) között az adatok minimum és maximum értéke, tartománya között nem volt szignifikáns különbség, ezért a három minta adatait együtt mutatom be. A mért pontokban a FeO koncentráció 8 és 33 tömeg% között, az MgO koncentráció pedig 26,5 és 50,5 tömeg% között változik. Az általam számolt magnézium-szám 0,6-0,92 közötti. A CaO koncentráció maximális értéke 0,71 tömeg%, minimális pedig a műszer kimutatási határa alatti. A legkisebb mérhető érték 0,04 tömeg% volt. Az MnO koncentráció értékek pedig 0,07-0,85 tömeg% között változnak. A felsorolt főelemek esetében a megemlített minimum és maximum érték között közel folytonos az adatsor. Ettől eltér a NiO koncentráció, amelyet 0,35-0,65 tömeg% között detektáltam, csupán néhány mérési pont esetében. A többi mért pontban a műszer kimutatási határa alatt maradt a NiO koncentrációja (II. Melléklet).

5.3. Nemesgáz izotóparány mérések

A nemesgáz izotóparány mérések eredményei az 1. táblázatban láthatóak. Az összes hélium koncentráció az 1/3 *Racos* minta esetében $8,89 \cdot 10^{-13}$ mol/g, a *Gru 2* esetében $1,60 \cdot 10^{-13}$ mol/g, a 17 *Barc* esetében pedig $3,10 \cdot 10^{-13}$ mol/g. Az 1/3 *Racos* mintában a ^3He koncentráció $1,56 \cdot 10^{-18}$ mol/g, a ^4He koncentráció pedig $8,89 \cdot 10^{-13}$ mol/g. A *Gru 2* mintában a ^3He koncentráció $5,52 \cdot 10^{-19}$ mol/g, a ^4He koncentráció pedig $1,60 \cdot 10^{-13}$ mol/g. A 17 *Barc* mintában a ^3He koncentráció $2,22 \cdot 10^{-19}$ mol/g, a ^4He koncentráció pedig $3,10 \cdot 10^{-13}$ mol/g. Az

R/Ra érték 1,267 az 1/3 Racos mintában, 2,494 a Gru 2 mintában és 0,518 a 17 Barc mintában. Ezekről alig térnek el a levegővel korrigált Rc/Ra értékek (1. táblázat). Az 1. táblázatban *-gal jelölt összes Ne izotóp koncentráció nem valós értéket mutat, melynek okát a 4.3. fejezetben tárgyalom, így ezek az adatok nem fogadhatóak el. A ^{20}Ne koncentráció az 1/3 Racos mintában $2,14 \cdot 10^{-15}$ mol/g, a Gru 2 mintában $7,24 \cdot 10^{-16}$ mol/g és a 17 Barc mintában $2,50 \cdot 10^{-15}$ mol/g. A ^{22}Ne koncentráció pedig az 1/3 Racos mintában $2,27 \cdot 10^{-16}$ mol/g, a Gru 2 mintában $7,40 \cdot 10^{-17}$ mol/g és a 17 Barc mintában $2,51 \cdot 10^{-16}$ mol/g. A $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ arány 416 az 1/3 Racos mintában, 220,7 a Gru 2 mintában, és 124,3 a 17 Barc mintában (1. táblázat).

Minta	tömeg (g)	^3He (mol/g)	^3He (ccSTP/g)	1σ (ccSTP/g)	^4He (mol/g)	^4He (ccSTP/g)	1σ (ccSTP/g)	He (mol/g)	He (ccSTP/g)	R/Ra	1σ (ccSTP/g)	Rc/Ra
Kimutatási határ			5,00E-16			5,00E-11						
1/3Racos	0,364	1,56E-18	3,54E-14	2,25E-15	8,89E-13	2,02E-08	1,33E-10	8,89E-13	2,02E-08	1,267	8,12E-02	1,267
17 Barc	0,561	2,22E-19	5,05E-15	5,27E-16	3,10E-13	7,05E-09	4,65E-11	3,10E-13	7,05E-09	0,518	5,41E-02	0,517
Gru 2	0,946	5,52E-19	1,25E-14	9,28E-16	1,60E-13	3,63E-09	2,40E-11	1,60E-13	3,63E-09	2,494	1,86E-01	2,496
Minta	^{20}Ne (mol/g)	^{20}Ne (ccSTP/g)	1σ (ccSTP/g)	^{22}Ne (mol/g)	^{22}Ne (ccSTP/g)	1σ (ccSTP/g)	Ne (mol/g)*	Ne (ccSTP/g)*	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	1σ (ccSTP/g)	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	1σ (ccSTP/g)
Kimutatási határ		1,00E-11			1,00E-12							
1/3 Racos	2,14E-15	4,86E-11	9,30E-13	2,27E-16	5,16E-12	1,25E-13	2,39E-15	5,42E-11	9,4	0,29	416,0	8,43
17 Barc	2,50E-15	5,67E-11	1,03E-12	2,51E-16	5,71E-12	1,28E-13	2,76E-15	6,28E-11	9,9	0,29	124,3	2,41
Gru 2	7,24E-16	1,65E-11	3,11E-13	7,40E-17	1,68E-12	4,29E-14	8,01E-16	1,82E-11	9,8	0,31	220,7	4,42

1. táblázat: A mért hélium és neon izotóp koncentrációk mol/g-ban és ccSTP/g-ban kifejezve, a hozzájuk tartozó mérési hibával (1σ) és a kimutatási határ (háttér) értékekkel. Pirossal kiemelve láthatóak a 7. ábrához használt adatok.

6. Az eredmények értelmezése

6.1. A nemesgáz izotóparány mérésekhez használt olivin kristályok eredete

A bazaltok földköpeny forrásterületének nemesgáz izotóp összetétele jellemezhető a bazaltokban lévő likvidusz, azaz elsőként kiváló ásványfázisok, jellemzően az olivin

segítségével. A nemesgáz izotóp összetételt az ezen kristályokban csapdázódott primer fluidzárványok őrzik meg. Olivin szeparátumok gáz-tömegspektrométeres mérésével ezt az izotóp összetételt tudjuk meghatározni. Fontos azonban annak ellenőrzése, hogy az ásványszeparátumba valóban feno-, avagy autokristályok, azaz a kőzetolvadékból elsőként kiváló ásványfázisok kerültek. A nemesgáz izotóparány mérésekre használt ásványszeparátumok ugyanis kontaminálódhattak a litoszférikus földköpenyből származó, a bazaltos magma felszín felé emelkedése közben felragadott ultramafikus kőzetzárványok (a továbbiakban xenolitok; Vaselli et al., 1995; Faccini et al., 2020) durvább szemcseméretű olivin kristályainak szilánkjával. Ezen kívül szennyeződhetnek szintén a köpeny litoszférából felragadott, nagyobb szemcseméretű olivin xenokristályok (megakristályok) darabjaival is, amelyek esetenként megtalálhatóak a bazaltokban, például a Racos esetében (Harangi et al., 2013). A nemesgáz izotópos mérések értelemszerűen akkor adnak valós eredményt a bazaltos magma forrásrégiójáról, ha a szeparátumokban csak elhanyagolható mennyiségű (néhány %) xenolitokból és xenokristályokból származó szemcse található. Továbbá, mivel az alkáli bazaltokban a primitív összetételű (kb. 80-90 mol% forsterit-tartalmú) olivin fenokristályok tükrözik az asztenoszféra köpeny forrásrégió geokémiai jellegét (Downes et al., 1995; Harangi et al., 2013), ezért fontos, hogy nagy térfogatban ne kerüljenek a szeparátumba módosult összetételű, például vasban gazdagodott, fejlett összetételű, vagy akár erősen iddingsitesedett vastag kristályperemmel rendelkező olivin szemcsék. Ennek ellenőrzése érdekében az olivin fenokristályokról végzett petrográfiai megfigyeléseimet és mikroszondás főelem geokémiai méréseimet szakirodalmi adatokkal összevetve értelmeztem. Azt is fontos volt vizsgálni, hogy az olivin autokristályok tartalmazznak-e primer fluidzárványokat, amelyek rögzíthették a kristályosodáskor (tehát az asztenoszféra földköpeny forrásrégióban) uralkodó nemesgáz izotóparányokat.

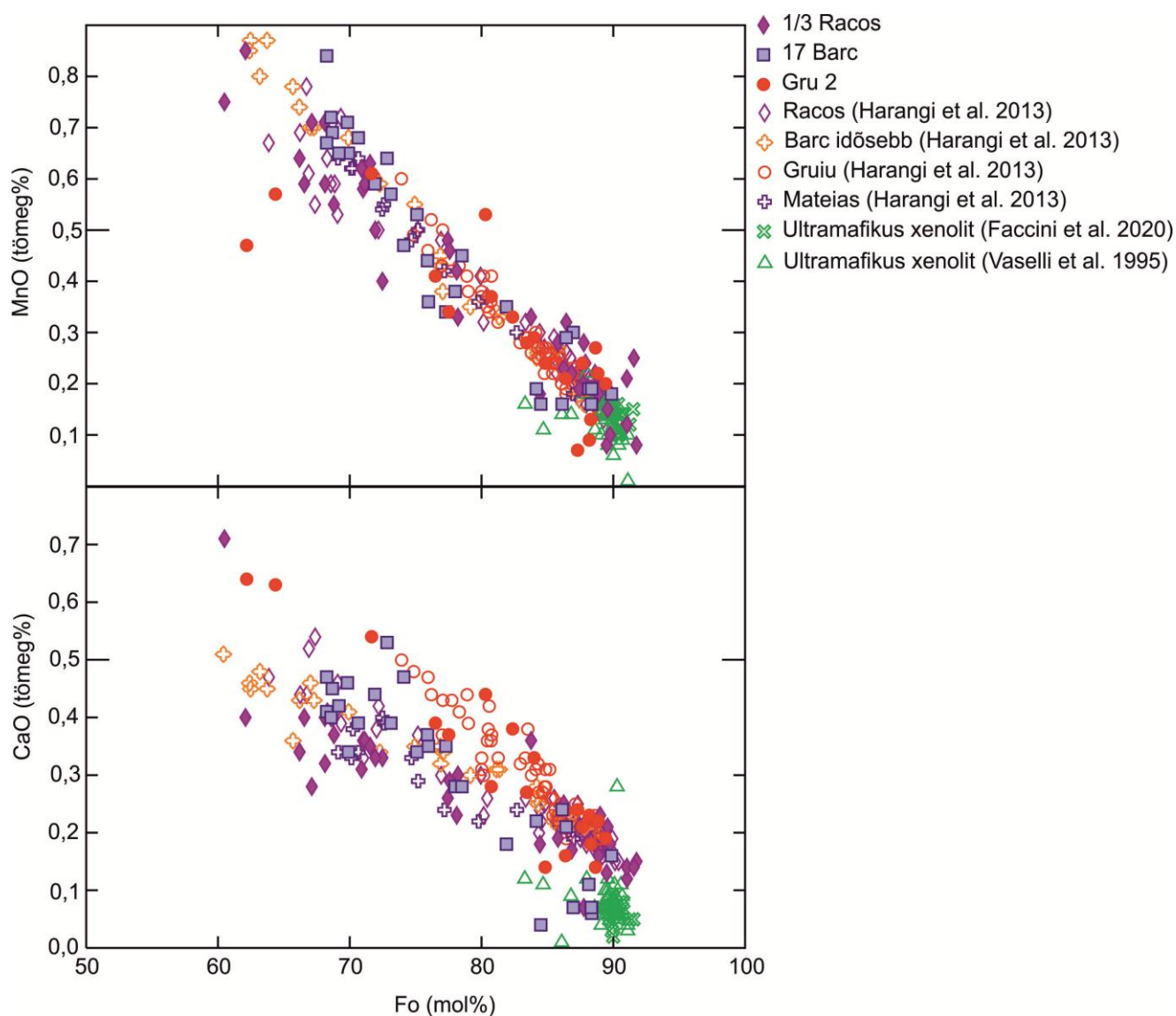
A főelem geokémiai mérések eredménye alapján az általam vizsgált, és a nemesgáz izotóparány mérésekhez felhasznált ásványszemcsék általában nagy forsterit tartalmú (>80 mol%) olivin kristályok. Vas(II)-magnézium arányuk, valamint MnO és CaO koncentrációjuk egybe esik a PVT-ről Harangi et al. (2013) által vizsgált olivin fenokristályokéval, különösen az azonos területekről (Racos, Gruiu) származó minták esetében (5. ábra). Ezek Harangi et al. (2013) geokémiai adatai alapján olivin autokristályok, melyek a primitív összetételű alkáli bazaltokból származnak, és a spinellel együtt első ásványfázisként, 1300-1350 °C között kristályosodtak. Figyelembe véve az ásványszeparátumok egyes kristályainak szöveti megjelenését (általában normál zónás megjelenés, nagyon vékony fejlett összetételű

peremmel) döntő többségben, >95%-ban, ezeket a kristályokat reprezentálják a nemesgáz izotópos vizsgálatokra felhasznált szeparátumok.

Emellett azonban nagyon kis mennyiségben (<5%) tartalmazhatnak a persányi alkáli bazaltokból ismert, a magma felszín felé emelkedése közben felragadott, a litoszférikus köpenyből származó xenokristályokat (Harangi et al., 2013) és ultramafikus xenolitok olivin kristályait (Vaselli et al., 1995; Faccini et al., 2020) is. Utóbbi különösen a *17 Barc* mintában valószínű, mivel itt a petrográfiai megfigyelések során is láttam peridotit közetzárványokat a bazaltban. Néhány olivin szemcse összetétele valóban átfedést mutat a Faccini et al. (2020) és Vaselli et al. (1995) által, persányi alkáli bazaltok ultramafikus közetzárványaiban mért olivin kristályok összetételével. Nagyon kevés (kb. 0,1 tömeg%) MnO-t és CaO-t tartalmaznak, 90 mol% körüli forsterit tartalom mellett (5. ábra). Ezeknek a kristályoknak a NiO koncentrációja is nagyobb, a többi mérési ponttal ellentétben itt a műszer kimutatási határa fölötti, 0,3-0,7 tömeg%, továbbá szöveti bélyegeik is erre utalnak (6/a-b ábra). Általában a 125-250 µm-es mérettartománynál eredetileg nagyobb kristályok szabálytalan alakú szilánkjaiként jelennek meg (6/a-b ábra), SEM-BSE felvételen a többi olivin szemcséhez képest sötétebb színűek (6/a ábra), esetenként az olvadékkal való reakció, visszaoldódás jeleit mutatják (6/b ábra).

Szintén kiugró értékeket jelentenek az átlagnál nagyobb MnO és CaO koncentrációjú (>0,4 tömeg%), jelentősen kisebb forsterit tartalmú (kb. 60-65 mol%) mért pontok (5. ábra), melyek a SEM-BSE felvételeken világos színű, vasban gazdagodott kristályperemeken helyezkednek el (6/c ábra). Ezek a kristálymagtól jelentősen eltérő, valószínűleg szineruptív folyamatoknak köszönhetően iddingsitesedett kristályszegélyek általában <10 µm vékonyak, csupán a *17 Barc* mintában érhetik el helyenként akár a 20 µm vastagságot is (6/c ábra). Fontos megemlíteni, hogy a *17 Barc* minta esetében nem csak a SEM vizsgálatok mutattak ki átalakult, vasban jelentősen gazdagodott kristályperemeket (6/c ábra), hanem vékonycsiszolatban, polarizációs elektronmikroszkóppal is megfigyeltem néhány erősen iddingsites fenokristályt (autokristályokat iddingsites peremmel és néhány, szinte teljesen felemésztődött, feltehetően egykori xenokristályt is), valamint foltokban átalakult, oxidált alapanyagot. Az iddingsites peremű autokristályokban valószínűleg szineruptív folyamatokhoz köthető fluidzárványok is megjelentek (4. ábra). Emellett makroszkóposan is enyhén kukoricaköves volt a közet (5.1. fejezet), amely szintén szineruptív folyamatokhoz köthető. A *17 Barc* mintát tehát a többihez képest erősebb, valószínűleg a kitörés során lejátszódó utóhatások érhették, amelyek felülírhatták az eredeti, földköpeny forrásra jellemző nemesgáz izotóparányokat. Ennek következtében ez a minta nem biztos, hogy alkalmas a

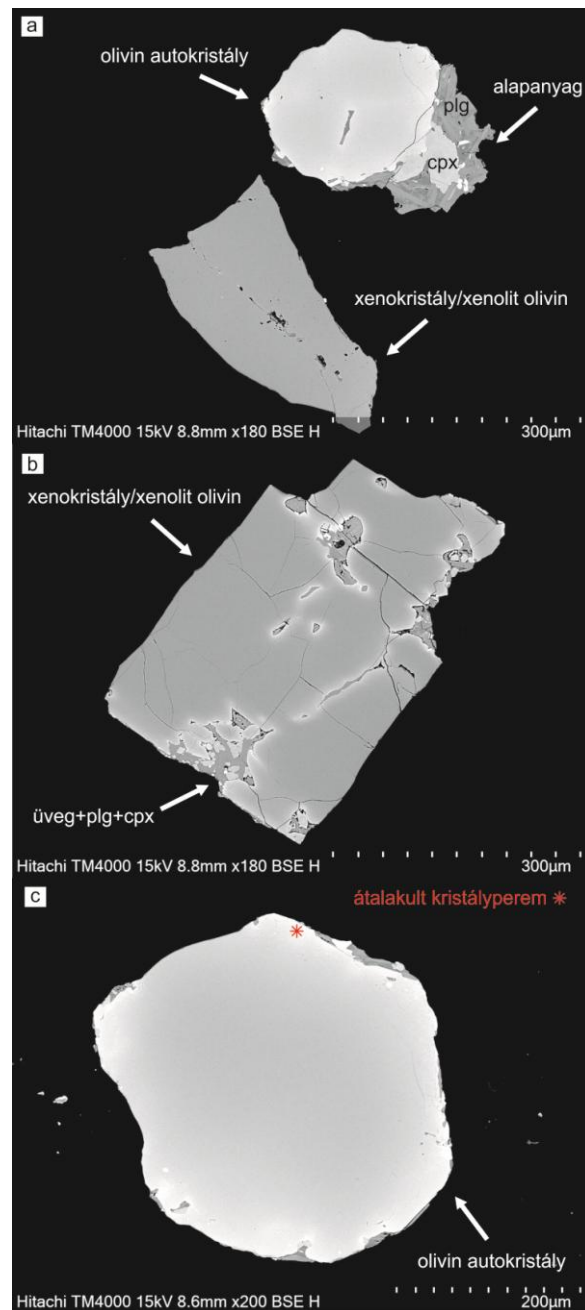
földköpeny forrásrégió nyomozására. Azt is érdemes és fontos lehet megfigyelni azonban, hogy a felszíni szin- és poszterupciós folyamatok mennyiben módosíthatják a forrásmagma szignálját, ugyanis tájékoztat arról, hogy a jövőben érdemes-e enyhén iddingzites olvineket tartalmazó és kukoricaköves bazaltokat vizsgálni ebből a célból, vagy felülíródhat-e az eredeti hélium izotóparány, még ha a felülbélyegződés a hatásokra kevésbé érzékeny teljes kőzet geokémiai adatokban nem is tükröződik.



5. ábra: Az általam vizsgált olivin szemcsék összetételének változása PVT alkáli bazaltokból származó olivin fenokristályok (Harangi et al., 2013), illetve PVT ultramafikus xenolitokból származó olivin kristályok (Faccini et al., 2020; Vaselli et al., 1995) adataival összehasonlítva

Összességében a nemesgáz izotóparány méréshez használt szeparátumokról elmondható, hogy túlnyomórészt az alkáli bazalt olivin autokristályait tartalmazzák, ezen belül pedig túlnyomórészt primitív összetételű magmából kristályosodott olivin ásványszemcséket. A viszonylag sok, 60-70 mol% forsterit-tartalmú olivin összetétel adat a nagyon keskeny (<10 μm) kristályperemekről származik, tehát térfogatilag nem jelent nagy mennyiséget. A szeparátumok fő térfogatát az olivin autokristályok belső, nagy magnézium tartalmú része adja, ahol sok esetben megfigyeltem feltehetően primer fluidzárványokat is. Kis, <5% mennyiségben előfordulnak átalakult peremű olivin szemcsék, ultramafikus eredetű kristályszilánkok, illetve kevés közetüveget és spinell, klinopiroxén és plagioklász mikrolitokat tartalmazó alapanyag darabok is a szeparátumban (6/a ábra). A módszertani fejezetben kifejtett okoknak köszönhetően a SEM-EDS mérési pontok között a kontamináló szemcsék felül vannak reprezentálva a teljes szeparátumhoz képest. A kristályok geokémiai adatainak értelmezésben a szöveti megfigyeléseimet is használtam. A három minta közül a 17 *Barc* a leginkább kontaminált, de még ebben az esetben is csak maximum 5% a xenolitokból származó olivin szemcsék aránya, illetve az iddingsites kristályperemek is vékonyak (max. 20 μm). A mérési pontok értékelése a geokémiai adatok és SEM-BSE felvételek alapján a II. Melléklet táblázatában olvasható. Mivel >95%-ban az alkáli bazalt primitív összetételű, fluidzárványokat is tartalmazó autokristályjaiból állnak, a szeparátumok alkalmasak a bazaltos magmák földköpeny forrásának nyomozása céljából történő nemesgáz izotóparány mérésekre, egyedül a 17 *Barc* minta esetében merülhetnek fel utólagos felülbélyegző hatások.

Azt is szükséges megvizsgálni, hogy a szeparátumok olivin kristályaiban található fluidzárványok valóban a bazaltos magma eredeti, a földköpeny forrásrégióra jellemző fluidumát zárták-e magukba, vagy esetleg már egy kigázosodott magmából kristályosodó külső kristályperemen csapdázódtak a magma felemelkedése vagy a kitörés közben. Utóbbi esetben a fluidzárványok nem alkalmasak a földköpeny forrásrégió nemesgáz izotóp összetételének nyomozására. Ez a probléma szintén a 17 *Barc* minta esetében merült fel. (4. ábra).



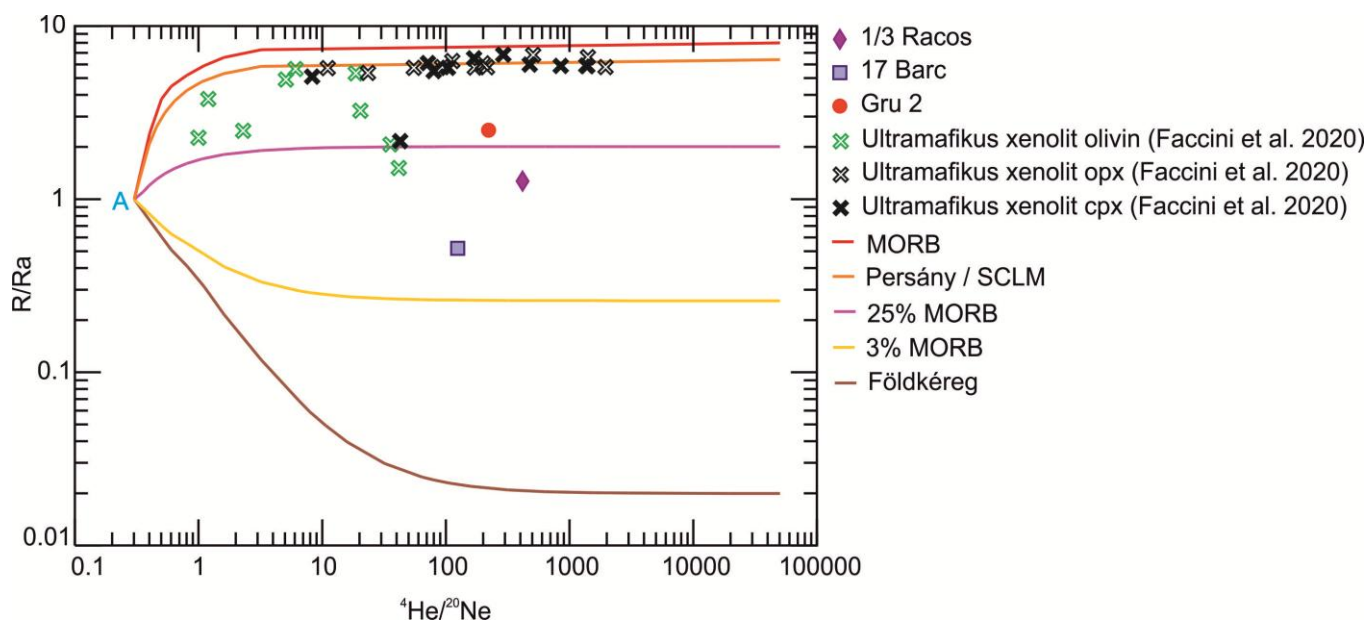
6. ábra: A 17 Barc (a) és a Gru 2 (b) szeparátumban található, ultramafikus xenolitból származó olivin kristály vagy olivin xenokristály szilánk SEM-BSE felvételen, valamint keskeny, Fe-gazdag kristályperemmel rendelkező olivin a 17 Barc szeparátumban (c)

6.2. A mért nemesgáz izotóparányok összehasonlítása a PVT ultramafikus xenolit adataival

A fölkéregre, a földköpenyre és az atmoszférára, mint fluidum rezervoár szélsőtagokra, jellegzetes nemesgáz izotóparányok jellemzőek, a ^3He primordiálisan a földköpenyből, a ^4He pedig a földköpenyben és a fölkéregben az U és Th radioaktív bomlásából származik (Sano

és Wakita, 1985; Sano és Marty, 1995; Graham et al., 1992; Graham, 2002). Az atmoszférára jellemző $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányhoz viszonyított $^3\text{He}/^4\text{He}$ arány (R/R_a) és a $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ izotóparány együttes megjelenítésével (7. ábra) nyomon követhető ezeknek a különböző szélsőtagokra jellemző izotóparányú fluidumoknak a hatása, keveredése az ásványok fluidzárványaiból felszabadított és mért gázban. A három komponens különböző arányú jelenléte a fluidzárványokban utalhat különböző kémiai és/vagy litológiai karakterisztikájú földköpeny forrásrégióra, vagy a magma felemelkedése során, illetve a felszínen történt utólagos hatásokra, amelyek módosították az eredeti izotóparányt.

A vizsgált minták R/R_a , azaz az atmoszférára jellemző $^3\text{He}/^4\text{He}$ értékéhez viszonyított $^3\text{He}/^4\text{He}$ aránya 0,5-2,5 közé esik. A *Gru 2* adta a legnagyobb R/R_a értéket (2,494), ehhez közeli az *1/3 Racos* R/R_a értéke is (1,267). Kiugróan alacsony 0,518 R/R_a értéket mutat a *17 Barc* minta, ^3He koncentráció értéke a másik két mintánál alacsonyabb, ^4He tartalma az *1/3 Racos* mintánál alacsonyabb, a *Gru 2* mintánál viszont magasabb. A három minta $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ arányában nincsenek jelentős különbségek (7. ábra). Az *1/3 Racos* és a *Gru 2* minták $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparányuk alapján a 25% MORB + 75% földkéreg + atmoszféra keveredési görbe közelében helyezkednek el (7. ábra), ami azt jelenti, hogy a MORB földköpeny szélsőtagra jellemző izotóparányt földkéregre, illetve atmoszférára jellemző izotóparánnyal rendelkező fluidumok írták felül. A *17 Barc* nemesgáz izotóparánya a másik két mintához képest még kevésbé hordozza a MORB földköpeny jellemző izotóparányát.



7. ábra: A mért nemesgáz izotóparányok a PVT ultramafikus xenolitok olivin és piroxén nemesgáz izotóparányaival (Faccini et al., 2020) összehasonlítva. Az x tengelyen a $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ arány, az y tengelyen pedig a mintában mért $^3\text{He}/^4\text{He}$ arány az atmoszféra $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányához viszonyítva van feltüntetve (R/R_a). A kék „A” betű jelöli az atmoszférára jellemző izotóparányt ($R/R_a=1$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 0,318$; Sano és Wakita, 1985). A barna görbe a földkéregre jellemző izotóparány ($R/R_a=0,02$ és $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}=1000$; Sano és Marty, 1995) és az atmoszférikus arány keveredését jelzi, a piros görbe pedig a MORB földköpeny szélsőtagra jellemző izotóparány $R/R_a=8 \pm 1$ és $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}=1000$; Graham et al., 1992; Graham, 2002) és az atmoszférikus arány keveredését mutatja. A sárga és a rózsaszín görbék a három szélsőtag különböző mértékű keveredését jelzik. A Persány alatti, európai szubkontinentális litoszféra köpenyre (SCLM) $R/R_a=6,4$ és $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}=1000$; Gautheron és Moreira, 2002; Gautheron et al., 2005, Faccini et al., 2020) izotóparány jellemző.

A PVT xenolit adatokra nagyrészt a bazaltokénál nagyobb (kb. 6) R/R_a jellemző (Faccini et al., 2020), amely körülbelül az Európa alatt húzódó szubkontinentális litoszféra köpeny izotóparányát (Gautheron és Moreira, 2002) tükrözi (7. ábra). Az olivin kristályok R/R_a értéke jellemzően alacsonyabb, mint a klinopiroxén és ortopiroxén kristályoké, a klino- és ortopiroxén kristályok R/R_a értékei pedig nagyjából átfednek egymással (7. ábra). Az általános szakirodalmi megfigyelésekkel ellentétben (Shaw et al., 2006; Martelli et al., 2008), ebben az esetben az olivin bizonyult a rosszabb nemesgáz-megtartó képességűnek a piroxénokhoz képest, aminek oka nem teljesen tisztázott. Faccini et al. (2020) tanulmánya az

olivinek alacsony R/Ra értékeit diffúziós ^3He veszteséssel magyarázza, amely során az eltávozó hélium gázban a könnyebb izotóp (^3He) volt nagyobb relatív mennyiségben (relatív diffuzivitás $D_{^3\text{He}}/D_{^4\text{He}}=1.15$; pl.: Yamamoto et al., 2009). Ezekben az esetekben a relatíve kis ^4He mennyiséghez kis $^3\text{He}/^4\text{He}$ érték társul (7. ábra). Ezért Faccini et al. (2020) csak a SCLM görbére eső pontokat fogadták el nem felülbélyegzett, a xenolitok forrásrégiójára vonatkozó adatoknak. Ezek az értékek a tipikus MORB köpenynél ($R/Ra=8$; Graham, 2002) kisebbek, tehát radiogén (^4He) izotópban aránylag gazdagabbak, az európai szubkontinentális köpeny litoszférára jellemző aránnyal ($R/Ra=6,4$; Gautheron és Moreira, 2002; Gautheron et al., 2005) esnek egybe (7. ábra). Az általam vizsgált bazaltok olivin kristályai azonban még ennél is erősebben gazdagodtak ^4He izotópban, a MORB földköpeny forrásra jellemző izotóparány még jelentősebb mértékben eltolódott a kéreg eredetű fluidumokra jellemző $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparány irányába (7. ábra).

6.3. A földköpeny eredetű nemesgáz izotóparány módosulásának lehetőségei

A xenolitokban (pl.: Buikin et al., 2005; Martelli et al., 2011; Correale et al., 2012; Rizzo et al., 2018; Faccini et al., 2020) és a bazaltokban (pl.: Martelli et al., 2008; Kim et al., 2021) a piroxén és olivin ásványfázisok kristályosodásuk során fluidzárványokban rögzíthetik a földköpeny forrásrégióban jelen lévő fluidumok $^3\text{He}/^4\text{He}$ és egyéb nemesgáz (neon, argon) izotóparányait. Ezek az értékek a földköpeny forrásrégiót ért hatásokat (pl.: metasomatózis; pl. Hilton et al., 1992; Martelli et al., 2004; 2008, Czappon et al., 2010), vagy litológiai heterogenitásokat (peridotit mellett piroxenit és eklogit jelenlétét; Day et al., 2015; Kim et al., 2021) jelezhetik érzékenyen. A magma felszín felé haladása során a kristályokban mérhető nemesgáz izotóparányok azonban felülíródhatnak, ugyanis új fluidzárványok csapdázódhatnak a földkéregben jelen lévő fluidumokkal való kölcsönhatás során, illetve távozhat is az eredeti izotóp mennyiség egy része diffúzióval (pl.: Yamamoto et al., 2009). Ezen kívül a kitörés közben és után, a felszínen lejátszódó különböző folyamatok hatására is felülbélyegződhetnek a nemesgáz izotóparányok. A továbbiakban ezeket a lehetőségeket sorolom fel, vizsgálva annak a lehetőségeit, hogy potenciálisan melyik hatások érvényesülhettek, és melyek zárhatóak ki a vizsgált persányi minták esetében.

a) Felszíni hatások

A felszínen, a kitörés alatt és után a kristályok mikroropedéseiben csapdázódhat a levegő, amit például xenolitok esetében is leírtak (pl.: Nuccio et al., 2008; Martelli et al., 2011; Correale et al., 2012). Correale et al. (2012) szerint azonban ez a hatás nem befolyásolja jelentősen a $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányt, mivel a levegőnek nagyon alacsony a He-tartalma (5,2 ppm). A levegő eredetű kontaminációt inkább az Ar izotópokkal lehetne nyomozni, a ^{36}Ar atmoszférikus eredete miatt (Correale et al., 2012).

Továbbá, az olivin U és Th tartalmának radioaktív bomlásával bekerülhet a rendszerbe az eredeti mennyiségen felüli radiogén ^4He izotóp (Shaw et al., 2006; Barry et al., 2015). Az olivin U és Th tartalma azonban jellemzően nagyon alacsony ($<0,1$ ppm), még ha a teljes kőzet értékét vennénk is figyelembe (1,2-1,7 ppm U és 5-6,2 ppm Th; Harangi et al., 2013), ilyen fiatal (1,2-0,6 millió éves; Seghedi et al., 2016) kőzetnél elhanyagolható mértékű lenne. Ez a folyamat általában még sokkal idősebb (160 és 360 millió éves) bazaltok xenolitjai esetében sem befolyásolja jelentős mértékben az R/Ra értéket (Barry et al., 2015).

A hosszú ideig tartó felszíni kitettség során a kozmikus sugárzás a ^3He izotóp mennyiségét növelheti (Kurz, 1986), ennek időléptéke azonban nem összevethető a PVT alkáli bazaltjainak csupán 1,2-0,6 millió éves (Seghedi et al., 2016) korával (Barry et al., 2015).

A felszíni hatások nagyrészt tehát kizárhatók, főleg a vulkáni kitöréstermékek fiatal kora miatt (Seghedi et al., 2016), legalábbis az *1/3 Racos* és a *Gru 2* minták esetében. A *17 Barc* mintára vonatkozó petrográfiai megfigyeléseim (5.1. és 6.1. fejezetek) azonban felvetik a felszíni, főként szinruptív folyamatok szerepét, ami magyarázhatná a többi mintánál alacsonyabb R/Ra arányt (7. ábra).

b) Kéreg eredetű kontamináció a magma felemelkedése közben

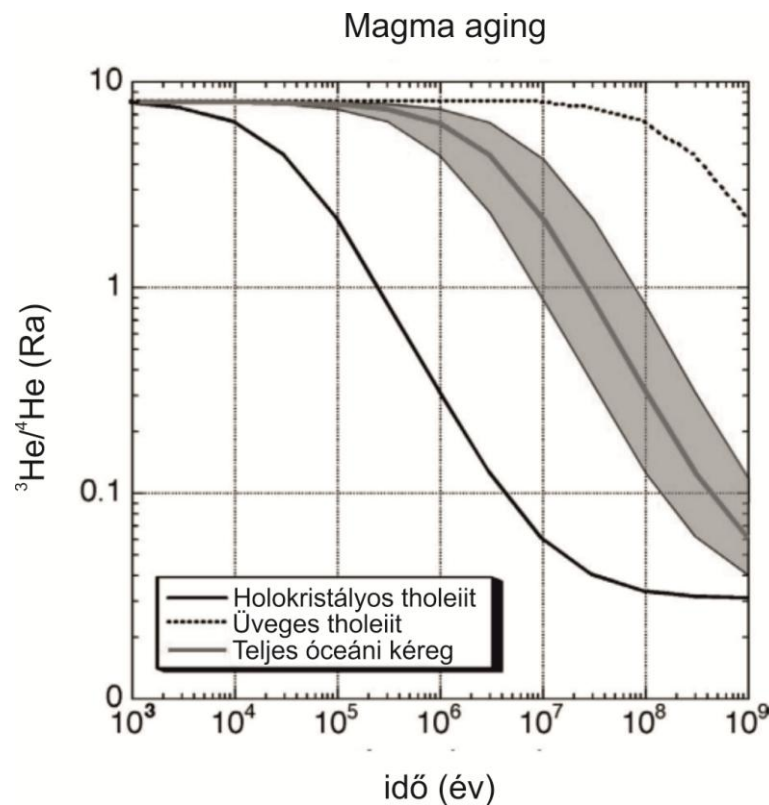
A földköpeny forrásrégiótól a felszín felé haladva a magma és a benne található xenolitok kölcsönhatásba léphetnek különböző hélium izotóparányú fluidumokkal. Így az ásványokba újabb, másodlagos fluidzárványok kerülhetnek, amelyek már nem az eredeti földköpeny forrásrégió nemesgáz izotóparányát tükrözik. Ezek egy része inkább az atmoszférikus izotóparányhoz hasonló érték felé tolja el a primer, földköpenyt tükröző arányt. Ezt figyelték meg például Buikin et al. (2005) tanulmányában szintén a Kárpát-Pannon térségből, Balaton-felvidéki (szentbékállai) xenolitokban, ahol a $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ arány az

atmoszférára jellemző, alacsony, 10 körüli (9,8). Ilyen $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ értékek jellemzőek a vizsgált persányi mintákra is: 9,4 (1/3 *Racos*); 9,8 (*Gru* 2); 9,9 (17 *Barc*). A szentbékállai xenolitokban azonban a $^{36}\text{Ar}/^{22}\text{Ne}$ arány változó, ami az atmoszférikus eredetű fluidumok frakcionációjára utal, mielőtt még azok kontamináltak volna a xenolitokat (Buikin et al., 2005). Ezt az én mintáim esetében nem lehet tanulmányozni, ugyanis egyelőre nem történt Ar izotóp mérés. Mindenesetre az megállapítható, hogy a mintáim a Pannon-medencére jellemző, alacsony ($\sim 9\text{--}10$) $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ arányokkal és szintén alacsony (0,001–0,007) $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ arányokkal (Buikin et al., 2005) egybe esnek, a MORB köpeny és az atmoszféra szélsőtagok keveredési görbéjére, azon belül pedig közel az atmoszférikus izotóparányra jellemző értékhez. Fontos kiemelni azonban, hogy a PVT alkáli bazalt magmái nem tározódtak hosszú ideig a földkéregben, hanem gyorsan jutottak el a magma a forrásterülettől a felszínig, Harangi et al. (2013) számításai szerint csupán 4–5 napot vett igénybe a magma felemelkedése, így ezalatt jelentős, He izotóparányt módosító hatások nagy valószínűséggel nem érhették. A MORB földköpenyre jellemző nemesgáz izotóparányok fent említett, atmoszférára hasonlító izotóparánnyal történő keveredése mögött tehát más okok lehetnek.

Másik lehetőség a magma felemelkedése közben a He izotópok diffúzív frakcionációja, mely során a könnyebb izotóp gyorsabban távozik a fluidzárványokból diffúzióval. Ez az eredeti $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányt csökkenti, a csökkenő összes hélium tartalom függvényében (Yamamoto et al., 2009). Yamamoto et al. (2009) számításai szerint 100 évnél rövidebb idő alatt ez a hatás elhanyagolható, ultramafikus földköpeny xenolitokban. Rizzo et al. (2018) szintén kizárja a diffúzív frakcionáció hatását xenolitok olivin és piroxén kristályainak esetében. Bazaltok fenokristályainál a kisebb kristálméret miatt a diffúciónak nagyobb szerepe lehet (Yamamoto et al., 2009), azonban a magma felemelkedése a PVT esetén nagyon gyors, csupán néhány napos volt (Harangi et al., 2013), tehát nagy valószínűséggel a diffúzív frakcionáció hatása a kis kristálméret ellenére is elhanyagolható. Bár a 17 *Barc* minta $^3\text{He}/^4\text{He}$ aránya alacsonyabb a többi adatnál, de összes He tartalma nem ennek a mintának a legalacsonyabb. Argon izotópok mérésével lehetne a diffúzió mértékét ellenőrizni, ugyanis a hélium diffúziója sokkal gyorsabb az argonéhoz képest ($D_{4\text{He}}/D_{40\text{Ar}}=3,16$; Yamamoto et al., 2009), tehát diffúzió során a $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ arány jelentősen csökkenne.

A földkéregben történő, hosszabb ideig tartó magmatározódás és magmás differenciáció (magma aging) során az U és Th radioaktív bomlásából származó radiogén ^4He izotóp csökkenti az olvadék $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányát (Shaw et al., 2006). Ez azt jelenti, hogy az akár több tízezer éves magmatározóban eltöltött idő alatt jelentősen csökkenhet az olvadék $^3\text{He}/^4\text{He}$ aránya, így a kristályosodó ásványfázisokban csapdázódott fluidzárványok nemesgáz izotóp

összetétele különbözni fog a földképeny forrásterület izotóp összetételétől. A PVT esetén azonban a magma nem tározódott hosszú ideig a földkéregben, amit a bazaltos vulkáni kőzetek közel primitív összetétele jelez (Harangi et al., 2013). Továbbá, az olivin U és Th tartalma jellemzően nagyon alacsony ($<0,1$ ppm), ezért elhanyagolható mennyiségű radiogén ^4He izotóp keletkezhet. Ballantine és Burnard (2002) egyenletével számolva ez nem befolyásolja a $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányt, még hosszabb ideig fennálló magmatározó esetén sem. A magma aging szerepe még akkor sem lenne a mérési hibahatáron túl kimutatható ebben az időtávlatban, ha a nagyon kis U és Th koncentrációjú olivin helyett a teljes kőzet adatokkal (1,2-1,7 ppm U és 5-6,2 ppm Th; Harangi et al., 2013) számolnánk. Ezt támasztják alá Sano és Nakajima (2008) számításai is, miszerint tholeiites bazalt teljeskőzet adatokkal a bazaltok alapanyagára számolva minimum 1000 éven belül nem változik az Ra érték (8. ábra).



8. ábra: A magma aging, azaz a magmatározóban eltöltött idő alatti radiogén ^4He termelődés hatása a $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányra (Ra), tholeiites bazalt teljeskőzetre (holokristályos, illetve kőzetüveges alapanyagra) és óceáni kéregre vonatkoztatva (Sano és Nakajima, 2008; 6. ábrája alapján)

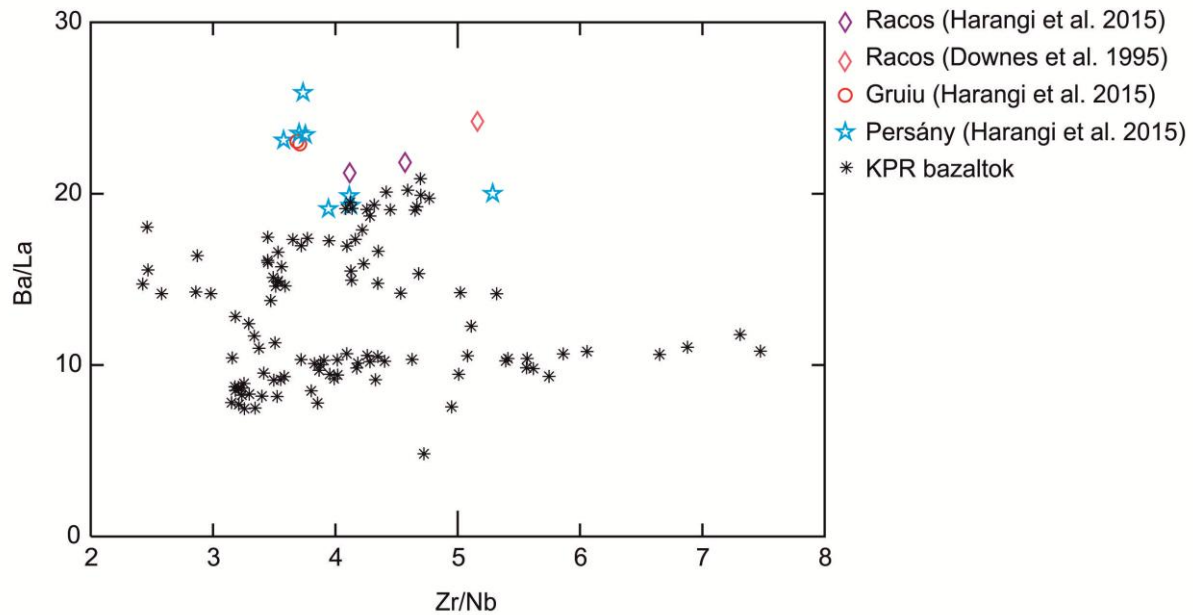
Összességében, a kéreg eredetű kontamináció egyik lehetősége sem számottevő mértékű a vizsgált PVT alkáli bazaltokban a gyors magma felemelkedés (Harangi et al., 2013) miatt.

c) Földköpeny forrás kontamináció

Atmoszférikus izotóparányt hordozó fluidumok által történő kontaminációra sor kerülhet szubdukció következtében is. Az alábukó átalakult óceáni kéreg és üledékek is képesek visszajuttatni valamennyi atmoszférikus eredetű nemesgáz izotópot a földköpenybe (Matsumoto et al. 2001, 2002; Sarda, 2004; Mohapatra és Honda, 2006). Vizes oldattal történő metasomatózis esetén ez nem okoz igazán jelentős eltolódást a He izotóparányokban, csupán a Ne és Ar izotóparányok jelezhetik érzékenyen, értékük szisztematikus csökkenésével, közelítve az atmoszférikus arányokat. Az asztenoszféra földköpeny CO₂-os fluidummal történő metasomatózisa esetén azonban ez a hatás jelentősebb lehet, ami az R/Ra értékek csökkenését eredményezheti (pl.: Martelli et al., 2014; Rizzo et al., 2015).

A szubdukciós folyamatok nem csak atmoszférikus izotóparányokat hordozó fluidumokkal képesek szennyezni a földköpenyt, hanem a földkéreg szélsőtagra jellemző, radiogén hélium izotópban (⁴He) gazdagodott fluidumokkal is, amik a földkéreg közeteiben az U és a Th radioaktív bomlásából szabadulnak fel. A földkéregre jellemző R/Ra általában <0,1 (O’Nions and Oxburgh, 1988). Mivel ez jelentősen eltér a földköpenyre jellemző értékektől, ezért a He izotóparányokkal lekövethető a bazaltos magma földköpenybeli forrásrégiójának földkéreg eredetű kontaminációja, ami kontinentális kéreg szubdukciójához köthető (Martelli et al., 2008). Ezt bizonyították például az indonéziai Szunda-Banda ív (Hilton et al., 1992), a Római Komagmás Provincia (Martelli et al., 2004), valamint egyes dél-olaszországi vulkánok, pl. a Vulcano (Martelli et al., 2008) bazaltos közeteiből származó olivin és/vagy piroxén fenokristályainak He izotópos vizsgálatával. A szubdukciós eredetű fluidum komponens beazonosítható egyéb geokémiai adatokkal is, például a LIL („large-ion-lithophile” = nagy ionsugarú litofil) elemek (pl.: Ba, Rb, K, Sr) inkompatibilis, vizes oldatban immobilis elemekhez (pl. Nb, La, Zr) képest történő relatív gazdagodásával, ami megfigyelhető a PVT alkáli bazaltjaiban, különösen a Kárpát-Pannon térség többi bazaltos kőzetével összehasonlítva (Downes et al., 1995; Harangi et al., 2013, 2015) (9. ábra).

Emellett a szubdukció során U-ban és Th-ban is gazdagodhat lokálisan a földköpeny, melyek radioaktív bomlása során ⁴He keletkezik, így idővel a ³He/⁴He arány emiatt is csökkenhet (pl.: Dodson és Brandon, 1999; Czuppon et al. 2010).



9. ábra: A PVT alkáli bazaltjainak Ba-ban való gazdagodása. Az általam is vizsgált, Racos és Gruiu minták irodalmi teljeskörű adatai (Downes et al., 1995; Harangi et al., 2013) kiemelve láthatóak, a kék csillagok pedig a többi kitörési központból származó, Harangi et al. (2013) által mért PVT alkáli bazaltok teljes kőzet nyomelem adatait jelölik. Fekete csillagokkal a Kárpát-Pannon térség egyéb bazaltos kőzeteit tüntettem fel, irodalmi teljes kőzet nyomelem adatok alapján (Ali and Ntaflous, 2011; Ali et al., 2013; Harangi et al., 2013, 2015)

Továbbá, a teljeskörű $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotóparányait és az olivin/piroxén fenokristályok fluidzárványainak R/Ra értékét együttesen figyelembe véve szintén vizsgálható a szubdukcióhoz köthető, kéreg eredetű fluidum kontamináció (Hilton et al., 1992; Martelli et al., 2004; Trelloff és Altherr 2007; Martelli et al., 2008). Ducea et al. (2020) 17.P.3 mintája azonos helyről származik, mint a 17 Barc kőzetminta, és $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ értéke 0,7037; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ értéke pedig 0,5128 (Ducea et al., 2020). Ehhez az általam mért nemesgáz izotóp adatok szerint 0,518 R/Ra érték tartozik. Az 1/3 Racos minta 1,267 R/Ra értéke pedig Downes et al. (1995) 0,7044 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arányával, 0,5128 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ arányával, valamint 18,607 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányával kapcsolható össze. Martelli et al. (2008) és Hilton et al. (1992) adataival összevetve az alacsony R/Ra értékek és a többi felsorolt izotóparány is mutat eltolódást a földköpeny szélsőtagtól a kéreg eredetű fluidum komponens felé, különösképpen a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotóparány tekintetében. Azonban az R/Ra értékek és a felsorolt egyéb izotóparányok között nincs olyan egyértelmű összefüggés a két persányi minta esetén, mint az olaszországi (Martelli et al., 2008) és az indonéziai (Hilton et al., 1992) ív vulkanitok

esetében. Abban az esetben, ha óceáni kéreg szubdukálódik (vulkáni szigetív bazaltok), akkor a kéreg eredetű vizes fluidum komponens nem nyomozható olyan jól a He izotóparányokkal, mint kontinentális kéreg alábukása esetén, ugyanis valószínűleg már a szubdukció korai fázisában történik hélium veszteség, mielőtt még az alábukó lemez elérné a magmaképződés mélységét a köpenyékben (pl.: Hilton et al., 1992, Martelli et al., 2008). Mindezek alapján valószínűsíthető a kontinentális kéreg szubdukciójának köszönhető kéreg eredetű fluidumokkal történt metasomatózis a PVT alkáli bazaltjainak asztenoszféra földköpeny forrásrégiójában. Ezt a hipotézist alátámasztják Downes et al. (1995), Harangi et al. (2013), Faccini et al. (2020) és Ducea et al. (2020) megállapításai is, akik szerint szubdukcióhoz köthető kéreg eredetű fluidumok metasztatizálhatták a földköpenyt a Délkeleti-Kárpátok területén. Faccini et al. (2020) egy kezdeti mészkalkáli, majd ezt követően egy alkáli olvadék metasomatózis lehetőségét is felveti. A kéreg eredetű fluidum hozzáadódása az asztenoszféra földköpeny peridotit anyagához csökkenthette annak olvadáspontját, ami magyarázná a kis, 60-70 km-es mélységben történt parciális olvadást (Harangi et al., 2013), ami száraz peridotit forrás esetén nem lenne lehetséges. A közelben található, a PVT vulkanizmusával részben egy időben működő Csomád lávadóm vulkáni terület primer magmái nagy víztartalmúak, forrásrégiójuk erősen metasztatizált litoszféra köpeny lehetett (Molnár et al., 2021; Cserép et al., 2023). Ezek a fluidumok kisebb mértékben ugyan, de jelen lehettek a persányi bazaltok forrásrégiójában is.

d) Földköpeny forrásrégió litológiai heterogenitása

A földköpeny összetételét és így fizikai-kémiai tulajdonságait nem csak a szubdukciós fluidumok jelenléte változtathatja meg. Az olvadáspont csökkenés oka piroxenites/eklogitos földköpeny forrás is lehet, ami megmutatkozhat a bazaltos magma más geokémiai adataiban is. Ducea et al. (2020) szerint az idősebb persányi bazaltok magasabb Zn/Fe^{3+} aránya uralkodóan piroxenites/eklogitos forrásra utal, amit később felvált a fiatalabb magmák alacsonyabb Zn/Fe^{3+} aránya, ami peridotit-domináns földköpeny forrásra enged következtetni. Day et al. (2015) szerint a földköpeny forrásrégió összetételét a He izotóparányok érzékenyen jelzik, a 10^{-8} - 10^{-9} nagyságrendű 4He (ccSTP/g) koncentrációk alacsony, 1 körüli R/Ra értékkel társulva piroxenit/eklogit forrásra utalhatnak. Ezt Kim et al. (2021) is igazolta a Jeju sziget (Dél-Korea) bazaltjaiban vizsgált olivin és piroxén fenokristályok nemesgáz izotópos adataival. Ez a piroxenites/eklogitos nemesgáz izotóp összetétel jellemző az $1/3$ *Racos*

mintára, ami a PVT idősebb alkáli bazaltos magmáját képviseli. A *Gru 2* minta ettől eltérő, magasabb, kb. 2,5 R/Ra értéke jelezhet kéreg eredetű fluidumok által metasztatizált peridotit köpenyforrást. A *17 Barc* minta <1 R/Ra értéke valószínűleg egyéb, utólagos hatások felülbélyegzésének eredménye, ugyanis a földköpeny forrásrégió ilyen nagymértékű gazdagodását kéreg eredetű komponensekben más irodalmi adatok nem indokolják. A vizsgált olivin kristályok nemesgáz izotóp összetétele tehát nem zárja ki a földköpeny forrásközet litológiai heterogenitását, amit szintén érdemes tovább vizsgálni.

7. Összegzés

- 1) Tudományos munkám során először határoztam meg a Kárpát-Pannon térségben bazaltokban lévő olivin fenokristályok nemesgáz izotóp összetételét és következtettem ebből a magmák forrásközetének jellegére. Az eredmények perspektívát adnak további kutatásokra.
- 2) A PVT alkáli bazaltjából származó olivin fenokristályok fluidzárványainak nemesgáz izotóparányai alkalmasak lehetnek információszerzésre a magma asztenoszféra földköpenybeli forrásrégiójáról. A geokémiai adatok alapján primitív, vagy ahhoz közeli összetételű magmát reprezentálnak (saját méréseim és Harangi et al., 2013), amely gyorsan jött a felszínre (Harangi et al., 2013), ezért felemelkedés közben valószínűleg nem kontaminálódott más fluidumokkal. Mivel ezek fiatal kitöréstermékek (Seghedi et al., 2016), az üde kőzetekben nem várható az eredeti nemesgáz izotóparány jelentős mértékű módosulása a kitörés óta. Az általam végzett mintaelőkészítési folyamattal lehetséges mérhető, értelmezhető adatot szolgáltató mennyiségű és minőségű olivin szeparátumot készíteni nemesgáz tömegspektrométeres, He és Ne izotópos mérésekhez. Fontos megemlíteni azonban, hogy minden minta kissé eltérő, az olivin dúsítási folyamatok (mágnese szeparálás, kézi mágnesezés, nehézasvány leválasztás) esetlegesen felcserélhetők, több-kevesebb sikerrel alkalmazhatók. Fontos, hogy üde kőzetmintát vizsgáljunk, hiszen az utólagos átalakuláson átesett, mállott kőzetek felülbélyegzett izotóparány értékeket adhatnak, amint azt a *17 Barc* minta esetén észleltem.

- 3) Az *1/3 Racos* és a *Gru 2* minták $^3\text{He}/^4\text{He}$ aránya alacsonyabb a PVT alkáli bazaltjaiból származó xenolitokhoz képest. Az eredeti izotóparányt módosító utólagos hatások nagy valószínűséggel kizárhatók, tehát ez az eltérés a földköpenybeli forrásrégió fluidumainak különbözőségére utalhat. A bazaltok kéreg eredetű fluidum komponensben gazdagodtak, ami az asztenoszféra szubdukciós fluidumok által történő metasomatózisra enged következtetni.
- Másik lehetséges magyarázat a forrásközet litológiai heterogenitása. A két, valószínűleg nem felülbélyegzett izotóparányú minta R/R_a aránya eltérő, az idősebb *1/3 Racos* értéke magasabb, a fiatalabb *Gru 2* értéke pedig alacsonyabb, amit az asztenoszféra földköpeny anyagának heterogenitása okozhat, kezdetben piroxenites/eklogitos, majd peridotitos forrással.
- 4) A *17 Barc* minta a többitől eltérő, kiugróan alacsony $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányában valószínűleg felszíni, szinruptív felülbélyegző folyamatok is szerepet játszhattak, amint az a petrográfiai megfigyeléseim alapján is látható.
- 5) A hipotézisek tisztázására argon izotóparány mérésekre, valamint a ^{21}Ne izotóp koncentrációjának pontos meghatározására is szükség lenne. Ezek, illetve a PVT többi kitöréstermékének vizsgálata, és így a persányi alkáli bazaltok olivin fenokristályaiban található fluidzárványok nemesgáz izotópos összetételéről egy teljesebb adatbázis felépítése jelenthet további perspektívát a kutatásban.
- 6) A bazaltos vulkáni kőzetek és a bennük található xenolitok összehasonlító nemesgáz izotópos vizsgálata újszerű a Kárpát-Pannon térségben. Ezidáig innen csak xenolitokból álltak rendelkezésre adatok (Trieloff és Altherr 2007; Buikin et al., 2015; Faccini et al., 2020). A térség többi bazaltos területének ilyen irányú tanulmányozásával jobban megismerhető lenne a Kárpát-Pannon térség alatt húzódó földköpeny karakterisztikája. Jelen dolgozat hipotézisei tehát egy ilyen, átfogó kutatási projektnek lehetnek a bevezető, irányadó lépései.

8. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik hozzájárultak a kutatómunkám sikeres előmeneteléhez és jelen dolgozat elkészüléséhez. Elsősorban témavezetőimnek, Lukács Rékának és Harangi Szabolcsnak, és konzulensemnek, Molnár Katának a szakmai iránymutatásért és motiválásért, valamint, hogy bármikor rendelkezésemre álltak, amikor segítségre volt szükségem a tudományos munkám során. Jelen dolgozat kutatási témája egy számomra teljesen új, eddig ismeretlen szegmense a geokémiának, örülök, hogy bevezettek erre a tudományterületre is, és így egy nagyon ígéretes és érdekes, ugyanakkor kihívásokkal teli témával foglalkozhattam az elmúlt évben, amit a jövőben is szívesen folytatnék.

Köszönet illeti továbbá Janka Pétert és Farkas Zsófiát, egykori és jelenlegi laboratóriumi technikusokat az ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszékén, akik rengeteg gyakorlati jótanáccsal és segítséggel láttak el a mintaelőkészítési munkafolyamat során. Ezen kívül apróbb segítséget nyújtottak a tanszék Phd hallgatói, Cserép Barbara, Hajdu Kriszta és Gál Péter is. Barbi és Kriszta a terepi mintagyűjtés során is hozzájárult, a többi résztvevővel együtt, jelen kutatómunka megvalósulásához. A nemesgáz izotópos mérések nem készülhettek volna el Molnár Kata, Benkó Zsolt és Fekete Gergő nélkül. A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatoknál pedig Szabó Ábel segítsége volt elengedhetetlen. Sági Tamásnak köszönöm a tőle „megörökölt” *Gru 2* kőzetmintát, és a persányi csiszolatok átnézésének lehetőségét.

Köszönöm családomnak a háttérből nyújtott támogatást, és a munkával tölthető idő biztosítását.

9. Felhasznált irodalom

- Ballentine, C. J., & Burnard, P. G. (2002). Production, release and transport of noble gases in the continental crust. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 47(1), 481-538.
- Barry, P. H., Hilton, D. R., Day, J. M., Pernet-Fisher, J. F., Howarth, G. H., Magna, T., ... & Taylor, L. A. (2015). Helium isotopic evidence for modification of the cratonic lithosphere during the Permo-Triassic Siberian flood basalt event. *Lithos*, 216, 73-80.
- Buikin, A., Trieloff, M., Hopp, J., Althaus, T., Korochantseva, E., Schwarz, W. H., & Altherr, R. (2005). Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(1-2), 143-162.
- Correale, A., Martelli, M., Paonita, A., Rizzo, A., Brusca, L., & Scribano, V. (2012). New evidence of mantle heterogeneity beneath the Hyblean Plateau (southeast Sicily, Italy) as inferred from noble gases and geochemistry of ultramafic xenoliths. *Lithos*, 132, 70-81.
- Czuppon, G., Matsumoto, T., Matsuda, J. I., Everard, J., & Sutherland, L. (2010). Noble gases in anhydrous mantle xenoliths from Tasmania in comparison with other localities from eastern Australia: Implications for the tectonic evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 317-327.
- Cserép, B., Szemerédi, M., Harangi, S., Erdmann, S., Bachmann, O., Dunkl, I., ... & Lukács, R. (2023). Constraints on the pre-eruptive magma storage conditions and magma evolution of the 56–30 ka explosive volcanism of Ciomadul (East Carpathians, Romania). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178(12), 96.
- Day, J. M., Barry, P. H., Hilton, D. R., Burgess, R., Pearson, D. G., & Taylor, L. A. (2015). The helium flux from the continents and ubiquity of low- $^3\text{He}/^4\text{He}$ recycled crust and lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 153, 116-133.
- Di Piazza, A., Rizzo, A. L., Barberi, F., Carapezza, M. L., De Astis, G., Romano, C., & Sortino, F. (2015). Geochemistry of the mantle source and magma feeding system beneath Turrialba volcano, Costa Rica. *Lithos*, 232, 319-335.
- Dodson, A., & Brandon, A. D. (1999). Radiogenic helium in xenoliths from Simcoe, Washington, USA: implications for metasomatic processes in the mantle wedge above subduction zones. *Chemical geology*, 160(4), 371-385.
- Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D. E., Vaselli, O., ... & Pécskay, Z. (1995). Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. *Lithos*, 35(1-2), 65-81.
- Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D. E., Vaselli, O., ... & Pécskay, Z. (1995). Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. *Lithos*, 35(1-2), 65-81.
- Ducea, M. N., Barla, A., Stoica, A. M., Panaiotu, C., & Petrescu, L. (2020). Temporal-geochemical evolution of the Persani volcanic field, eastern Transylvanian Basin (Romania): Implications for slab rollback beneath the SE Carpathians. *Tectonics*, 39(5), e2019TC005802.

Embey-Isztin A, Dobosi G., Downes H. (2001): Geochemical characterization of the Pannonian Basin mantle lithosphere and asthenosphere: An overview. *Acta Geologica Hungarica*, 44: 259-280

Embey-Isztin, A. and Dobosi, G., 1995. Mantle source characteristics for Miocene–Pleistocene alkali basalts, Carpathian–Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. *Acta Vulcanol.* 7, 155– 166.

Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D. E., Upton, B. G. J., Dobosi, G., Ingram, G. A., ... & Scharbert, H. G. (1993). The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology*, 34(2), 317-343.

Faccini, B., Rizzo, A. L., Bonadiman, C., Ntaflos, T., Seghedi, I., Grégoire, M., ... & Coltorti, M. (2020). Subduction-related melt refertilisation and alkaline metasomatism in the Eastern Transylvanian Basin lithospheric mantle: Evidence from mineral chemistry and noble gases in fluid inclusions. *Lithos*, 364, 105516.

Falus, G., Tommasi, A., Ingrin, J., & Szabó, C. (2008). Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), 50-64.

Ferrand, T. P., & Manea, E. F. (2021). Dehydration-induced earthquakes identified in a subducted oceanic slab beneath Vrancea, Romania. *Scientific reports*, 11(1), 10315.

Fillerup, M. A., Knapp, J. H., Knapp, C. C., & Raileanu, V. (2010). Mantle earthquakes in the absence of subduction? Continental delamination in the Romanian Carpathians. *Lithosphere*, 2(5), 333-340.

Gautheron, C., & Moreira, M. (2002). Helium signature of the subcontinental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1-2), 39-47.

Gautheron, C., Moreira, M., & Allègre, C. (2005). He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. *Chemical Geology*, 217(1-2), 97-112.

Graham, D. W. (2002). Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 47(1), 247-317.

Graham, D. W., Jenkins, W. J., Schilling, J. G., Thompson, G., Kurz, M. D., & Humphris, S. E. (1992). Helium isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalts from the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 110(1-4), 133-147.

Harangi, S. (2001). Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region—a review. *Acta Geologica Hungarica*, 44(2-3), 223-258.

Harangi, S. (2015): *Vulkánok: A Kárpát-Pannon térség tűzhányói.* (480 p). Szeged, GeoLitera, második, bővített kiadás

Harangi, S., & Lenkey, L. (2007). Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume.

Harangi, S., & Lukács, R. (2019). A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. *Földtani Közlöny*, 149(3, 4), 197-197.

Harangi, S., Jankovics, M. É., Sági, T., Kiss, B., Lukács, R., & Soós, I. (2015). Origin and geodynamic relationships of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern–central Europe. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2007-2032.

Harangi, S., Sági, T., Seghedi, I., & Ntaflor, T. (2013). Origin of basaltic magmas of Perșani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. *Lithos*, 180, 43-57.

Hilton, D. R., Hoogewerff, J. A., Van Bergen, M. J., & Hammerschmidt, K. (1992). Mapping magma sources in the east Sunda-Banda arcs, Indonesia: constraints from helium isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(2), 851-859.

Ismail-Zadeh, A., Matenco, L., Radulian, M., Cloetingh, S., & Panza, G. (2012). Geodynamics and intermediate-depth seismicity in Vrancea (the south-eastern Carpathians): current state-of-the art. *Tectonophysics*, 530, 50-79.

Kim, D., Lee, H., Lee, W., Kim, J., Oh, J., Song, J. H., ... & Stuart, F. M. (2021). Helium isotopes and olivine geochemistry of basalts and mantle xenoliths in Jeju Island, South Korea: Evaluation of role of SCLM on the Cenozoic intraplate volcanism in East Asia. *Lithos*, 390, 106123.

Koptev, A., Cloetingh, S., Kovács, I.J., Gerya, T., Ehlers, T.A., 2021. Controls by rheological structure of the lithosphere on the temporal evolution of continental magmatism: Inferences from the Pannonian Basin system. *Earth and Planetary Science Letters*, 565, 116925

Kovács, I., Patkó, L., Liptai, N., Lange, T.P., Taracsák, Z., Cloetingh, S.A.P.L., Török, K., Király, E., Karátson, D., Biró, T., Kiss, J., Pálos, Zs., Aradi, L.E., Falus, Gy., Hidas, K., Berkesi, M., Koptev, A., Novák, A., Szabó, C., 2020. The role of water and compression in the genesis of alkaline basalts: inferences from the Carpathian-Pannonian region. *Lithos* 354, 105323.

Kurz, M. D. (1986). Cosmogenic helium in a terrestrial igneous rock. *Nature*, 320(6061), 435-439.

Lee, W., Lee, H., Kim, D., Kim, J., Oh, J., Song, J. H., ... & Stuart, F. M. (2021). Trace element and helium isotope geochemistry of the Cenozoic intraplate volcanism in the East Sea (Sea of Japan): Implications for lithosphere-asthenosphere interaction. *Lithos*, 388, 106075.

Martelli, M., Bianchini, G., Beccaluva, L., & Rizzo, A. (2011). Helium and argon isotopic compositions of mantle xenoliths from Tallante and Calatrava, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(1-2), 18-26.

Martelli, M., Nuccio, P. M., Stuart, F. M., Burgess, R., Ellam, R. M., & Italiano, F. (2004). Helium–strontium isotope constraints on mantle evolution beneath the Roman Comagmatic Province, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4), 295-308.

- Martelli, M., Nuccio, P. M., Stuart, F. M., Di Liberto, V., & Ellam, R. M. (2008). Constraints on mantle source and interactions from He-Sr isotope variation in Italian Plio-Quaternary volcanism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2).
- Martelli, M., Rizzo, A. L., Renzulli, A., Ridolfi, F., Arienzo, I., & Rosciglione, A. (2014). Noble-gas signature of magmas from a heterogeneous mantle wedge: The case of Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy). *Chemical Geology*, 368, 39-53.
- Martin, U., & Németh, K. (2004). Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin.
- Matenco, L., Bertotti, G., Leever, K., Cloetingh, S. A. P. L., Schmid, S. M., Tărăpoancă, M., & Dinu, C. (2007). Large-scale deformation in a locked collisional boundary: Interplay between subsidence and uplift, intraplate stress, and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution. *Tectonics*, 26(4).
- Matenco, L., Krezsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., & Andriessen, P. (2010). Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: An example from the Carpathians. *Terra Nova*, 22(3), 155-165.
- Matsumoto, T., Chen, Y., & Matsuda, J. I. (2001). Concomitant occurrence of primordial and recycled noble gases in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 185(1-2), 35-47.
- Matsumoto, T., Pinti, D. L., Matsuda, J. I., & Umino, S. (2002). Recycled noble gas and nitrogen in the subcontinental lithospheric mantle: Implications from N-He-Ar in fluid inclusions of SE Australian xenoliths. *Geochemical Journal*, 36(3), 209-217.
- Meibom, A., Anderson, D. L., Sleep, N. H., Frei, R., Chamberlain, C. P., Hren, M. T., & Wooden, J. L. (2003). Are high $3\text{He}/4\text{He}$ ratios in oceanic basalts an indicator of deep-mantle plume components?. *Earth and Planetary Science Letters*, 208(3-4), 197-204.
- Mohapatra, R. K., & Honda, M. (2006). "Recycled" volatiles in mantle-derived diamonds—Evidence from nitrogen and noble gas isotopic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1-2), 215-219.
- Molnár, K., Czuppon, G., Palcsu, L., Benkó, Z., Lukács, R., Kis, B. M., Németh, B., & Harangi, S. (2021). Noble gas geochemistry of phenocrysts from the Ciomadul volcanic dome field (Eastern Carpathians). *Lithos*, 394, 106152.
- Natland J. H. (2003). Capture of helium and other volatiles during the growth of olivine phenocrysts in picritic basalts from the Juan Fernandez Islands. *Journal of Petrology*, 44(3), 421-456.
- Neubauer, F. and Cao, S., 2021. Migration of Late Miocene to Quaternary alkaline magmatism at the Alpine-Pannonian transition area: Significance for coupling of Adria plate motion with the Alpine-Carpathian front. *Global and Planetary Change*. 201. 103491
- Nuccio, P. M., Paonita, A., Rizzo, A., & Rosciglione, A. (2008). Elemental and isotope covariation of noble gases in mineral phases from Etnean volcanics erupted during 2001–2005, and genetic relation with peripheral gas discharges. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3-4), 683-690.

- O'Nions, R. K., & Oxburgh, E. R. (1988). Helium, volatile fluxes and the development of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3), 331-347.
- Panaïotu, C. G., Jicha, B. R., Singer, B. S., Țugui, A., Seghedi, I., Panaïotu, A. G., & Necula, C. (2013). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and paleomagnetism of Quaternary basaltic lavas from the Perșani Mountains (East Carpathians). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 221, 1-14.
- Rizzo, A. L., Barberi, F., Carapezza, M. L., Di Piazza, A., Francalanci, L., Sortino, F., & D'Alessandro, W. (2015). New mafic magma refilling a quiescent volcano: Evidence from He-Ne-Ar isotopes during the 2011–2012 unrest at Santorini, Greece. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(3), 798-814.
- Rizzo, A. L., Pelorosso, B., Coltorti, M., Ntaflos, T., Bonadiman, C., Matusiak-Mańek, M., ... & Bergonzoni, G. (2018). Geochemistry of noble gases and CO_2 in fluid inclusions from lithospheric mantle beneath Wilcza Góra (Lower Silesia, southwest Poland). *Frontiers in Earth Science*, 6, 215.
- Sano, Y., & Marty, B. (1995). Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chemical Geology*, 119(1-4), 265-274.
- Sano, Y., & Nakajima, J. (2008). Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and seismic tomography in Japan. *Geochemical Journal*, 42(1), 51-60.
- Sano, Y., & Wakita, H. (1985). Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B10), 8729-8741.
- Sarda, P. (2004). Surface noble gas recycling to the terrestrial mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1-2), 49-63.
- Seghedi, I., & Downes, H. (2011). Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. *Gondwana Research*, 20(4), 655-672.
- Seghedi, I., & Szakács, A. (1994). The Upper Pliocene-Pleistocene effusive and explosive basaltic volcanism from the Perșani Mountains. *Romanian Journal of Petrology*, 76, 101-107.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P. R., Thirlwall, M. F., Roșu, E., ... & Panaïotu, C. (2004). Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, 72(3-4), 117-146.
- Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szakács A., Balogh K., Pécskay Z., 2004. Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkaline magmatism in the Carpathian-Pannonian Region: A review. *Tectonophysics* 393, 43-62
- Seghedi, I., Mațenco, L., Downes, H., Mason, P. R., Szakács, A., & Pécskay, Z. (2011). Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. *Tectonophysics*, 502(1-2), 146-157.
- Seghedi, I., Popa, R. G., Panaïotu, C. G., Szakács, A., & Pécskay, Z. (2016). Short-lived eruptive episodes during the construction of a Na-alkaline basaltic field (Perșani Mountains, SE Transylvania, Romania). *Bulletin of Volcanology*, 78, 1-16.

- Shaw, A. M., Hilton, D. R., Fischer, T. P., Walker, J. A., & De Leeuw, G. A. M. (2006). Helium isotope variations in mineral separates from Costa Rica and Nicaragua: assessing crustal contributions, timescale variations and diffusion-related mechanisms. *Chemical Geology*, 230(1-2), 124-139.
- Sperner, B., Lorenz, F., Bonjer, K., Hettel, S., Müller, B., & Wenzel, F. (2001). Slab break-off—abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania). *Terra Nova*, 13(3), 172-179.
- Szabó, C., Harangi, S., & Csontos, L. (1992). Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 208(1-3), 243-256.
- Trieloff, M., & Altherr, R. (2007). He-Ne-Ar Isotope Systematics of Eifel and Pannonian Basin Mantle Xenoliths Trace Deep Mantle Plume-Lithosphere Interaction Beneath the European Continent. In *Mantle Plumes: A Multidisciplinary Approach* (pp. 339-367). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M., Dobosi, G., Coradossi, N., Seghedi, I., ... & Vannucci, R. (1995). Ultramafic xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the Eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. *Journal of Petrology*, 36(1), 23-53.
- Wenzel, F., Achauer, U., Enescu, D., Kissling, E., Russo, R., Mocanu, V., & Musacchio, G. (1998). Detailed look at final stage of plate break-off is target of study in Romania. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(48), 589-594.
- Wenzel, F., Lorenz, F. P., Sperner, B., & Oncescu, M. C. (1999). Seismotectonics of the Romanian Vrancea area. In *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation: Contributions from the First International Workshop on Vrancea Earthquakes*, Bucharest, Romania, November 1–4, 1997 (pp. 15-25). Springer Netherlands.
- Williams, C. D., Li, M., McNamara, A. K., Garnero, E. J., & Van Soest, M. C. (2015). Episodic entrainment of deep primordial mantle material into ocean island basalts. *Nature Communications*, 6(1), 8937.
- Wilson, M. and Patterson, R. 2001. Intra-plate magmatism related to hot fingers in the upper mantle: Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. In: R. Ernst & K. Buchan (Eds.) *Mantle Plumes: Their identification through time*. Geological Society of America Special Paper 352, 37-58.
- Yamamoto, J., Nishimura, K., Sugimoto, T., Takemura, K., Takahata, N., & Sano, Y. (2009). Diffusive fractionation of noble gases in mantle with magma channels: origin of low He/Ar in mantle-derived rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1-4), 167-174.
- Zellmer, G. F. (2021). Gaining acuity on crystal terminology in volcanic rocks. *Bulletin of Volcanology*, 83(11), 78.

10. Mellékletek

I. Melléklet: Saját eredmények (a saját munka listás összefoglalása)

II. Melléklet: Az általam SEM-EDS műszerrel mért, persányi olivin szeparátumokból (1/3 *Racos*, 17 *Barc*, *Gru* 2) válogatott szemcsék főelem összetétele, és a kristályok eredetéről levont következtetések a főelem geokémiai adatok és petrográfiai vizsgálatok alapján. Zölddel jelöltem azokat az adatokat, amik valószínűleg xenolitok olivin kristályaihoz, vagy olivin xenokristályokhoz tartoznak, és pirossal jelöltem az iddingsites kristályperemeket.

I. Melléklet: Saját eredmények

- Tudományos kérdések, melyeket a tudományos munkám során megfogalmaztam, majd megoldottam:
 - Alkalmasak-e a Persányi vulkáni terület (PVT) alkáli bazaltjaiban található olivin autokristályok elsődleges fluidzárványai a földköpeny forrásrégió nemesgáz izotópos összetételének nyomozására?
 - Milyen mintaelőkészítési munkafolyamattal nyerhető ki nemesgáz-tömegspektrométeres mérésekhez megfelelő mennyiségű és minőségű olivin autokristály a kőzetmintákból?
 - A PVT 3 alkáli bazalt mintájában (*1/3 Racos*, *Gru 2*, *17 Barc*) található olivin autokristályok He és Ne izotópos összetétele alapján, szakirodalmi adatokkal összevetve, milyen következtetések vonhatóak le a földköpeny forrásterület jellegéről, a lokális geodinamikai folyamatokról?
- Általam alkalmazott módszerek:
 - Terepi mintavételezés: *1/3 Racos* és *17 Barc* minták
 - Vékonycsiszolat készítése a *17 Barc* mintából
 - Makroszkópos és mikroszkópos petrográfiai vizsgálatok a 3 mintán (*1/3 Racos*, *Gru 2*, *17 Barc*)
 - SEM-BSE felvételek készítése és SEM-EDS mérések végzése önállóan, technikai felügyelettel, a 3 mintán (*1/3 Racos*, *Gru 2*, *17 Barc*)
 - Olivin szeparátumok elkészítése önállóan: a 3 kőzetminta törése, porítása, száraz és nedves szitálása, nehézasvány frakció leválasztása, mágneses szeparálása, majd kézi csipeszes válogatása sztereomikroszkóp alatt
 - Olivin szeparátumok mérése nemesgáz-tömegspektrométerrel a laboratórium dolgozóinak segítségével és felügyeletével, a laboratórium szabályai szerint részfeladatok önálló elvégzése
- Saját eredmények:
 - Hatékony mintaelőkészítési módszertan kidolgozása nemesgáz-tömegspektrométeres mérésekhez, bazaltos kőzetek olivin autokristályain a térségben elsőként
 - Olivin főelem geokémiai adatok a 3 mintából (*1/3 Racos*, *Gru 2*, *17 Barc*)
 - Olivin fluidzárványokból származó ^3He , ^4He , ^{20}Ne , ^{22}Ne izotópok koncentráció értékei a 3 mintából (*1/3 Racos*, *Gru 2*, *17 Barc*)
- Saját eredmények értelmezése és szakirodalmi adatokkal összevetve saját következtetések levonása:
 - A PVT alkáli bazaltjaiban az olivin autokristályok elsődleges fluidzárványai alkalmasak a földköpeny forrásterület jellegének vizsgálatára
 - Az *1/3 Racos* és a *Gru 2* minták nemesgáz izotópos összetétele a földköpeny forrásrégiót ért szubdukciós hatásokra (metaszomatózis/U, Th bomlása) vagy a forrásrégió litológiai heterogenitására utalhat
 - A *17 Barc* minta fluidzárványaiból származó nemesgáz izotópos összetétel valószínűleg nem csak a földköpeny forrásrégió jellemzőit tükrözi, hanem szin eruptív folyamatok hatására felülíródhatott

II. Melléklet:

Minta	Mérési pont	SiO2 (tömeg%)	Al2O3 (tömeg%)	Cr2O3 (tömeg%)	FeO (tömeg%)	MnO (tömeg%)	NiO (tömeg%)	MgO (tömeg%)	CaO (tömeg%)	Össz (tömeg%)
1/3 Racos	1/3_3-ol_perem	38.2500	0.0900	0.0100	20.8000	0.4800		40.0600	0.2600	99.9500
1/3 Racos	1/3_3-ol_mag1	39.9300	0.0000	0.0200	10.7500	0.1900		48.8100	0.2300	99.9300
1/3 Racos	1/3_3-ol_mag2	40.0800	0.0600	0.0000	10.8500	0.1800		48.6800	0.1600	100.0100
1/3 Racos	1/3_3-ol_mag3	40.2300	0.0000	0.0000	10.3000	0.0800		49.2500	0.1300	99.9900
1/3 Racos	1/3_4-ol_perem1	37.6000	0.0000	0.0100	25.8500	0.5800		35.5500	0.3600	99.9500
1/3 Racos	1/3_4-ol_perem2	37.8100	0.0500	0.0400	25.7700	0.6200		35.2300	0.3100	99.8300
1/3 Racos	1/3_4-ol_belső	38.0900	0.0200	0.0000	20.2800	0.3300		40.8300	0.3000	99.8500
1/3 Racos	1/3_4-ol_mag	39.1900	0.0500	0.1100	14.9000	0.1800		45.3500	0.1800	99.9600
1/3 Racos	1/3_4-ol_perem3	38.9100	0.0500	0.0600	15.4400	0.3300		44.6800	0.3600	99.8300
1/3 Racos	1/3_6-ol_perem1	40.5200	0.0200	0.0000	8.0700	0.0800	0.6500	50.5100	0.1500	100.0000
1/3 Racos	1/3_6-ol_perem2	40.4700	0.0000	0.1600	8.7600	0.1200	0.4700	49.9100	0.1200	100.0100
1/3 Racos	1/3_6-ol_perem3	37.0200	0.0000	0.0900	24.9900	0.4000		36.9300	0.3300	99.7600
1/3 Racos	1/3_6-ol_belső	40.3200	0.0000	0.0200	8.7700	0.2100	0.4900	49.9600	0.1400	99.9100
1/3 Racos	1/3_6-ol_mag	40.2800	0.0100	0.0600	8.2600	0.2500	0.5800	50.3000	0.1400	99.8800
1/3 Racos	1/3_8-ol_törm_ol_perem1	37.9600	2.4100	0.0000	30.9500	0.7500		26.5900	0.7100	99.3700
1/3 Racos	1/3_8-ol_törm_ol_perem2	37.1400	0.0400	0.0300	27.5700	0.5500		34.1300	0.3700	99.8300
1/3 Racos	1/3_8-ol_törm_ol_belső1	37.9000	0.0000	0.0100	20.3600	0.4200		40.8200	0.2300	99.7400
1/3 Racos	1/3_8-ol_törm_ol_mag	37.2700	0.0600	0.0000	25.2700	0.5000		36.3500	0.3300	99.7800
1/3 Racos	1/3_8-ol_törm_ol_belső2	39.6100	0.0900	0.0600	13.0500	0.3200		46.6500	0.2100	99.9900
1/3 Racos	1/3_8-ol_törm_ol_belső3	39.5100	0.0900	0.1000	13.5900	0.2800		46.0900	0.1900	99.8500
1/3 Racos	1/3_8-ol_törm_ol_perem3	35.3300	0.0100	0.0500	32.9200	0.8500		30.2600	0.4000	99.8200
1/3 Racos	1/3_9-ol_perem1	36.6500	0.0900	0.0300	28.2200	0.7100		33.8200	0.4000	99.9200
1/3 Racos	1/3_9-ol_belső	39.6900	0.0300	0.0500	12.7100	0.2200		47.1000	0.1700	99.9700
1/3 Racos	1/3_9-ol_mag	40.0700	0.0200	0.0600	10.2100	0.1500		49.1800	0.2100	99.9000
1/3 Racos	1/3_10-ol_perem1	36.7000	0.0700	0.0000	28.1700	0.5900		33.7700	0.3200	99.6200
1/3 Racos	1/3_10-ol_perem2	37.3400	0.0300	0.1900	25.7900	0.5900		35.6700	0.3600	99.9700
1/3 Racos	1/3_10-ol_perem3	38.3800	0.0500	0.0000	20.6300	0.4600		40.0600	0.2900	99.8700
1/3 Racos	1/3_10-ol_mag1	39.8100	0.0200	0.1100	11.8900	0.2800		47.8200	0.0700	100.0000
1/3 Racos	1/3_10-ol_mag2	39.7900	0.0200	0.0300	11.8700	0.2000	0.4700	47.5600	0.0000	99.9400
1/3 Racos	1/3_11-ol_perem1	36.4800	0.0100	0.0300	29.4400	0.5900		32.8800	0.4000	99.8300
1/3 Racos	1/3_11-ol_perem2	39.4200	0.0000	0.0800	12.1900	0.1900		47.5800	0.2100	99.6700
1/3 Racos	1/3_11-ol_perem3	35.7900	0.1200	0.0000	29.3100	0.7100		33.5700	0.2800	99.7800
1/3 Racos	1/3_11-ol_mag	39.8900	0.0100	0.0700	10.0200	0.1000	0.4500	49.2800	0.1800	100.0000
1/3 Racos	1/3_12-ol_törm_ol_perem	36.7700	0.0300	0.1100	25.7500	0.6300		36.3200	0.3500	99.9600
1/3 Racos	1/3_12-ol_törm_ol_mag	39.6100	0.1000	0.0700	13.2100	0.2300		46.4500	0.2500	99.9200
17 Barc	17_1-ol_perem	36.6300	0.0700	0.0000	28.1200	0.8400		33.9200	0.4100	99.9900
17 Barc	17_1-ol_mag	39.1700	0.0000	0.0000	14.9100	0.1600		45.6200	0.0400	99.9000
17 Barc	17_2-ol_perem	37.0500	0.0300	0.0000	26.8200	0.6500		34.9400	0.3400	99.8300
17 Barc	17_2-ol_mag	39.1800	0.0300	0.0800	15.0400	0.1900	0.3700	44.8200	0.2200	99.9300
17 Barc	17_4-ol_perem	36.8300	0.0700	0.0000	26.3200	0.6800		35.5400	0.3900	99.8300

17 Barc	17_4-ol_mag	40.2400	0.0100	0.0000	9.8800	0.1800	0.4100	49.1100	0.1600	99.9900
17 Barc	17_5-ol_perem	36.4900	0.0500	0.0200	27.9100	0.6900		34.3400	0.4500	99.9500
17 Barc	17_5-ol_mag	37.5200	0.0600	0.0200	22.7400	0.5300		38.4800	0.3400	99.6900
17 Barc	17_5-ol_belső1	40.0000	0.1000	0.0100	11.5200	0.1900		48.0500	0.1100	99.9800
17 Barc	17_5-ol_belső2	39.9500	0.0200	0.1500	11.3400	0.1900		48.2900	0.0700	100.0100
17 Barc	17_6-ol_belső1	39.9100	0.0000	0.0100	12.5900	0.3000		47.1200	0.0700	100.0000
17 Barc	17_6-ol_belső2	39.8700	0.0000	0.0000	11.2900	0.1600	0.5000	48.0900	0.0600	99.9700
17 Barc	17_7-ol_perem1	37.3100	0.0300	0.0500	25.2000	0.5900		36.1700	0.4400	99.7900
17 Barc	17_7-ol_mag1	38.1300	0.0600	0.0000	20.4300	0.3800		40.6300	0.2800	99.9100
17 Barc	17_7-ol_mag2	37.9300	0.1100	0.0000	21.0600	0.3400		40.2100	0.3500	100.0000
17 Barc	17_7-ol_perem2	36.5100	0.1300	0.0300	27.8500	0.7200		34.1100	0.4000	99.7500
17 Barc	17_8-ol_mag1	37.9500	0.1000	0.0000	20.0300	0.4500		41.0900	0.2800	99.9000
17 Barc	17_8-ol_mag2	37.7500	0.0000	0.0100	22.1400	0.3600		39.2700	0.3500	99.8800
17 Barc	17_8-ol_perem1	38.0500	0.0200	0.0900	22.0400	0.4400		38.9400	0.3700	99.9500
17 Barc	17_8-ol_perem2	35.9400	0.0800	0.0000	28.3500	0.6700		34.1900	0.4700	99.7000
17 Barc	17_10-törm_ol1	37.4200	0.0800	0.0000	24.4400	0.6400		36.7700	0.5300	99.8800
17 Barc	17_10-törm_ol2	37.6400	0.0200	0.0000	23.5300	0.4700		37.7800	0.4700	99.9100
17 Barc	17_11-ol_mag1	38.7200	0.0000	0.0000	17.1500	0.3500		43.5200	0.1800	99.9200
17 Barc	17_11-ol_perem1	36.4000	0.0000	0.0200	27.1600	0.7100		35.2600	0.4600	100.0100
17 Barc	17_11-ol_mag2	39.5400	0.0800	0.0500	13.3400	0.1600		46.4400	0.2400	99.8500
17 Barc	17_11-ol_perem2	37.6300	0.0000	0.0100	24.1700	0.5700		36.9100	0.3900	99.6800
17 Barc	17_11-ol_perem3	36.4900	0.0800	0.0000	27.5900	0.6500		34.7400	0.4200	99.9700
17 Barc	17_12-törm_ol1	40.1200	0.0300	0.0400	11.3200	0.1600		48.1200	0.0700	99.8600
17 Barc	17_12-törm_ol2	39.2900	0.0500	0.0000	12.9900	0.2900	0.4800	46.3700	0.2100	99.6800
Gru 2	gru2_1-ol_perem	39.2800	0.0400	0.1400	12.2800	0.0700	0.4400	47.3200	0.2400	99.8100
Gru 2	gru2_1-ol_mag	39.7800	0.0300	0.0900	10.8300	0.2200	0.5300	48.3000	0.2200	100.0000
Gru 2	gru2_2-ol_perem1	39.3100	0.2100	0.0800	15.1000	0.2900		44.4300	0.3300	99.7500
Gru 2	gru2_2-ol_perem2	39.6100	0.0100	0.0300	11.9900	0.2400		47.8500	0.2100	99.9400
Gru 2	gru2_2-ol_mag	39.5900	0.0000	0.0000	13.1600	0.2100		46.8100	0.1600	99.9300
Gru 2	gru2_4-ol_perem3	39.2800	0.0000	0.0800	15.6900	0.2800		44.2800	0.2700	99.8800
Gru 2	gru2_4-ol_belső2	38.3700	0.2200	0.0800	21.4000	0.4100		39.0800	0.3900	99.9500
Gru 2	gru2_4-ol_mag	39.8600	0.0600	0.0200	11.3400	0.1300	0.3600	47.9600	0.1800	99.9100
Gru 2	gru2_4-ol_perem1	39.8700	0.0800	0.1200	10.2900	0.2000	0.3500	48.8000	0.1900	99.9000
Gru 2	gru2_4-ol_perem2	37.2600	0.5100	0.0000	31.5800	0.4700		29.1300	0.6400	99.5900
Gru 2	gru2_4-ol_incl_ol_belső	38.8700	0.0700	0.0000	17.9800	0.3700		42.2900	0.2800	99.8600
Gru 2	gru2_4-ol_incl_ol_perem	37.7100	0.2000	0.0200	25.1600	0.6100		35.6900	0.5400	99.9300
Gru 2	gru2_7-ol_incl_ol_belső	39.7200	0.0700	0.0700	11.1000	0.2700		48.6500	0.1400	100.0200
Gru 2	gru2_7-ol_incl_ol_perem	38.5600	0.1100	0.0000	18.3400	0.5300		41.9500	0.4400	99.9300
Gru 2	gru2_8-ol-törm_ol_mag	39.9500	0.0600	0.0200	11.4800	0.0900		48.0300	0.2300	99.8600
Gru 2	gru2_8-ol-törm_ol_perem	38.8200	0.0800	0.0500	16.6200	0.3300		43.5500	0.3800	99.8300
Gru 2	gru2_9-ol_perem	37.6100	0.0700	0.0100	20.9600	0.3400		40.5300	0.3700	99.8900
Gru 2	gru2_9-ol_mag	39.3800	0.0000	0.0000	14.5600	0.2400		45.6700	0.1400	99.9900

Minta	Mérési pont	Si	Al	Cr	Fe(II)	Mn	Ni	Mg	Ca	Mg- szám	Forsterit (mol%)	Fayalit (mol%)	Kristály értelmezés
1/3 Racos	1/3_3-ol_perem	0.9905	0.0027	0.0002	0.4505	0.0105	0.0000	1.5463	0.0072	0.7700	77.4400	22.5600	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_3-ol_mag1	0.9857	0.0000	0.0004	0.2219	0.0040	0.0000	1.7960	0.0061	0.8900	89.0000	11.0000	autokristály
1/3 Racos	1/3_3-ol_mag2	0.9883	0.0017	0.0000	0.2237	0.0038	0.0000	1.7891	0.0042	0.8900	88.8800	11.1200	autokristály
1/3 Racos	1/3_3-ol_mag3	0.9891	0.0000	0.0000	0.2118	0.0017	0.0000	1.8049	0.0034	0.8900	89.5000	10.5000	autokristály
1/3 Racos	1/3_4-ol_perem1	0.9980	0.0000	0.0002	0.5738	0.0130	0.0000	1.4065	0.0102	0.7100	71.0200	28.9800	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_4-ol_perem2	1.0037	0.0016	0.0008	0.5721	0.0139	0.0000	1.3940	0.0088	0.7100	70.9000	29.1000	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_4-ol_belső	0.9853	0.0006	0.0000	0.4387	0.0072	0.0000	1.5742	0.0083	0.7800	78.2100	21.7900	autokristály
1/3 Racos	1/3_4-ol_mag	0.9859	0.0015	0.0022	0.3135	0.0038	0.0000	1.7005	0.0049	0.8400	84.4300	15.5700	autokristály
1/3 Racos	1/3_4-ol_perem3	0.9841	0.0015	0.0012	0.3266	0.0071	0.0000	1.6843	0.0098	0.8400	83.7600	16.2400	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_6-ol_perem1	0.9891	0.0006	0.0000	0.1647	0.0017	0.0128	1.8378	0.0039	0.9200	91.7700	8.2300	xenokristály?
1/3 Racos	1/3_6-ol_perem2	0.9904	0.0000	0.0031	0.1793	0.0025	0.0093	1.8205	0.0031	0.9100	91.0400	8.9600	xenokristály?
1/3 Racos	1/3_6-ol_perem3	0.9821	0.0000	0.0019	0.5544	0.0090	0.0000	1.4602	0.0094	0.7200	72.4800	27.5200	xenokristály szilánk átalakult pereme?
1/3 Racos	1/3_6-ol_belső	0.9883	0.0000	0.0004	0.1798	0.0044	0.0097	1.8253	0.0037	0.9100	91.0300	8.9700	xenokristály?
1/3 Racos	1/3_6-ol_mag	0.9863	0.0003	0.0012	0.1691	0.0052	0.0114	1.8358	0.0037	0.9200	91.5600	8.4400	xenokristály?
1/3 Racos	1/3_8- ol_törm_ol_perem 1	1.0323	0.0772	0.0000	0.7039	0.0173	0.0000	1.0778	0.0207	0.6000	60.4900	39.5100	iddingsites kristályperem
1/3 Racos	1/3_8- ol_törm_ol_perem 2	0.9959	0.0013	0.0006	0.6182	0.0125	0.0000	1.3641	0.0106	0.6900	68.8100	31.1900	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_8- ol_törm_ol_belső1	0.9826	0.0000	0.0002	0.4414	0.0092	0.0000	1.5774	0.0064	0.7800	78.1300	21.8700	autokristály
1/3 Racos	1/3_8- ol_törm_ol_mag	0.9890	0.0019	0.0000	0.5608	0.0112	0.0000	1.4377	0.0094	0.7200	71.9400	28.0600	autokristály
1/3 Racos	1/3_8- ol_törm_ol_belső2	0.9878	0.0026	0.0012	0.2722	0.0068	0.0000	1.7341	0.0056	0.8600	86.4300	13.5700	autokristály
1/3 Racos	1/3_8- ol_törm_ol_belső3	0.9890	0.0027	0.0020	0.2845	0.0059	0.0000	1.7196	0.0051	0.8600	85.8000	14.2000	autokristály
1/3 Racos	1/3_8- ol_törm_ol_perem 3	0.9779	0.0003	0.0011	0.7620	0.0199	0.0000	1.2484	0.0119	0.6200	62.1000	37.9000	iddingsites kristályperem

1/3 Racos	1/3_9-ol_perem1	0.9870	0.0029	0.0006	0.6356	0.0162	0.0000	1.3575	0.0115	0.6800	68.1100	31.8900	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_9-ol_belső	0.9880	0.0009	0.0010	0.2646	0.0046	0.0000	1.7475	0.0045	0.8700	86.8500	13.1500	autokristály
1/3 Racos	1/3_9-ol_mag	0.9867	0.0006	0.0012	0.2103	0.0031	0.0000	1.8051	0.0055	0.9000	89.5700	10.4300	autokristály
1/3 Racos	1/3_10-ol_perem1	0.9902	0.0022	0.0000	0.6356	0.0135	0.0000	1.3580	0.0093	0.6800	68.1200	31.8800	xenokristály szilánk átalakult pereme?
1/3 Racos	1/3_10-ol_perem2	0.9919	0.0009	0.0040	0.5729	0.0133	0.0000	1.4123	0.0102	0.7100	71.1400	28.8600	xenokristály szilánk átalakult pereme?
1/3 Racos	1/3_10-ol_perem3	0.9936	0.0015	0.0000	0.4466	0.0101	0.0000	1.5458	0.0080	0.7800	77.5800	22.4200	xenokristály szilánk átalakult pereme?
1/3 Racos	1/3_10-ol_mag1	0.9871	0.0006	0.0022	0.2466	0.0059	0.0000	1.7674	0.0019	0.8800	87.7600	12.2400	xenokristály?
1/3 Racos	1/3_10-ol_mag2	0.9885	0.0006	0.0006	0.2466	0.0042	0.0094	1.7611	0.0000	0.8800	87.7200	12.2800	xenokristály?
1/3 Racos	1/3_11-ol_perem1	0.9888	0.0003	0.0006	0.6674	0.0135	0.0000	1.3284	0.0116	0.6700	66.5600	33.4400	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_11-ol_perem2	0.9828	0.0000	0.0016	0.2542	0.0040	0.0000	1.7682	0.0056	0.8700	87.4300	12.5700	autokristály
1/3 Racos	1/3_11-ol_perem3	0.9723	0.0038	0.0000	0.6659	0.0163	0.0000	1.3593	0.0081	0.6700	67.1200	32.8800	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_11-ol_mag	0.9828	0.0003	0.0014	0.2065	0.0021	0.0089	1.8097	0.0048	0.9000	89.7600	10.2400	autokristály
1/3 Racos	1/3_12-ol_törm_o l_perem	0.9786	0.0009	0.0023	0.5731	0.0142	0.0000	1.4407	0.0100	0.7200	71.5400	28.4600	fejlettebb, keskeny kristályperem
1/3 Racos	1/3_12-ol_törm_o l_mag	0.9889	0.0029	0.0014	0.2758	0.0049	0.0000	1.7284	0.0067	0.8600	86.2400	13.7600	autokristály
17 Barc	17_1-ol_perem	0.9859	0.0022	0.0000	0.6330	0.0192	0.0000	1.3608	0.0118	0.6800	68.2500	31.7500	iddingsites kristályperem
17 Barc	17_1-ol_mag	0.9855	0.0000	0.0000	0.3137	0.0034	0.0000	1.7108	0.0011	0.8500	84.5000	15.5000	autokristály
17 Barc	17_2-ol_perem	0.9908	0.0009	0.0000	0.5998	0.0147	0.0000	1.3927	0.0097	0.7000	69.9000	30.1000	autokristály
17 Barc	17_2-ol_mag	0.9882	0.0009	0.0016	0.3173	0.0041	0.0075	1.6850	0.0059	0.8400	84.1600	15.8400	autokristály
17 Barc	17_4-ol_perem	0.9837	0.0022	0.0000	0.5879	0.0154	0.0000	1.4149	0.0112	0.7100	70.6500	29.3500	xenokristály szilánk átalakult pereme
17 Barc	17_4-ol_mag	0.9898	0.0003	0.0000	0.2032	0.0038	0.0081	1.8006	0.0042	0.9000	89.8600	10.1400	xenokristály
17 Barc	17_5-ol_perem	0.9817	0.0016	0.0004	0.6279	0.0157	0.0000	1.3770	0.0130	0.6900	68.6800	31.3200	fejlettebb, keskeny kristályperem
17 Barc	17_5-ol_mag	0.9851	0.0019	0.0004	0.4993	0.0118	0.0000	1.5058	0.0096	0.7500	75.1000	24.9000	autokristály
17 Barc	17_5-ol_belső1	0.9894	0.0029	0.0002	0.2383	0.0040	0.0000	1.7714	0.0029	0.8800	88.1400	11.8600	xenokristály
17 Barc	17_5-ol_belső2	0.9876	0.0006	0.0029	0.2344	0.0040	0.0000	1.7793	0.0019	0.8800	88.3600	11.6400	xenokristály
17 Barc	17_6-ol_belső1	0.9920	0.0000	0.0002	0.2617	0.0063	0.0000	1.7458	0.0019	0.8700	86.9600	13.0400	xenokristály
17 Barc	17_6-ol_belső2	0.9877	0.0000	0.0000	0.2339	0.0034	0.0100	1.7757	0.0016	0.8800	88.3600	11.6400	xenokristály

17 Barc	17_7-ol_perem1	0.9904	0.0009	0.0010	0.5594	0.0133	0.0000	1.4311	0.0125	0.7200	71.9000	28.1000	fejlettebb, keskeny kristályperem
17 Barc	17_7-ol_mag1	0.9863	0.0018	0.0000	0.4420	0.0083	0.0000	1.5665	0.0078	0.7800	78.0000	22.0000	autokristály
17 Barc	17_7-ol_mag2	0.9835	0.0034	0.0000	0.4567	0.0075	0.0000	1.5541	0.0097	0.7700	77.2900	22.7100	autokristály
17 Barc	17_7-ol_perem2	0.9837	0.0041	0.0006	0.6275	0.0164	0.0000	1.3699	0.0115	0.6900	68.5800	31.4200	fejlettebb, keskeny kristályperem
17 Barc	17_8-ol_mag1	0.9809	0.0030	0.0000	0.4330	0.0099	0.0000	1.5830	0.0078	0.7900	78.5200	21.4800	autokristály
17 Barc	17_8-ol_mag2	0.9854	0.0000	0.0002	0.4833	0.0080	0.0000	1.5279	0.0098	0.7600	75.9700	24.0300	autokristály
17 Barc	17_8-ol_perem1	0.9916	0.0006	0.0019	0.4804	0.0097	0.0000	1.5126	0.0103	0.7600	75.9000	24.1000	autokristály
17 Barc	17_8-ol_perem2	0.9729	0.0026	0.0000	0.6418	0.0154	0.0000	1.3795	0.0136	0.6800	68.2500	31.7500	fejlettebb, keskeny kristályperem
17 Barc	17_10-törm_ol1	0.9891	0.0025	0.0000	0.5402	0.0143	0.0000	1.4486	0.0150	0.7300	72.8400	27.1600	fejlettebb, keskeny kristályperem
17 Barc	17_10-törm_ol2	0.9892	0.0006	0.0000	0.5171	0.0105	0.0000	1.4799	0.0132	0.7400	74.1000	25.9000	autokristály
17 Barc	17_11-ol_mag1	0.9856	0.0000	0.0000	0.3651	0.0075	0.0000	1.6512	0.0049	0.8200	81.8900	18.1100	autokristály
17 Barc	17_11-ol_perem1	0.9760	0.0000	0.0004	0.6090	0.0161	0.0000	1.4091	0.0132	0.7000	69.8200	30.1800	fejlettebb, keskeny kristályperem
17 Barc	17_11-ol_mag2	0.9882	0.0024	0.0010	0.2788	0.0034	0.0000	1.7300	0.0064	0.8600	86.1200	13.8800	xenokristály
17 Barc	17_11-ol_perem2	0.9942	0.0000	0.0002	0.5340	0.0128	0.0000	1.4535	0.0110	0.7300	73.1300	26.8700	xenokristály szilánk átalakult pereme?
17 Barc	17_11-ol_perem3	0.9798	0.0025	0.0000	0.6195	0.0148	0.0000	1.3903	0.0121	0.6900	69.1800	30.8200	xenokristály szilánk átalakult pereme?
17 Barc	17_12_törm_ol1	0.9922	0.0009	0.0008	0.2341	0.0034	0.0000	1.7738	0.0019	0.8800	88.3400	11.6600	xenokristály
17 Barc	17_12_törm_ol2	0.9853	0.0015	0.0000	0.2724	0.0062	0.0097	1.7333	0.0056	0.8600	86.4200	13.5800	xenokristály
Gru 2	gru2_1-ol_perem	0.9804	0.0012	0.0028	0.2563	0.0015	0.0088	1.7603	0.0064	0.8700	87.2900	12.7100	autokristály
Gru 2	gru2_1-ol_mag	0.9845	0.0009	0.0018	0.2242	0.0046	0.0105	1.7818	0.0058	0.8900	88.8300	11.1700	autokristály
Gru 2	gru2_2-ol_perem1	0.9918	0.0062	0.0016	0.3186	0.0062	0.0000	1.6709	0.0089	0.8400	83.9900	16.0100	fejlettebb, keskeny kristályperem
Gru 2	gru2_2-ol_perem2	0.9838	0.0003	0.0006	0.2490	0.0050	0.0000	1.7714	0.0056	0.8800	87.6700	12.3300	autokristály
Gru 2	gru2_2-ol_mag	0.9879	0.0000	0.0000	0.2746	0.0044	0.0000	1.7409	0.0043	0.8600	86.3800	13.6200	autokristály
Gru 2	gru2_4-ol_perem3	0.9925	0.0000	0.0016	0.3316	0.0060	0.0000	1.6677	0.0073	0.8300	83.4200	16.5800	fejlettebb, keskeny kristályperem
Gru 2	gru2_4-ol_belső2	0.9958	0.0067	0.0016	0.4644	0.0090	0.0000	1.5116	0.0108	0.7600	76.5000	23.5000	fejlettebb, keskeny kristályperem
Gru 2	gru2_4-ol_mag	0.9878	0.0018	0.0004	0.2350	0.0027	0.0072	1.7715	0.0048	0.8800	88.2900	11.7100	xenokristály
Gru 2	gru2_4-ol_perem1	0.9843	0.0023	0.0023	0.2125	0.0042	0.0069	1.7957	0.0050	0.8900	89.4200	10.5800	xenokristály
Gru 2	gru2_4-ol_perem2	1.0185	0.0164	0.0000	0.7219	0.0109	0.0000	1.1868	0.0187	0.6200	62.1800	37.8200	olvadékkal reakció
Gru 2	gru2_4- ol_incl_ol_belső	0.9932	0.0021	0.0000	0.3842	0.0080	0.0000	1.6106	0.0077	0.8100	80.7400	19.2600	autokristály

Gru 2	gru2_4- ol_incl_ol_perem	0.9981	0.0062	0.0004	0.5569	0.0137	0.0000	1.4080	0.0153	0.7200	71.6600	28.3400	fejlettebb, keskeny kristályperem
Gru 2	gru2_7- ol_incl_ol_belső	0.9818	0.0020	0.0014	0.2295	0.0057	0.0000	1.7924	0.0037	0.8900	88.6500	11.3500	autokristály
Gru 2	gru2_7- ol_incl_ol_perem	0.9881	0.0033	0.0000	0.3930	0.0115	0.0000	1.6022	0.0121	0.8000	80.3000	19.7000	fejlettebb, keskeny kristályperem
Gru 2	gru2_8-ol- törm_ol_mag	0.9892	0.0018	0.0004	0.2377	0.0019	0.0000	1.7726	0.0061	0.8800	88.1800	11.8200	autokristály
Gru 2	gru2_8-ol- törm_ol_perem	0.9869	0.0024	0.0010	0.3534	0.0071	0.0000	1.6502	0.0104	0.8200	82.3600	17.6400	fejlettebb, keskeny kristályperem
Gru 2	gru2_9-ol_perem	0.9770	0.0021	0.0002	0.4554	0.0075	0.0000	1.5693	0.0103	0.7800	77.5100	22.4900	fejlettebb, keskeny kristályperem
Gru 2	gru2_9-ol_mag	0.9884	0.0000	0.0000	0.3056	0.0051	0.0000	1.7086	0.0038	0.8500	84.8300	15.1700	autokristály

Dolgozat lezárásának dátuma: 2024. július 25.