

A Kárpát-Pannon térség miocén-pliocén bazaltjaiban lévő olivin fenokristályok nemesgázizotóp összetétele

TDK DOLGOZAT

Készítette: Szűcs Kende Fülöp

ELTE TTK Földtudomány alapszakos hallgató

Témavezetők: dr. Harangi Szabolcs és dr. Lukács Réka

Konzulens: dr. Molnár Kata



ELTE

**HUN
REN**



Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Földrajz- és

Földtudományi Intézet Közettan-Geokémiai Tanszék

HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

MTA-HUN-REN-CSFK PannonVulkán Lendület Kutatócsoport

HUN-REN ATOMKI

Budapest, 2024

Tartalomjegyzék

1.	Összefoglaló (Abstract)	3
2.	Bevezetés	4
3.	Földtani háttér	5
3.1.	Bakony-Balaton vulkáni terület	7
3.2.	Kisalföld (Kemenesalja) vulkáni terület	11
4.	Analitikai módszerek	12
4.1.	Mintaválasztási szempontok	12
4.2.	Mintagyűjtés	14
4.3.	Mintaelőkészítés	15
4.4.	Analitikai módszerek	16
5.	Eredmények	17
5.1.	Petrográfiai vizsgálatok	17
5.2.	Olivin főelem geokémiai mérések	24
5.3.	Olivin nemesgázizotóp mérések	28
6.	Értelmezés	32
6.1.	Olivinkristályok főelem összetétele	32
6.2.	Nemesgázadatok értelmezése	36
7.	Következtetés, összefoglalás	42
8.	Köszönetnyilvánítás	42
9.	Irodalom	43

1. Összefoglaló (Abstract)

A Kárpát-Pannon térségben a neogén-kvarter során lezajlott alkáli bazaltos vulkáni működést már több, mint egy évszázada kutatják az adott korszaknak megfelelő elméletek és vizsgálati módszerek alkalmazásával. TDK munkám keretében egy újszerű kutatást végeztem, először vizsgáltam Magyarországon található bazaltok (Badacsony, Haláp, Hegyestű, Ság-hegy) olivinjeinek nemesgázizotóp összetételét, követve Pánczél Emese úttörő korábbi TDK munkáját, amit a romániai Persányi vulkáni terület bazaltjaira végzett. A Bakony-Balaton-felvidék és a Kisalföld egyaránt monogenetikus vulkáni mező, amely 8-2,5 millió év között volt aktív. A vizsgált minták lefedik e teljes időszakot és a bazaltok összetételbeli változatosságát. A két vulkáni mező esetében a bazaltos magmatizmust a Pannon-medence korábbi extenziója során elvékonyodott litoszféra alatt felemelkedő asztenoszféra kismértékű, nyomáscsökkenéses olvadásával magyarázzák.

Minden bazalt mintából zárvány és átalakulás mentes olivin szeparátumot készítettem, petrográfiai jellemzést adtam, elektron mikroszondás módszerrel meghatároztam az olivinek kémiai összetételét, a nemesgázizotóp összetétel méréseket pedig a HUN-REN ATOMKI laboratóriumában végeztem. A kapott nemesgázadatoknak a lokális litoszféra értékekkel való összehasonlítás érdekében kiegészítő méréseket végeztünk bondorói és sitkei xenolit mintákon. A legnagyobb, atmoszférikus $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányhoz (R_a) viszonyított héliumizotóp arányt a hegyestűi minta esetében kaptuk: $5,9 \pm 0,3 R_a$, de szintén viszonylag magas értéket adott a Ság-hegy olivinje: $5,3 \pm 0,3 R_a$. Ezekkel szemben a badacsonyi és halápi olivinek jelentősen alacsonyabb, $4,3 \pm 0,3$ és $3,2 \pm 0,5 R_a$ értéket mutattak. A Hegyestű és a Ság-hegy magmái a geokémiai adatok alapján gyorsan jutottak a felszínre, ezzel minimalizálva az olivinbe zárt fluidumokat érhető módosító hatásokat. Ezek az értékek ezért az asztenoszféra forrásterület jellegét tükrözik. A litoszféra köpenyhez képest némileg alacsonyabb nemesgázizotóp adatok földköpeny heterogenitással, korábbi szubdukcióhoz kapcsolódó kontaminációval, piroxenit/eklogit kőzet jelenlétével magyarázható. Ezekhez a mintákhoz képest a badacsonyi és halápi minták nemcsak alacsonyabb R/R_a értéket mutatnak, hanem a ^4He koncentráció és a $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ aránya is kisebb, ami a He diffúzív frakcionációjára utalnak. Ez összhangban van az olivin kristályok eltérő főelem összetételével, ami hosszabb ideig tartó frakcionációs kristályosodási folyamatra utal.

2. Bevezetés

A nemesgázizotóp arányok alapján jól nyomozható a bazaltos magmák földköpeny forrásrégiójának az összetételi jellege, ugyanis érzékenyen jelzik például a szubdukció vagy a köpenycsóva (plume) feláramlás jelenlétét. Az olvadékképződés során keletkező magma az asztenoszféra régiójának jellemző izotóp összetételét veszi át és ebből az olvadékból likvidusz fázisként kikristályosodó olivin ásvány is ezt az összetételt tükrözi. Ezek az elsődlegesen létrejövő kristályok fluid- és olvadékszárványokban csapdázzák az illókat (elsősorban széndioxidot) és ezekben a különböző nemesgázizotópokat. Ezt az elsődleges fluidzárványokban őrzött értéket később különböző folyamatok még befolyásolhatják, azonban izotóparányokkal, teljesközet és ásványkémiai adatokkal ezek a változások felfedhetők.

Az óceáni hátságok mentén a földköpeny nemesgáz-összetételét elsősorban a bazaltok kőzetüveg fázisából vizsgálják, amely alapján az egész bolygón $8 R_a$ (a $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparány értéket R), az atmoszférikus értékhez R_a /, viszonyítjuk, ami 1.382×10^{-6} ; Graham, 2002; Sano et al., 2013) körüli értéket kaptak. Ez a MORB (óceánközépi hátságoknál keletkező bazalt) magmákra kapott, globálisan hasonló érték jellemzi a kimerült asztenoszféra földköpenyt. Ezzel szemben azonban az óceáni sziget bazaltokban (OIB) sokszor jelentősen nagyobb R_a értéket tapasztalnak (Williams et al., 2015), ami jóval több ^3He izotóp mennyiséget jelez. Ezt a primordiális izotóp összetételt a mélyebb földköpenyből származó forráskőzet anyaggal magyarázzák. Ezt a kőzetanyagot köpenycsóvák (plume) tudják felhozni, amelynek 80-120 km mélységben történő részleges olvadásával jönnek létre az óceáni szigeteket létrehozó bazaltos magmák.

A bazaltok mellett vizsgálták a magmák által felszínre hozott litoszféraköpeny peridotit kőzetzárványok, azaz xenolitok nemesgáz-összetételét is. A szubkontinentális litoszférára jellemző értéket Gautheron és Moreira (2002) határozta meg ($6,1 \pm 0,9 R_a$). A Pannon-medencében lévő ultramafikus xenolitokból azonban csak kevés nemesgázizotóp adat áll rendelkezésre (Kapfenstein; Gautheron et al., 2005; Szentbékállá; Buikin et al., 2005). Ezek a litoszféraköpenyre vonatkozó nemesgázadatok azonban nem a bazaltok forrásrégióját képviselik, ugyanis a Pannon-medence alkáli bazalt vulkanizmusának forrása az asztenoszféra (Embey-Isztin et al., 1993; Downes et al., 1995; Harangi et al., 1995a; 2015). Az első, asztenoszféra-eredetű bazaltok (Persányi vulkáni terület, Románia) olivin fenokristályainak nemesgázizotóp méréseit Pánczél Emese végezte el és mutatta be eredményeit a 2023. évi kari TDK előadásán. A sikeres mérésekkel és a mintaelőkészítési folyamatok kidolgozásával

perspektívát adott egy átfogóbb, a térség bazaltos közeteire vonatkozó nemesgázizotópos vizsgálat megindítására.

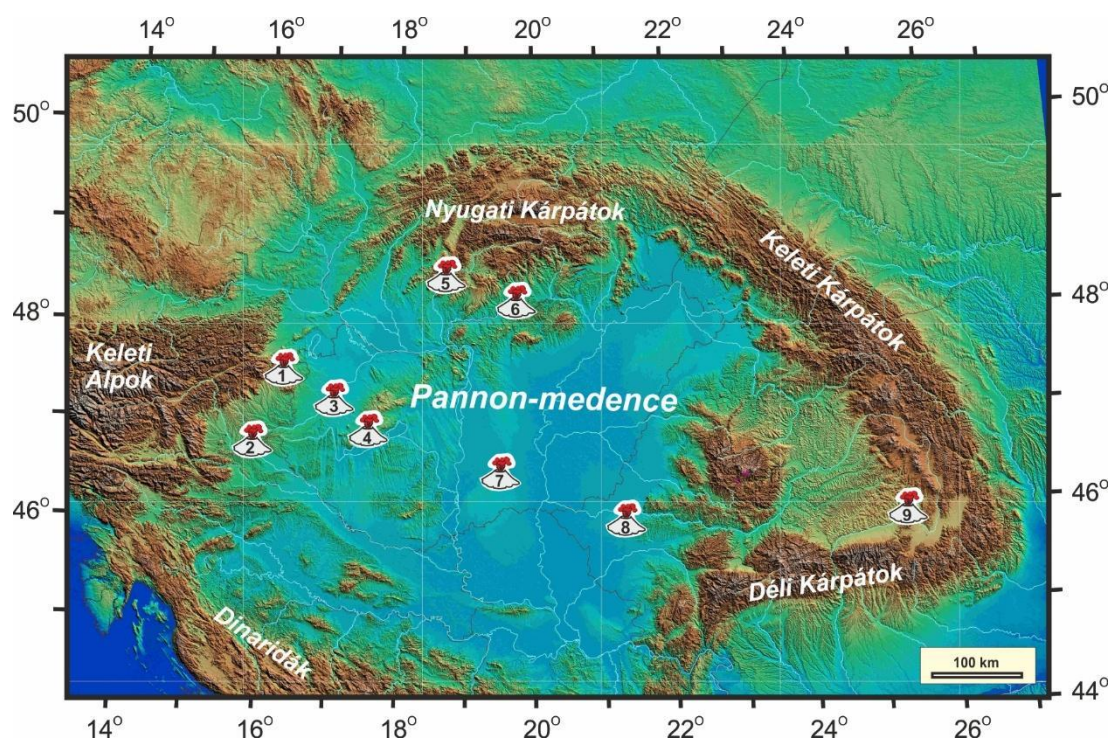
A dolgozatomban először számolunk be Magyarország területéről a kiterjedt miocén-pliocén alkáli bazalt vulkánok bazaltjaiban lévő olivin fenokristályok nemesgázizotópos vizsgálatának eredményeiről. A kutatómunka során négy különböző kitörési időszakból származó vulkán (Ság-hegy, Badacsony, Haláp, Hegyestű) kőzetéből vettünk mintát. A hosszú mintaelőkészítési folyamat során sikerült két mintából is duplikátum méréshez elegendő (1.6–2 g) olivin szemcsét szeparálni. Az olivin szeparátum elkészítése és nemesgázizotópok mérése mellett vékonycsiszolatokat készítettem optikai, BSE, EDS és WDS mikroszkópia elemzésekre, petrográfiai megfigyelések gyűjtésére és ásványkémiai összetétel meghatározásra. Továbbá, a bazaltok olivinjeinek nemesgázadat összehasonlításához a szakirodalmi xenolit adatokon túl, új méréseket is végeztünk ugyanazon vulkáni területeken begyűjtött xenolitokon (Bondoró, Sitke). Ezeket az adatokat csak a nemesgáz eredmények értelmezéséhez használtuk, a vizsgált xenolitok egyéb részletes kőzettani és geokémiai jellemzőinek tárgyalása túlnő a kutatómunka kitűzött céljain, ezért itt nem tárgyalom.

A kutatásunk célja a Pannon-medence alatt lévő asztenoszféra jellegéről új információk szolgáltatása kombinált nemesgázizotóp eredmények és olivin kémiai összetétel adatok alapján, hozzájárulni mindezzel a térség bazaltvulkáni működésének jobb megértéséhez.

3. Földtani háttér

Az elmúlt 20 millió évben a Kárpát-Pannon régióban jelentős és változatos vulkanizmus zajlott, amelyet négy fő csoportra lehet osztani: szilíciumgazdag vulkanizmus (18,1-14,4 Ma), mészkáli andezit-dácit vulkanizmus (16,5-1,5 Ma), alkáli bazalt vulkanizmus (12-0,1 Ma) és káli-ultrakáli vulkanizmus (17-15 Ma, 2,1-0,03 Ma) (Szabó et al., 1992; Harangi, 2001; Konečný et al., 2002; Seghedi et al., 2004, 2005; Seghedi & Downes, 2011; Harangi & Lukács, 2019; Harangi et al., 2025). Ezeknek a magmáknak a keletkezését a Pannon-medence kialakulásához és földtani fejlődéséhez kapcsolják. Az elsődleges szerep a térség alatti litoszféra elvékonyodásának volt (Harangi & Lenkey, 2007), közvetlenül ehhez kötik a szilíciumgazdag vulkanizmust (Lukács et al., 2018), valamint részben a mészkáli és káli-ultrakáli vulkanizmust (Lexa & Konečný, 1974; Harangi, 2001; Harangi et al., 2001; Harangi & Lenkey, 2007). A litoszféra és a földkéreg jelentős elvékonyodása mintegy 20-23 millió éve kezdődött és időben egyre inkább kelet-északkelet felé haladva 9-10 millió évvel ezelőttig tartott (Tari et al., 1992, 1999; Horváth, 1993; Horváth et al., 2006, 2015; Balázs et al., 2016).

Ennek oka a leginkább elfogadott elmélet szerint a térség keleti részén zajló hátráló szubdukció volt, ami az alábukási front mögötti területen extenziót okozott (Royden et al., 1983; Csontos et al., 1992). Jelenleg a litoszféra vastagsága a Pannon-medence alatt 50-80 km, míg a környező területeken (Alpok, Kárpátok, Dinaridák) vastagsága meghaladja a 150 kilométert (Horváth et al., 2015; Kalmár et al., 2023). A litoszférán belül jelentősen elvékonyodott a földkéreg is (Kalmár et al., 2021). Az elmúlt 10 millió évben a riftesedést felváltotta a litoszféra termális hűlése és az ehhez kapcsolódó süllyedés és medence feltöltődés, majd a tektonikai inverzió (Royden et al., 1983; Horváth & Cloetingh, 1996). A mészkáli vulkanizmus ekkor a Keleti-Kárpátok mentén zajlott, ami posztkollíziós eredetű (Seghedi & Downes, 2011; Seghedi et al., 2019).



1. ábra – Miocén-kvarter bazalt vulkáni mezők a Pannon-medencében: 1. Burgenland; 2. Stájer-medence; 3. Kisalföld; 4. Bakony–Balaton-felvidék; 5. Selmec; 6. Nógrád-Gömör; 7. Kecel; 8. Lukácskő; 9. Persány (ábra Harangi et al. 2015 után, módosítva)

A Pannon-medence belsejében 11-12 millió évvel ezelőtt kezdődött az alkáli bazalt vulkáni működés, ami számos monogenetikus bazalt vulkáni mezőt hozott létre (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi et al., 1995, 2015; Martin & Németh, 2004; Seghedi et al., 2004b; Wijbrans et al., 2007). A Kárpát-Pannon térség területén négy fő (Bakony-Balaton-felvidék, Nógrád-Gömör, Stájer-medence, Persány) és öt kisebb (Burgenland, Lukácskő, Kisalföld, Selmec, Kecel és környéke) vulkáni mező található. Ezeken a vulkáni mezőkön elszórtan megjelenő

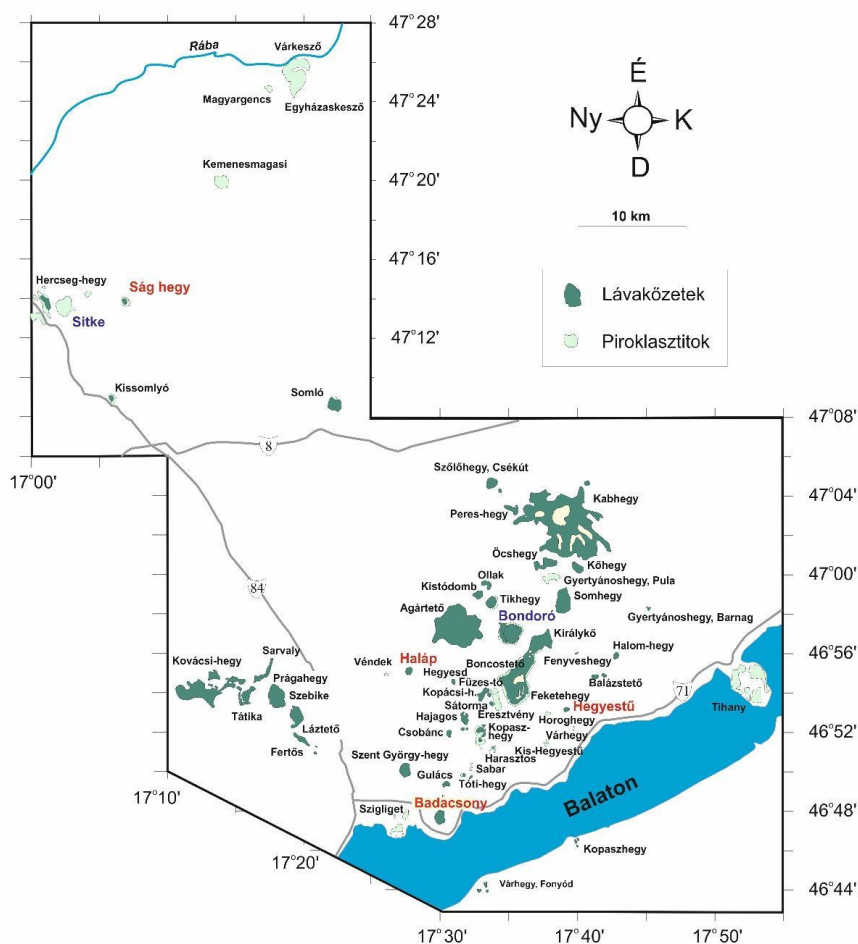
egyszerű vagy komplex felépítésű bazalt vulkánok alakultak ki (Kereszturi & Németh, 2012). A bazalt vulkáni működés szakaszos volt, összességében több millió évig is eltarthatott, az egyes vulkánkitörések között pedig néhány százezer, esetenként több mint egy millió év is eltelt (Konečný et al., 1995; Wijbrans et al., 2007). Egy vulkán kialakulása azonban jellemzően néhány nap-néhány év alatt végbemehetett. Minden vulkáni mező bazaltjaiban gyakoriak a földköpeny-eredetű ultramafikus és az alsó kéreg-eredetű granulit xenolitok (Embey-Isztin 1985; 1989; 1990 Downes et al. 1992; Konečný et al. 1995; Szabó et al., 1995a; 1995b; 2004; Vaselli et al., 1995; Török et al., 2005).

A bazaltos magma keletkezését a termális süllyedés és tektonikai inverzió fázisában nehéz megmagyarázni. A jelenlegi elméletek szerint az extenzió során erőteljesen elvékonyodott a köpenylitoszféra (<70km), amely húzó hatást gyakorolt az alpi és nyugat-kárpáti vastag litoszféra (>160km) alatt lévő földköpenyanyagra (Harangi et al., 2015). A Pannon-medence irányába haladó asztenoszféra kőzetanyag helyenként közel függőleges litoszféra-asztenoszféra határ mentén emelkedhetett fel. Ennek köszönhetően a köpeny anyaga egyre kisebb nyomásra került, ami kismértékű (2-3%-os) olvadást okozott. (Harangi et al., 1995a; 2015; 2025; Harangi & Lukács, 2019). Ez a folyamat részben megmagyarázza azt is, hogy miért a Pannon-medence peremén találhatóak a vulkáni mezők és miért nem a medence közepén, ahol a legvékonyabb a köpenylitoszféra. Harangi et al. (2015) modellszámításai szerint az olvadákképződésnek 80–120 km-es mélységben kellett történnie, azaz az asztenoszférában, a gránát-spinel átmeneti és a gránát stabilitási zónában. Azonban ilyen mélységű olvadáshoz heterogén földköpeny szükséges, amely kis mértékben (50-200 ppm) vizet tartalmaz, vagy a peridotit mellett alacsonyabb olvadáspontú piroxenit vagy eklogit kőzetet. Egy másik elmélet szerint (Kovács et al., 2020; Koptev et al., 2021) a bazaltvulkanizmus a Pannon-medence kompressziós fázisához kapcsolódik, amikor az asztenoszféra felső részén lévő, hosszú ideje jelen lévő olvadékok kipréselődtek és a mély törések mentén jutottak a felszínre.

3.1. Bakony-Balaton vulkáni terület

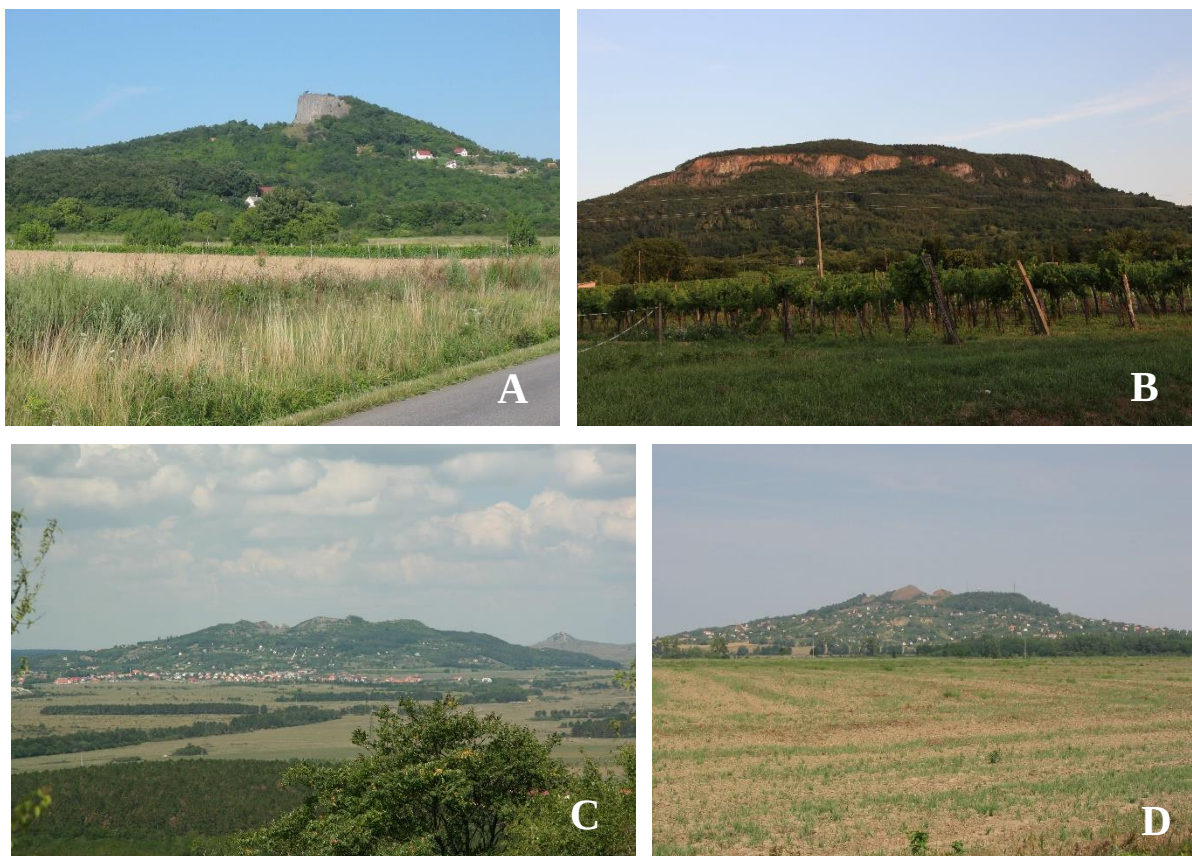
A dolgozatomban vizsgált négy bazalt minta közül három (Hegyesztű, Badacsony, Haláp) az egyik legnagyobb vulkáni mezőről, a Bakony-Balaton vulkáni területről (BBVT) származik (2. ábra). A BBVT a Kárpát-Pannon térség nyugati felében, a Keszthelyi-hegységtől keletre, a Déli-Bakony és a Tapolcai-medence területén helyezkedik el. A viszonylag kis térség (3500 km²) több mint 50 kitörési centrumot foglal magába, és közel 6 millió éven keresztül volt aktív (Martin & Németh, 2004). Déli szegélyét a Balaton tektonikai zóna határolja. A K/Ar és

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ koradatok alapján az első kitörések 7,8-8 millió évvel ezelőtt kezdődtek, amelyek Tihany és Hegyestű vulkáni képződményeit hozták létre (Balogh et al., 2005; Wijbrans et al., 2007). Ezt egy hosszú, körülbelül 3 millió éves vulkáni aktivitástól mentes szakasz követte. A vulkánosság 4,8-5 millió évvel ezelőtt folytatódott, ekkor jött létre például a Tóti-hegy és a Szigliget körüli hegyek bazaltja. Néhány százezer év nyugalmi fázis után, mintegy 4,1-4,2 millió éve egy újabb hullámban létrejött, többek között a Szent György-hegy és a Hegyesd. A következő vulkánkitörések 3,8 millió éve, mások mellett, a Badacsony és a Fekete-hegy vulkánját hozták létre. Az utolsó nyugalmi időszak után egy hosszabb kitörési periódus következett, 2,5-3,6 millió év között. Ekkor született meg például Szentbékállá és Zalahaláp vulkánja. A Bondoró és Füzes-tó vulkánja képviseli a legutolsó vulkáni működést. A magma mennyiségében és a kitörésekben leggazdagabb időszak 3 és 4,2 millió év közé tehető; a teljes becsült magmamennyiség körülbelül $3,5 \text{ km}^3$ (Martin & Németh, 2004).



2. ábra – A Bakony-Balaton és Kisalföld vulkáni terület bazalt előfordulásai (Harangi, 1998, nem publikált térképe alapján). A piros színnel jelölt lelőhelyeken gyűjtöttünk bazaltmintát, a kék színű lelőhelyekről származnak a nemesgázizotóp vizsgálathoz összehasonlításként használt ultramafikus kőzetárványok.

A vulkáni felépítmények általában közvetlenül a pannon üledékes kőzetekre települnek. Amennyiben ezek hiányoznak, a vulkánok miocén mészkőre, neogén törmelékes vagy triász karbonátos kőzetre épülnek. Mélyebben a felszín alatt szilúr pala és perm-i vöröshomokkő található (Balogh et al., 2010), aminek felszakított darabjai néhány vulkán esetében (pl. Tihany; Németh et al., 2001) lapillitufába zártan megtalálható. A vulkánok fejlődéstörténete során több különböző típusú vulkáni működés is szerepet játszott a végleges felszínforma kialakításában. A kezdeti fázisban a jó vízáradó képességű fekézőkőzetnek (pl. pannon többé-kevésbé konszolidálatlan, pórusvizet tartalmazó homokos üledék) köszönhetően, a felnyomuló magma és a vizes üledék keveredése freatomagmás kitöréseket okozott, ennek során 50–100 méter magas tufagyűrű vulkánok alakultak ki. Amennyiben a magma és a víz érintkezése nagyobb mélységben történt (több 100 m), akkor erőteljes robbanásos kitörések ma már vulkánokat és ezen belül mély, a visszahulló törmelékkel kitöltött kürtőt, úgynevezett diatrémát hoztak létre (Martin & Németh, 2004). A heves freatomagmás robbanások során alapi torlóárak és a kitörési felhőkből piroklasztisz építette a vulkáni felépítményt. Ezt a fázist általában tiszta magmás robbanásos tevékenység követte (Harangi & Harangi, 1995; Hencz et al., 2017). A változást azzal magyarázzák, hogy a hidrovulkáni működés 'kiszárította' az üledékes rétegeket. A Stromboli- és Hawaii-típusú robbanásos kitöréseket már a magmában lévő illók kiválása, a keletkező gázbuborékok túlnyomása okozták. A lávaszökőkút és lávatűzijáték salakkúpot épített, többnyire a kezdeti tufagyűrű és ma már vulkán belsejében. Az illótartalom csökkenésével lávaöntő fázis kezdődhetett el, amely lávafolyásokkal feltölthette a széles krátert, bizonyos esetekben lávatavat is alkothatott. A változatos vulkáni működés ellenére rövid életű, monogenetikus vulkánoknak tartják ezeket a képződményeket. A vulkánok fejlődéstörténetét nehéz pontosan rekonstruálni, mert az egykori robbanásos működés laza törmelékes anyagát, a freatomagmás piroklasztitot az erózió jórészt eltüntette. A kráterkitöltő lávatavak és a kürtők tömörebb, ellenállóbb kőzete azonban ellenállt a lepusztulásnak, így ma már pozitív felszíninformát nyújt.



3. ábra – A vizsgált bazalt vulkánok távlati képei: Hegyestű (A), Badacsony (B), Haláp (C) és Ság-hegy (D)

A Hegyestű a Káli-medence peremén helyezkedik el Zánkától ÉNy-ra. A vulkáni képződmény körülbelül 200 m széles és 50 m magasán emelkedik ki a térszínből. A 20. században zajló bányaművelés során a hegyet lényegében ketté metszették, ennek köszönhetően feltárult a belső szerkezete. A bazanit lávadugó vagy kisebb krátert kitöltő lávató kőzet alatt lemezes triász mészkő található, a kontaktuson a bazalt 1-2 m vastagságban réteges, de a vulkáni kúp többi részén oszlopos kifejlődésű (Kóthay et al., 2005). Az elválás öt- és hatszögletű, 20-30 cm átmérőjű, közel függőleges oszlopok mentén történik. Ezeknek az oszlopoknak a mérete és a kőzet szövete nem változik a vulkán különböző részein. Ez arra utal, hogy a kőzettest egyszeri lávaöntő tevékenység után, egyetlen hűlési esemény során szilárdult meg (Balogh et al., 2010). Az oszlopok geometriája a hűlés irányát és gyorsaságát jelzi. A kúp északi oldalában egy erősen hólyagos tufabreccsa, peperit figyelhető meg, ami a vízzel telített üledék és magma kölcsönhatásáról tanúskodik (Martin & Németh, 2004). Kóthay et al., (2005) szerint a víz mennyisége ennél a kitörésnél nem volt elegendő a freatomagmás működéshez. Balogh et al. (2005; 2010) K/Ar kormeghatározása alapján a tűzhányó kora 7,56 millió év, ami hasonló az Ar/Ar mérés 7,78 millió éves koradatához (Wijbrans et al., 2007).

A Badacsony talán a legismertebb magyarországi vulkán, a BBVT déli részén, a Tapolcai-medence délkeleti peremén helyezkedik el. Ez az egyik legnagyobb (~1 km átmérőjű) tanúhegy, azonban a 20. századi bányászat északnyugati és keleti irányból megbontotta. Tetejét vastag (>50m), bazanit összetételű lávakőzet alkotja (Embey-Isztin et al., 1993; Martin & Németh, 2004; Harangi et al., 2015). A vulkán pannóniai üledékre épült mintegy 3,45 millió évvel ezelőtt (Wibrans et al., 2007). A Badacsonytomajon mélyült fúrásban 140 méteres mélységig aleurit, homok, agyag összetételű Újfalui Formációt tártak fel, ami alatt Tinnyei Mészke Formáció folytatódik (Hencz et al., 2017). Mindkét formáció a jó vízáradó képességének köszönhetően elősegíthette a freatomagmás kitöréseket. Ennek a típusú vulkáni működésnek a nyomait őrzi a hegy oldalában egy körülbelül 5 méter vastag piroklasztit sáv, amely felszakított prevulkáni mellékkőzet darabokat is tartalmaz. Tengerszint felett 315 métertől erre települ a tömött szövetű lávakőzet. A hűlési zsugorodás, majd a felszínre kerülés és erózió során a kőzettest akár több mint 1 m átmérőjű oszlopokra vált szét, amelyeken belül a hűlési felületre merőlegesen harántelválás is megfigyelhető. A hegy nyugati oldalán található bazaltorgonának nevezett képződmény ilyen méretű kifejlődése lassú hűlésre utal. A hegy tetején a legmagasabb pontot (438 m) egy salakkúp alkotja, amelyet a vulkán működésének utolsó fázisában egy Stromboli-típusú kitörés építhetett fel (Hencz et al., 2017; Martin & Németh, 2004).

A Haláp vulkán Tapolcától öt kilométerre északra található, Zalahaláp település mellett. Késő miocén és pannóniai üledékekre települ (Martin & Németh, 2004). A körülbelül 3 millió éves (Wibrans et al., 2007) és 500 m átmérőjű trachibazalt összetételű (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi et al., 2015) tűzhányó jelentős részét napjainkra elbányászták. A bányaudvarban sétálva az egykori krátert kitöltő lávafolyásokat figyelhetjük meg, amelyek szabályos oszlopos szerkezetet mutatnak. Ez a hegy a BBVT utolsó aktív periódusában jött létre. A vulkán oldalában ritkán feltároló piroklasztitban sok a litoklaszt (~25%) és a szideromelán elegyrész, ami erőteljes hidrovulkáni működést jelez (Martin & Németh, 2004). Ez arra utal, hogy itt is egy tufagyűrű alakulhatott ki széles kráterrel és ennek belsejébe folyt ki láva.

3.2. Kisalföld (Kemenesalja) vulkáni terület

A negyedik vizsgált bazalt minta a Kisalföld (Kemenesalja) vulkáni területről, a Ság-hegyről (Jugovics, 1937; Kulcsár & Guzyné Somogyi, 1962; Harangi és Harangi, 1995; Harangi et al., 1995b) származik. A vulkáni mező a Dunántúli-középhegység és az Alpokalja között helyezkedik el a Rába és a Marcal folyók közötti síkságon. Ez a terület kevesebb mint

10 kitörési központtal rendelkezik, amelyek szórványosan akár több 100 ezer éves nyugalmi időszakokkal elválasztva alakultak ki a vulkáni mező 2-6 millió éves időtartama alatt (Harangi et al., 2015). A vulkáni képződmények ugyanolyan üledékekre települnek, mint a BBVT esetében és a vulkánok működési típusai is alapvetően megegyeznek.

A Ság-hegy a vulkáni terület nyugati felében a Kemeneshát vonulatától keletre, Celldömölk mellett található. A vulkán északnyugat-délkeleti irányú tektonikai törésvonalak találkozásánál, konszolidálatlan, pannon homokra épült. Működése mintegy 5,5 millió évvel ezelőttre tehető (Wijbrans et al., 2007). A feláramló magma és a konszolidálatlan víztartalmú üledékek heves kölcsönhatása során tufa-lapillitufa hullott a felszínre, amelyek egy alacsony, de széles tufagyűrűt hoztak létre (Harangi & Harangi, 1995). Ennek széles kráterét salakkúpok, lávafröccskúpok és vastag, trachibazalt összetételű (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi et al., 1995b) láva (lávató) töltötte ki. A vulkáni működés utáni erózió itt is eltüntette a tufagyűrű laza vulkáni törmelékes anyagát és csak a belső lávató közete maradt meg. A vulkán belső szerkezetét, a piroklasztit rétegeket a több mint 50 éves kőbányászat tárta fel.

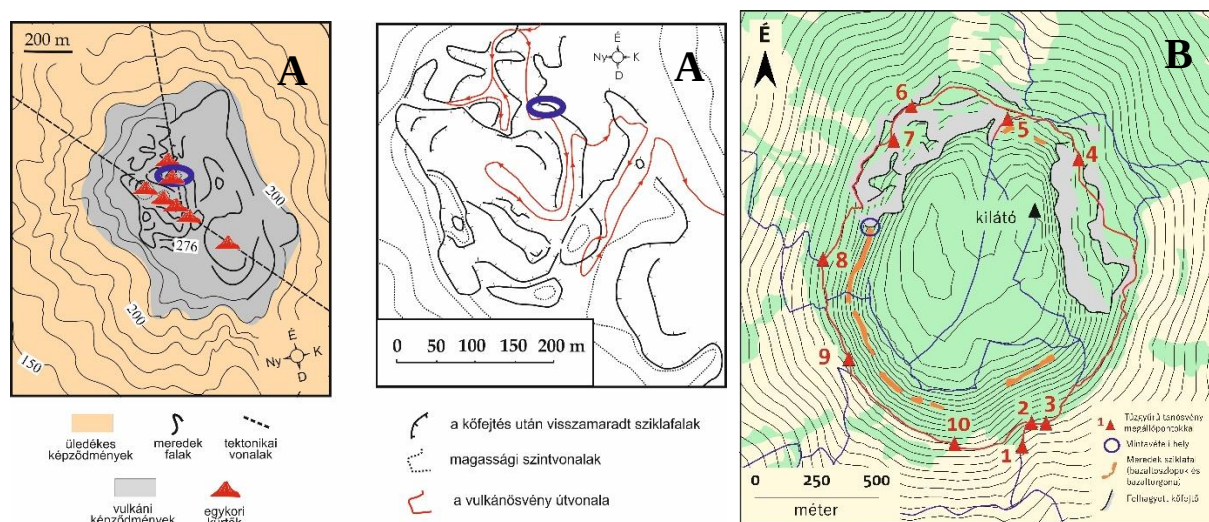
4. Analitikai módszerek

4.1. Mintaválasztási szempontok

A nemesgázizotóp vizsgálatra a bazalt mintákat a korábbi kutatási eredmények alapján választottuk ki. Figyelembe vettük a keletkezési kort, a közettani és geokémiai jellemzőket. A Kárpát-Pannon térségben a bazaltos magma az asztenoszféra földköpeny anyagának különböző mértékű olvadása során jött létre (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi et al., 1995b; 2015). A viszonylag kis mértékű olvadás változatos alkáli bazaltos összetételt hozott létre. A 80–100 km mélységben keletkező magma egy része akár néhány nap alatt keresztül törhetett a földkéreg anyagán (Harangi et al., 2013; Jankovics et al., 2013), de előfordulhatott az is, hogy a földköpeny-földkéreg határán megakadt, több-kevesebb időt ott eltöltött és az érkező magmacsomagok keveredtek egymással (Jankovics et al., 2015; 2016; 2019), majd felszínre törtek. Ebből kiindulva, olyan bazalt előfordulásokat kerestünk, ahol csak olivin jelenik meg fenokristályként, utalva az egyszerű, csak kis mértékű differenciációt okozó magmafejlődésre és a valószínűsíthetően zárt rendszerű kristályosodásra. Ezeken túl fontos volt, hogy a kőzet ne tartalmazzon xenolitot és xenokristályt, amelyek a litoszféra földköpeny jellegét hordozzák és ezért eltorzíthatják a bazalt magmák elsődleges forrásközetére vonatkozó eredményeket.

A felszínre jutó bazalt magma primitívságát, azaz a kezdeti kőzetolvadék összetételére való hasonlóságát az mg-szám ($Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$) fejezi ki. A számolások szerint 0,70–0,73 mg-szám jelenti a primitív magma összetételt. A Bakony-Balaton és Kisalföld bazaltjai jól megkutatottak, jelenleg is jól hozzáférhetőek, túlnyomórészt 0,6 feletti az mg-számuk (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi et al., 1995b; 2015) és többnyire olivin jelenik meg bennük fenokristályként. Továbbá, széles összetételbeli változást mutatnak Sr–Nd izotóparány értékekben, koruk pedig 8 Ma-tól 2,5 Ma-ig (Wijbrans et al., 2007) változik. Mindkét területen vannak földköpeny-eredetű peridotit xenolitok (Downes et al., 1992; Szabó et al., 1995; 2004), amelyek az asztenoszféra feletti litoszféra földköpenyt képviseli. Ezért e terület tűnt a legalkalmasabbnak a mintavételezésre és a mintákban lévő olivin kristályokon keresztül a földköpeny nemesgázizotóp jellegének megismerésére.

A felsorolt kritériumok alapján hét helyszínről vettünk kőzetmintát (Sümeprága, Ság-hegy, Haláp, Badacsony, Hegyestű, Somoskő, Bolgárom), azonban további optikai mikroszkópos vizsgálat során a minták számát négyre szűkítettük: (1) a Hegyestű képviseli a terület legidősebb (8 millió éves) bazaltos vulkáni kőzetét (Balogh et al., 2005; Wijbrans et al., 2007); (2) a Ság-hegy az egyik legjobban megkutatott bazalt vulkán, ami a radiogén izotóparányokban a leggazdagodottabb jelleget mutatja (Harangi et al., 1995b); (3) A Badacsony és a Haláp bazaltja a vulkáni működés fiatal szakaszához tartozik, közülük a Badacsony bazaltjának radiogén izotóparányai mutatják a vulkáni terület legkevésbé gazdagodott értékeit (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi et al., 2015). A vizsgált bazaltok lelőhelyei közül a Ság-hegy és a Badacsony a legbonyolultabb felépítésű, a mintavételi helyszínt a 4. ábra térképei mutatják.



4. ábra - Mintavételi helyek a Ság-hegyen (A) és a Badacsonyon (B)

4.2. Mintagyűjtés

A Hegyestűn 2024.08.15-én Harangi Szabolcs és Lukács Réka témavezetőimmal közösen gyűjtöttük be a kőzetmintákat, amelyek közül a HTU-2 elnevezésű minta lett további elemzésre kiválasztva. A mintát a kőfejtő udvarában, az oszlopos bazaltból leváló leginkább üdének látszó közettörmelék közül választottuk (5. ábra; É 46°53'21.8", K 17°38'50.7").

A Badacsonyról 2023.11.20-án történt mintavétel a hegy ÉK-i oldalánál található tördemici kőbánya közelében, réteges elválású lávakőzetből (5. ábra; É 46°48'11.4", K 17°29'16.2"). A mintának a BA-1 nevet adtam.



5. ábra – Mintavételi helyszínek: Hegyestű (oszlopos elválású bazalt: A), Ság-hegy (kis kűrtőcsatorna közete: B), Haláp (alsó, oszlopos szerkezetű bazalt: C); Badacsony (lemezkes bazalt lávakőzet: D)

A Halápról 2024.03.17-én vettem egy-egy mintát, a bányaudvarban található oszlopos elválású (É 46°55'31.1", K 17°27'36.8") és tömeges megjelenésű bazaltból (5. ábra). A kőzetpéldányok közül az oszlopos elválású lett kiválasztva, amelynek a hegy lábánál lévő település után a ZA-1 nevet adtam.

A Ság hegyről 2023.11.19-én három, a vulkán különböző részeiről származó mintát gyűjtöttem. Az ezekből készült vékonycsiszolatok alapján a SÁG-2 elnevezésű minta lett kiválasztva további elemzésekre. Ezt a kőfejtő belső udvarában a tufagyűrű kőzetét keresztüljelző kürtőcsatorna kőzetéből gyűjtöttem (5. ábra; É 47°13'57.6", K 17°06'58.2").

4.3. Mintaelőkészítés

A mintaelőkészítés első lépésében a kőzetpéldányokból vékonycsiszolatokat készítettem az ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék laboratóriumában. Ezen csiszolatok petrográfiai megfigyelése alapján döntöttük el, hogy mely kőzetminták kerüljenek a nemesgázizotóp méréshez szükséges hosszú, többlépcsős mintaelőkészítési folyamat alá.

A következő lépésben a begyűjtött hömpöly méretű kőzettömböket kavics méretűre kellett törni, hogy beférjenek a porítógépbe, ez a lépés a kőzet keménysége miatt nem kis nehézséget jelentett. Néhány esetben a kőzettömbök mállási kérgét nagy vágógéppel távolítottuk el, amely során a hömpölyök oldalát bevágtuk. Így lehetséges volt a mintát a laboratóriumban kalapáccsal széttörni, míg a többi minta esetében az aprítást az egyetem parkolójában egy 5 kg-os bontókalapáccsal végeztem. A törmelékből a felszíni mállással érintett darabokat a porítás előtt kiválogattam, a maradék kőzetet pedig pofás törővel porrá őröltem. Ezt követően száraz és nedves szitával különböző frakciókra (<63 µm, 63-125 µm, 125-250 µm, 250-500 µm, >500 µm) osztottam a port. A 250-500 µm-es tartományba eső szemcséket neodímium mágnes segítségével kézzel válogattam tovább, hogy a mágneses alkotókat elkülönítsem. A bazalthomoknak a ~90 százaléka erősen mágneses szürke alapanyag volt, aminek köszönhetően hatékonyan elkülönült a kevésbé mágneses alapanyag, olivin és olivin+alapanyag szemcséktől. Az így visszamaradt keverékből Na-poliwolframát oldat (2,8-2,9 g/cm³) segítségével elkülönítettem a nagyobb sűrűségű olivin kristályokat, a könnyebb alapanyag és olivin+alapanyag szemcséktől. Ezzel az eljárással a szaporátumban ~50%-ra lehetett dúsítani a nemesgázmérésre alkalmas, tisztán olivin szemcsék mennyiségét. Ezt követően a keveréket sztereomikroszkóp alatt kézzel válogattam tovább, amíg sikerült egy méréshez elegendő, körülbelül egy gramm olivin kristályt kinyerni. Figyeltem arra, hogy

eltávolítsam azokat az olivin kristályokat, amelyek nagyobb iddingzites felülettel rendelkeznek, vagy amikre több alapanyag tapadt.

A végső olivin szeparátumból mintánként körülbelül 15-20 szemcsét válogattam ki EDS, BSE, valamint fluidzárvány vizsgálatokhoz műgyantába ágyazott szemcsepreparátum („pogácsa”) készítéséhez.

4.4. Analitikai módszerek

A közetcsiszolatok, a kristályszeperátum és a „pogácsa” petrográfiai, valamint fluidzárvány vizsgálatát és fotózását az ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék és HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport Nikon kamerafeltétes polarizációs és egyben ráső fényes mikroszkópjával végeztem.

A petrográfiai vizsgálatok ásványtani, szöveti, és közet összetételi kiegészítéséhez a vékonycsiszolatokat és a pogácsát elektronmikroszkópban vizsgáltuk tovább. A vizsgálatra az ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanszék elektronmikroszkóp laboratóriumában lévő AMRAY 1830i, EDAX PV9800 típusú, INCA standardmentes energiadiszperzív rendszerrel felszerelt elektronmikroszkóppal került sor. A vizsgálatokhoz a mintákat 17 nm vastag szénréteggel gőzöltük le. A felvételeket és ellenőrző kémiai elemzéseket 20 kV gyorsítófeszültség mellett, 1 nA mintaárammal, 1 μm elektronsugár átmérővel, 100 másodperces mérési idővel végeztük. A vizsgálat során Biró Máté tudományos segédmunkatárs és laborvezető volt segítségemre.

Az olivin kristályok kémiai összetételét elektronmikroszkopos analitikai méréssel határoztuk meg a Szlovák Földtani Intézet (State Geological Institute of Dionýz Štúr, Slovakia) CAMECA's SXFive-TACTIS műszerén a következő mérési beállítással: 15 keV gyorsítófeszültséget és 20 nA mintaáramot használtunk, azonban az Al, Zn, Cr és P esetében a mintaáram 100 nA volt. Az elektronsugár átmérője 5 mikrométer volt. Az egyes elemek mérése 5 hullámhossz detektorral (WDS) történt, a Si esetében 10 mp, az Mg, Fe, Mn, Ca és Ti esetében 20 mp, a Ni esetében 40 mp, míg az Al, Cr, Zn és P esetében 60 mp mérési idővel. A kalibrációhoz tiszta SiO₂, MgO, TiO₂ Mn, Ni, Al₂O₃, Cr standardot, valamint a Ca-hoz wollasztonitot, az Fe-hez fayalitot, a Zn-hez willemitet míg a P-hoz apatitot használtunk, a mérések ZAF korrekcióval kerültek feldolgozásra. A mérések eredményeit belső standardokon ellenőriztük.

A nemesgázizotópos méréseket a debreceni HUN-REN Atommagkutató Intézet (ATOMKI) Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ nemesgáz laboratóriumában

végeztük konzulensem vezetésével. A mérésekhez 0,7-1 g tiszta olivinszeperátumot (250-500 μm) ultrahangos rázókészülékben acetonnal megtisztítottuk, majd egy mágneses golyóval együtt egy rozsdamentes acél mintatartóba helyeztük. Ezeket a mintatartókat kívülről fűtőszálak segítségével $\sim 100^\circ\text{C}$ -ra melegítették és vákuum alá helyezték, hogy a kristályok felszínén és repedéseiben megtapadó gázokat eltávolítsák. Másnap (10-12 óra elteltével) felszabadították a zárványok gáztartalmát töréses módszerrel, vagyis a mintatartóban elhelyezett golyót a henger falán kívülről mágnessel irányítva 150 ütést mértek a mintára. Az így felszabadult gázokat először egy 25 kelvinre hűtött üres fagycsapdán vezették át, amely csapdázta az argont és az összes felszabaduló gázt, leszámítva a héliumot és a neont. A maradék két nemesgázt egy 10 K hőmérsékletű szénscapdában kötötték meg. Ezt követően a gázokat lépésenként szabadították fel: a héliumot 42 K, a neont 90 K, az argont pedig 150 K hőmérsékleten. A tömegspektrométerbe való érkezés előtt az ürescsapdából származó argont még keresztül vezették egy hideg és egy meleg getteren (ötvözetből készült henger, amelynek falán sugár irányban fémlamezok helyezkednek el), hogy a tömegspektrométerbe érkezés előtt az esetlegesen jelen lévő kémiaiaktív gázoktól megtisztítsák. A hélium izotópok mérése HELIX-SFT tömegspektrométerrel történt, ahol a ^4He -et Faraday-kalitkával, a ^3He -t pedig annak kisebb mennyisége miatt elektronsokszorozóval mérték meg. A neon és argon mérése VG-5400 tömegspektrométerrel történt, a neon és az ^{36}Ar izotópok méréséhez elektronsokszorozót, míg az ^{40}Ar tartalmához Faraday-kalitkát használtak. A műszerek napi változékonyságának monitorozásához és kiküszöböléséhez gyors kalibrációs mérést futtattak minden nap. Ismert térfogatú kalibrációs gázokkal az egyes izotópokra kapott jelet átszámolták ccSTP/g mértékegységbe (ccSTP: köbcentiméter gáz normál állapotban: 0°C , 1 atm). Minden mintacserét követően háttérmérés történt, amelynek mennyiségét levonták a kapott adatokból. A kimutatási határérték a He esetében $5,75 \times 10^{-11}$ ccSTP/g, a Ne esetében $2,19 \times 10^{-11}$ ccSTP/g, az Ar esetében pedig $1,28 \times 10^{-8}$ ccSTP/g volt. Részletesebb mérés technikai leírás Papp et al. (2012) és Molnár et al. (2021) cikkeiben található.

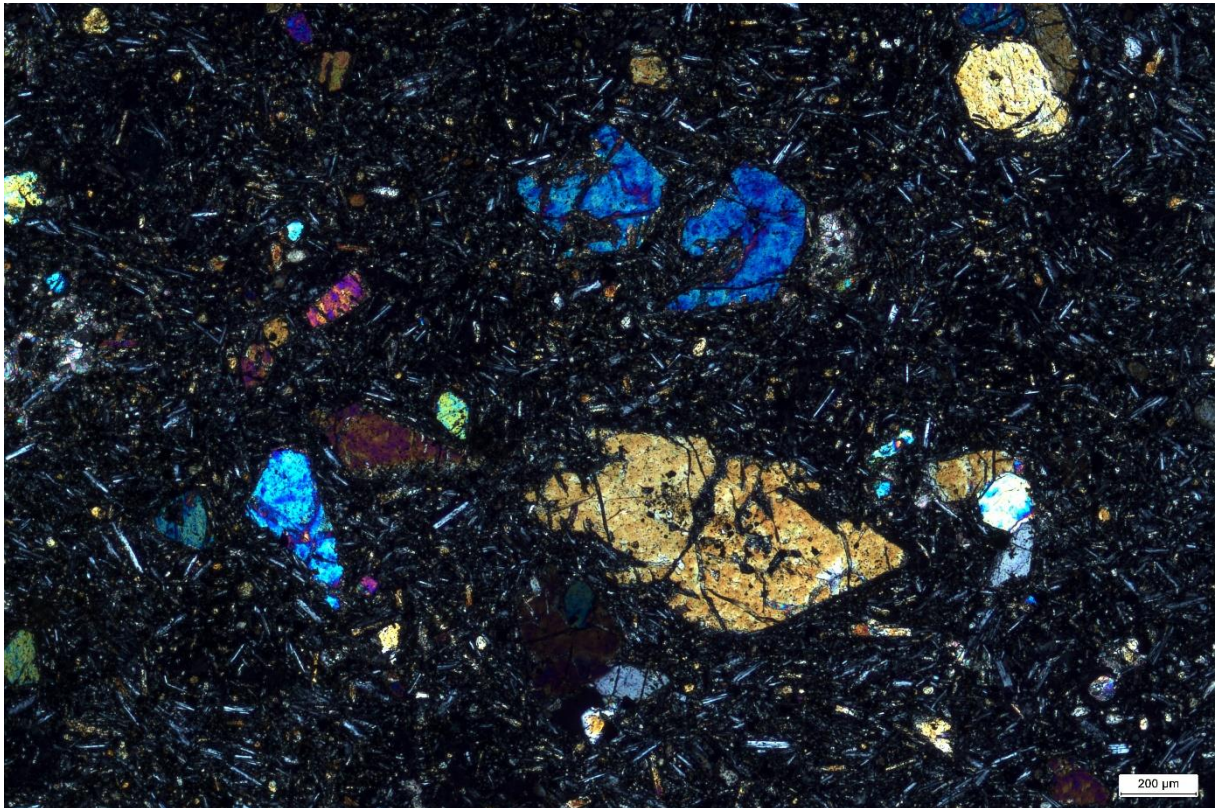
5. Eredmények

5.1. Petrográfiai vizsgálatok

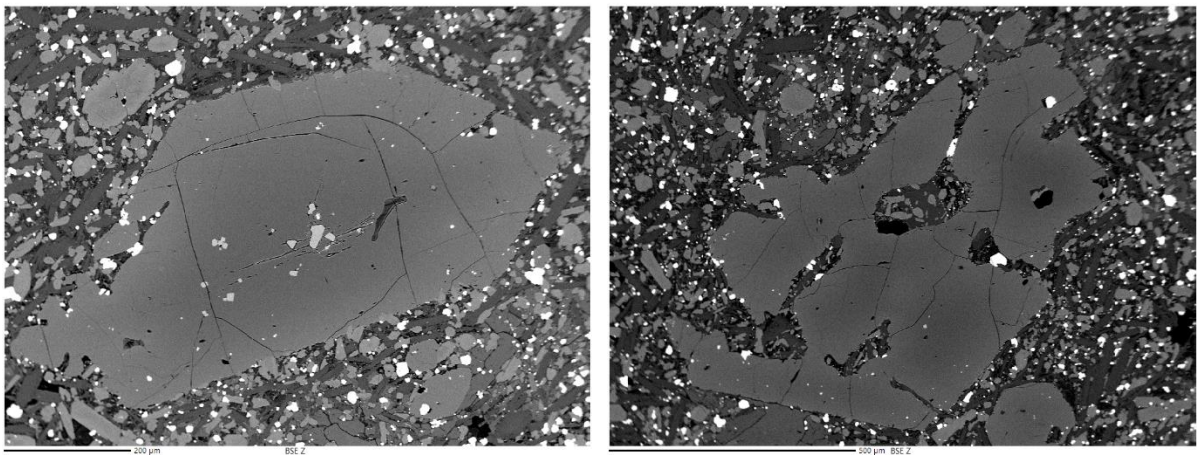
A kőzetminták leírása során Zellmer (2021) nevezéktanát használom, ami méret szerint makro-, mezo, illetve mikrokristályként különíti el az ásványfázisokat, ami mellett további vizsgálattal lehet genetikai besorolást végezni, azaz feno-, ante-, illetve xenokristály

csoportokat definiálni. Az olivin kristályok megjelenése különböző lehet: táblás, poliéderez, vázkristályos, dendrites, ami a likvidusz hőmérséklettől való eltérés, az egyensúlyi vagy nem-egyensúlyi kiválás, illetve a hőmérsékletcsökkenés sebességétől függ (Faure et al., 2003; Ruprecht & Welsch, 2023).

A HTU-2 minta makroszkóposan: sötétszürke, tömör, felszínén vékony mállási kéreggel. Anyaga üde, afanitos szövetű, szabad szemmel xenolitot nem, makrokristályt keveset lehet látni benne, méretük $\sim 0,8$ mm körüli, és izometrikus alakúak. Mikroszkóposan: porfíros intergranuláris szövetű, az alapanyag teljesen kristályos (mikroholokristályos; 6. ábra). Az alapanyagtól elkülöníthető olivin makro- és mezokristályok hipidiomorf/idiomorf alakúak, többnyire poliéderez, de nem ritkán vázkristályos megjelenésűek (7. ábra; 0,2-2 mm, mennyiségük 15-20%). Belül normál zónásságot mutatnak, kristálymagjuk magnéziumban gazdagabb és vasban szegényebb, míg a legkülső perem felé a magnéziumtartalom csökken, a vastartalom pedig nő. A perem minden esetben vékony, a kristályok nagy részét a magösszetétel jellemzi. A makrokristályok a többi mintához viszonyítva több és nagyobb méretű (akár 40 μm), idiomorf alakú, krómspinelt és Cr-tartalmú titanomagnetit zárványt tartalmaznak. Ezek mellett sok szabálytalan alakú olvadékszárvány (10-40 μm) és ritka esetben kalcit jelenik meg. Mezo- és mikrokristályként az olivin mellett elenyésző mennyiségben Ti-augit (<200 μm) is található. Az alapanyagot mikrokristályos plagioklász, Ti-augit, sok titanomagnetit (1-2%) és leucit alkotja. Az előbb felsorolt kristályok mellett ritkán előfordul néhány diopszidból és leucitból álló ásványkumulátum, amelyek mikropirometamorfózison átesett üledék reakciótermékének tűnnek. A szemcsék mérete akár a 2 mm átmérőt is elérheti, továbbá a szeparálás során minimális mennyiségben, de kvarc töredékeket is találtunk, amelyek szintén ilyen felkapott szemcsékből származhatnak. Továbbá a mátrixban Kóthay et al. (2005) szerint kis mennyiségben megjelenik nefelin, apatit és közetüveg is. A szeparált szemcsék felületéhez tapadva ez az alapanyag néhány esetben megtalálható. A szeparátumból hozzávetőlegesen tízből 2-3 db szemcsében találtam valamilyen fluidzárványt (14. ábra). Ezek alapvetően egyedül és véletlenszerűen helyezkednek el a fenokristályokban. Méretük elérheti a 25 μm -t, és általában szabálytalan alakúak. Néhány esetben a nagyobbakban sikerült két fázist megfigyelnem. Egyetlen kivételt figyeltem meg egy hosszúkás olivin kristályban, ahol egy sávba rendeződve sok, az átlagostól jóval kisebb (<5 μm) méretű, gömbölyű zárvány volt megfigyelhető, ezek feltehetően másodlagos eredetűek. Az ilyen zárványokat tartalmazó kristályok mennyisége azonban elenyésző a szemcsék között ($<5\%$). A törés során a kisebb méretű zárványok felszabadulására kisebb az esély, így feltehetően ezek hatása a mérésre minimális.



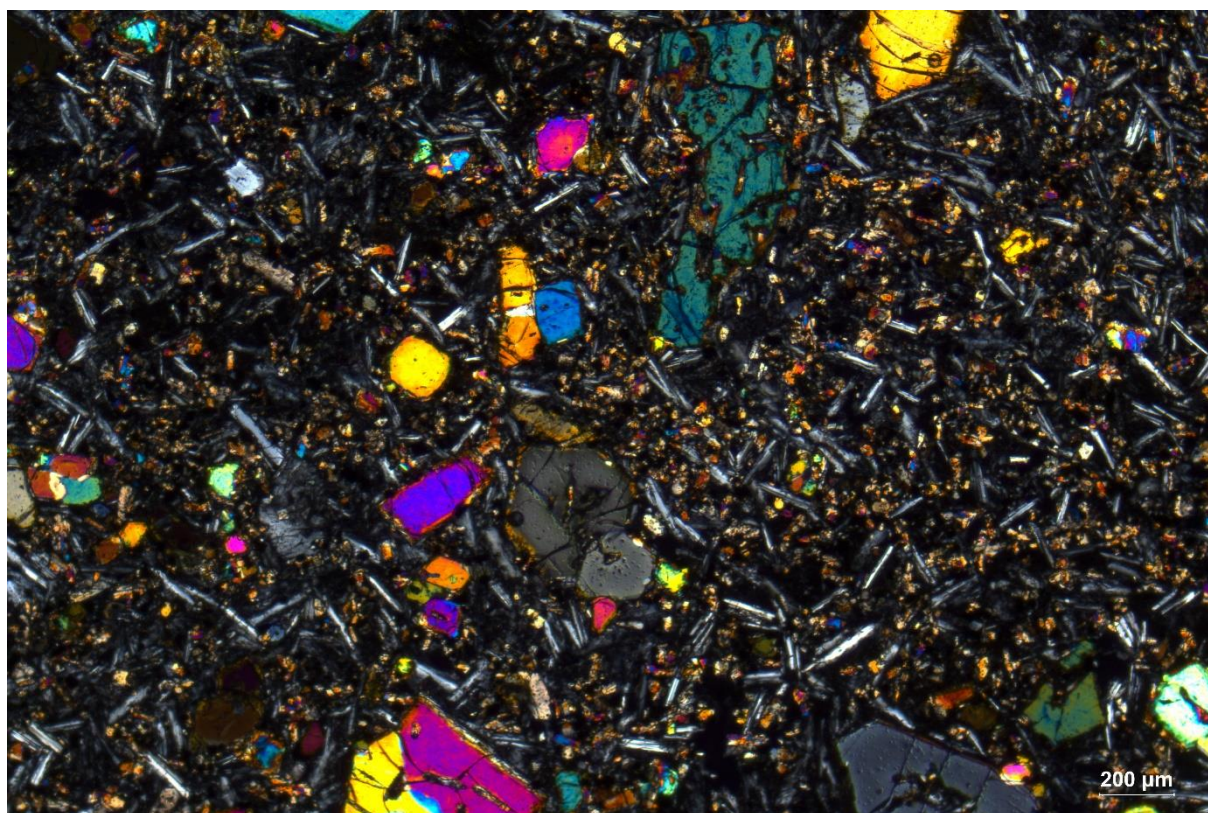
6. ábra – A hegyestűi bazanit jellemző mikroszkópos képe, különböző megjelenésű (poliéderes, vázkristályos) olivin makrokristályokkal. Keresztezett nikolos felvétel.



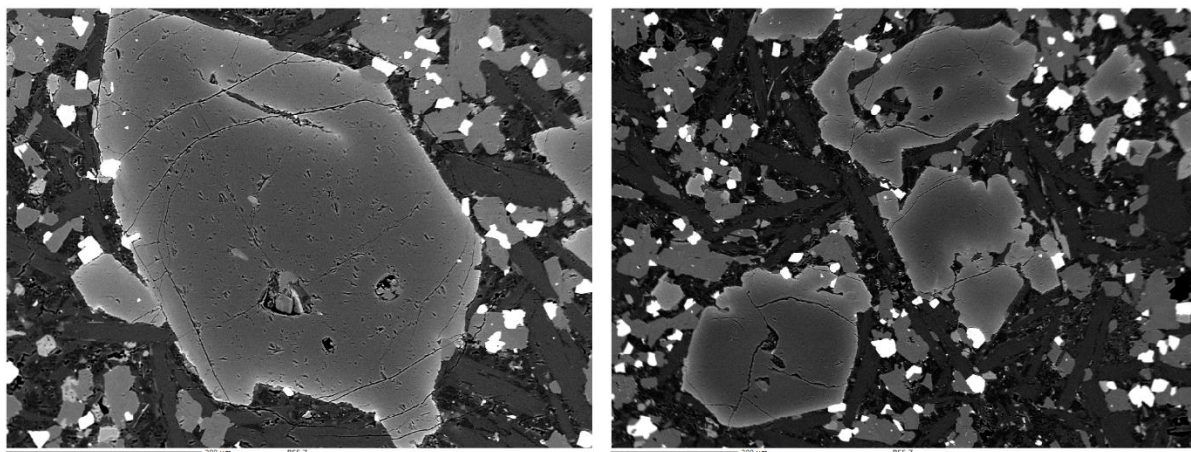
7. ábra – A hegyestűi bazanitban lévő olivin kristályok jellemző megjelenése visszaszórt elektron képen.

A BA-1 jelű minta (Badacsony) makroszkóposan: sötétszürke, tömör, felszínén vékony mállási kéreggel, üde, afanitos szövetű, makrokristály csak elvétve található benne. A mikroszkópos megfigyelések alapján olivin-firos, pilotaxitos szövetű (8. ábra). A makrokristályok között találtunk egy idiomorf és egy hipidiomorf, 2 mm-nél nagyobb méretű

olivin kristályt (9. ábra). Ezek magja erősen dús volt magnéziumban (>50 wt%) és az idiomorf kristály rengeteg, különböző összetételű opak zárványt tartalmazott. Ezeket xenokristályként értelmeztük. Az olivin makrokristályok kisebb méretűek (0,1-1,2 mm, mennyiségük 12-17%) voltak az előző mintához képest. Ezek idiomorf/hipidiomorf megjelenésűek, általában poliéderek alakúak, belsejük szintén normál zónás. Az ásványok magja homogén, összetételi váltást az összetételben csak a peremnél, az utolsó <20 μm -en látni, ami néhány esetben nagy vastartalmú iddingzites felülettel végződik. Vázkristályos alakú fenokristályok ebben a mintában is megfigyelhetők, azonban zárványból (spinel és titanomagnetit) csak nagyon kevés található. A mikro/mezokristályos alapanyag plagioklászból, olivinból, klinopiroxénből, magnetitből, kevés nefelinből, közetüvegből ($<5\%$), valamint elhanyagolható mennyiségű kvarcból ($<0,3\%$) áll. Hock Eszter szakdolgozata (Hock, 2009) alapján leucit és apatit is előfordulhat az alapanyagban. A HTU-2 mintához képest azonos mennyiségű szemcsében kevesebb kristály tartalmazott fluidzárványt (tízből 1-2 db szemcse). A zárványok mérete <15 μm , alakjuk ovális, vagy szabálytalan. Továbbá ebben a mintában is megfigyelhető volt egyetlen szemcse, amelyben egy síkba rendeződve sok, gömbölyű <5 μm -es zárvány jelent meg.

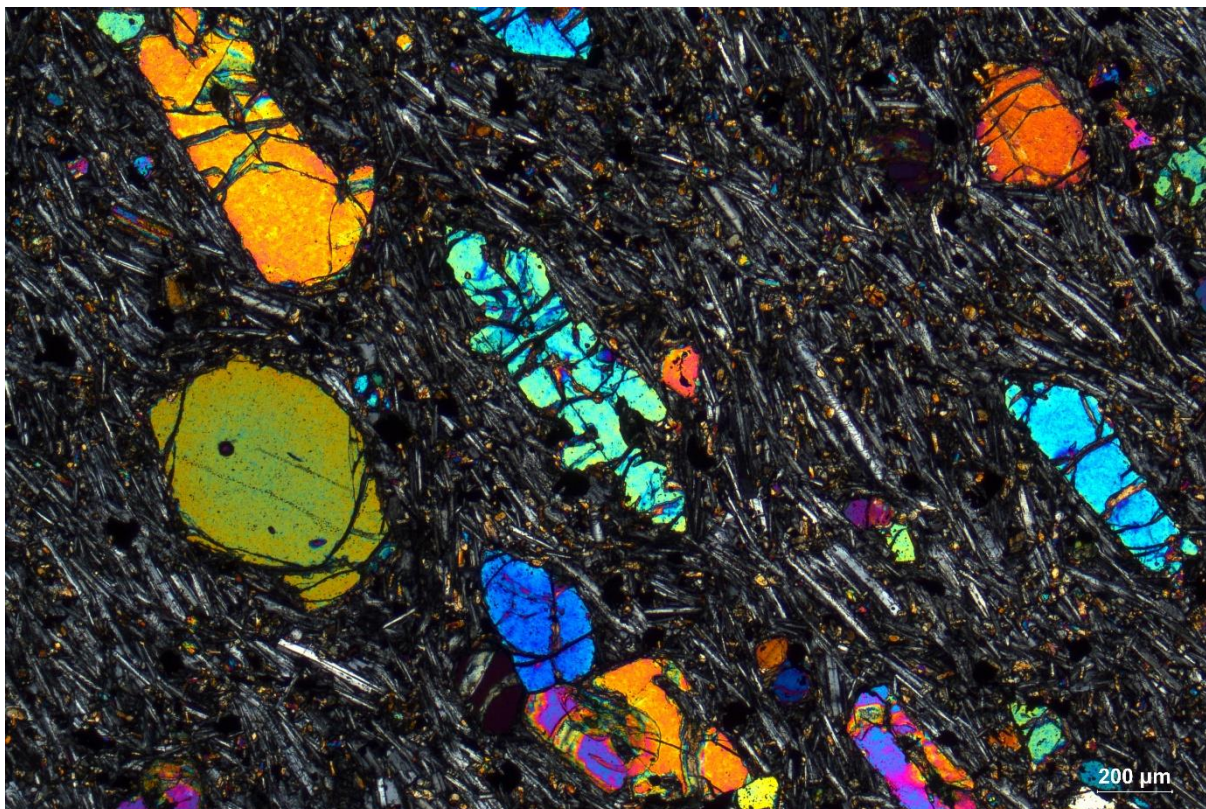


8. ábra – A badacsonyi bazanit jellemző mikroszkópos képe, különböző megjelenésű (poliéderek, vázkristályos) olivin makrokristályokkal. Keresztezett nikolos felvétel.

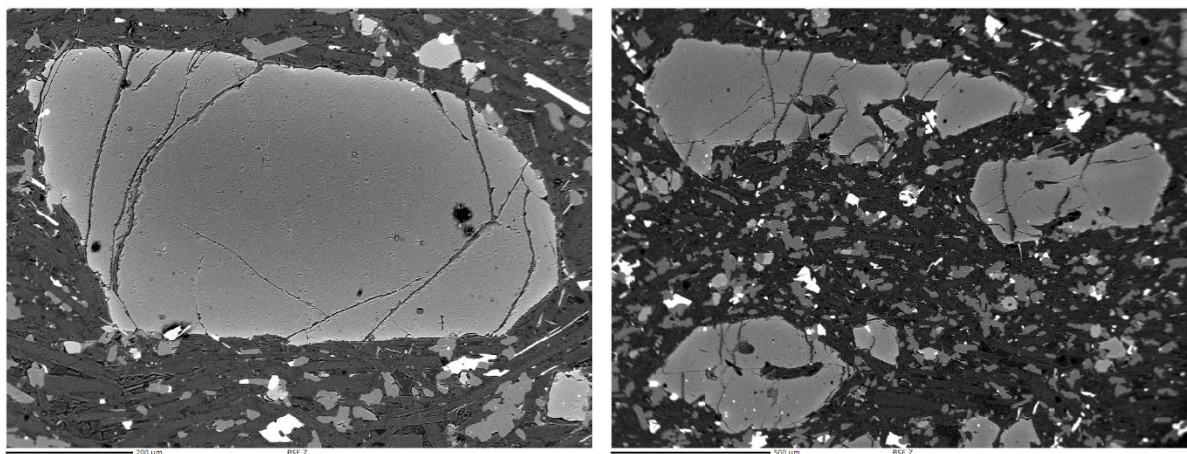


9. ábra – A badacsonyi bazanitban lévő olivin kristályok jellemző megjelenése visszaszórt elektron képen.

A ZA-1 jelzésű minta (Haláp) makroszkóposan: sötétszürke, tömör, felszínén vékony mállási kéreggel, de üde és dominánsan afanitos szövetű. Az alapanyagban elszórtan előfordul akár 1 cm-es másodlagos, fehér színű, ovális hólyagüreg kitöltés. A kőzetben xenolit nem, de számos makrokristály látható, amelyek mérete jellemzően nem haladja meg az 1 millimétert. Mikroszkópos megfigyelés alapján a szövet trachitos, mikrokristályos alapanyaggal, néhol enyhén kumuloporfíros (10. ábra). Az olivin makrokristályok (0,2-1,4 mm, mennyiségük 12-17%) idiomorf/hipidiomorf alakúak, változatos megjelenésűek, előfordulnak poliéderes, táblás átmetszetű és hosszúkás vázkristályos alakúak (11. ábra). Néhol felbukkan iddingzitesedés vagy kloritosodás a törések mentén. E kristályok közül csak a kisebb méretűek tartalmaznak olvadék- és/vagy opak zárványt (Cr-spinel, Cr-titanomagnetit, $<5\ \mu\text{m}$). A makrokristályok a perem felé növekvő vastartalommal normál zónásságot mutatnak. Az alapanyag kristályainak nagy részét hipidiomorf plagioklász (50%), klinopiroxén, és kevés, de nagyobb méretű ($<200\ \mu\text{m}$) opak ásvány alkotja. Asszimilált és átalakult (kalcitot és ilmenitet tartalmazó földpát gyűrű belsejében radiálisan tűs kristályos diopszid) szemcse ebben a mintában is található. A szeparátum olivin szemcséiből viszonylag sok (10 kristályból 3-4 db) tartalmaz elszórtan fluidzárványt (14. ábra). Ezek mérete néhány esetben elérte a $25\ \mu\text{m}$ -t, alakjuk izometrikus és jellemzően kisebb ($300\text{-}400\ \mu\text{m}$) méretű szemcsékben fordultak elő. Ebben a mintában egyetlen szemcsében megfigyelhető volt egy repedés mentén elhelyezkedő, apró méretű zárványokból álló csoport.



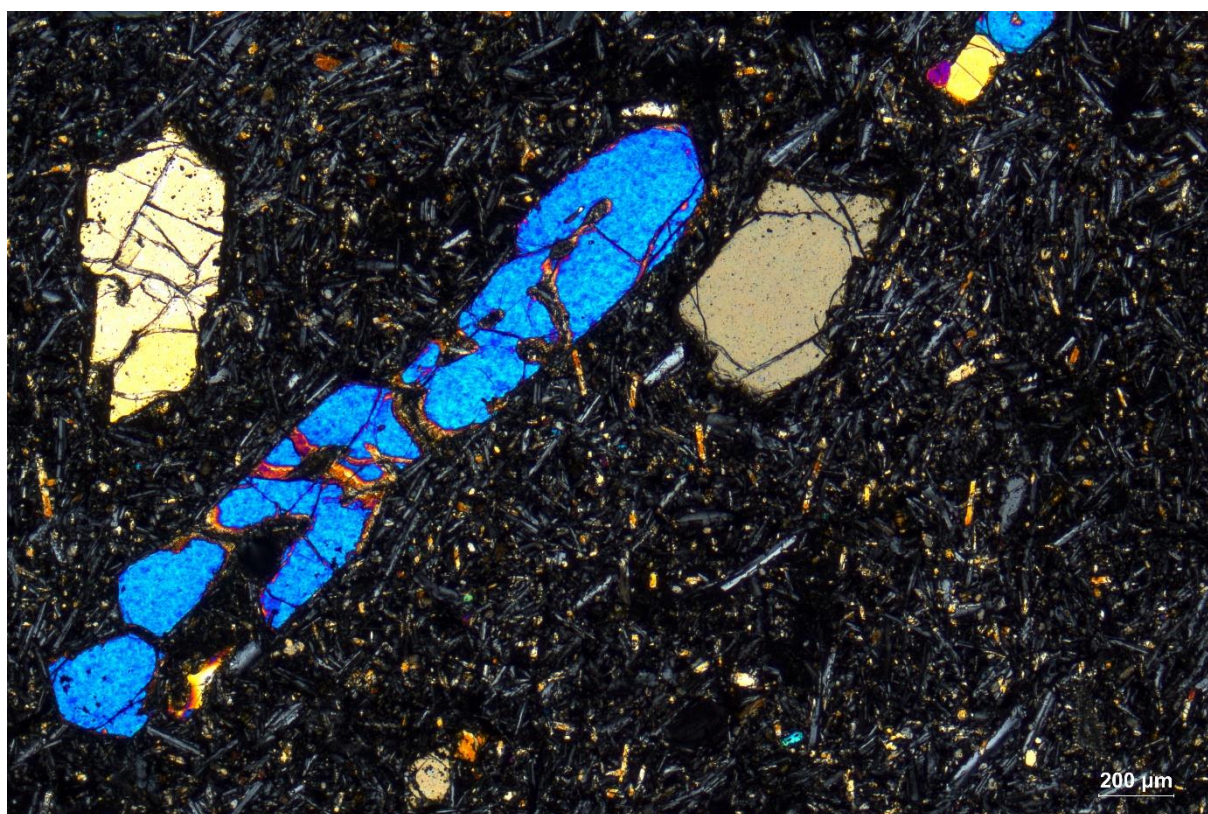
10. ábra – A halápi bazalt jellemző mikroszkópos képe, különböző megjelenésű (poliédres, vázkristályos) olivin makrokristályokkal. Keresztezett nikolos felvétel.



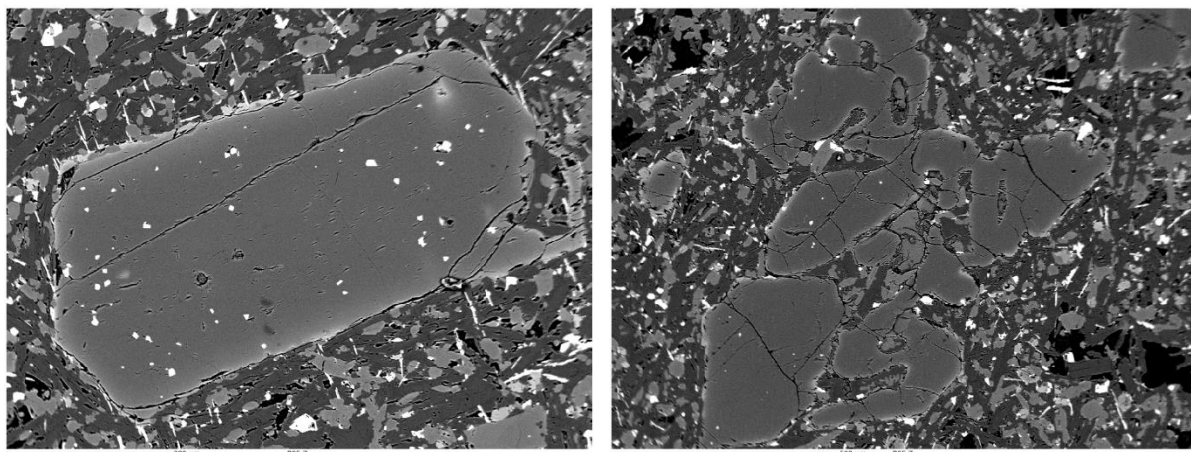
11. ábra – A halápi bazaltban lévő olivin kristályok jellemző megjelenése visszaszórt elektron képen.

A SÁG-2 elnevezésű minta (Ság-hegy) sötétszürke, nagyrészt tömör, felszínén a korábbi mintákhoz képest vastagabb mállási kéreggel rendelkezik és a peremeken néhol cm mélyen lehatol egy átalakult zóna. Mikroszkópos megfigyelés alapján pilotaxitos/kumoloporfíros szövetű a vizsgált minta (12. ábra). A porfírt itt is az olivin makro/mezokristályok adják,

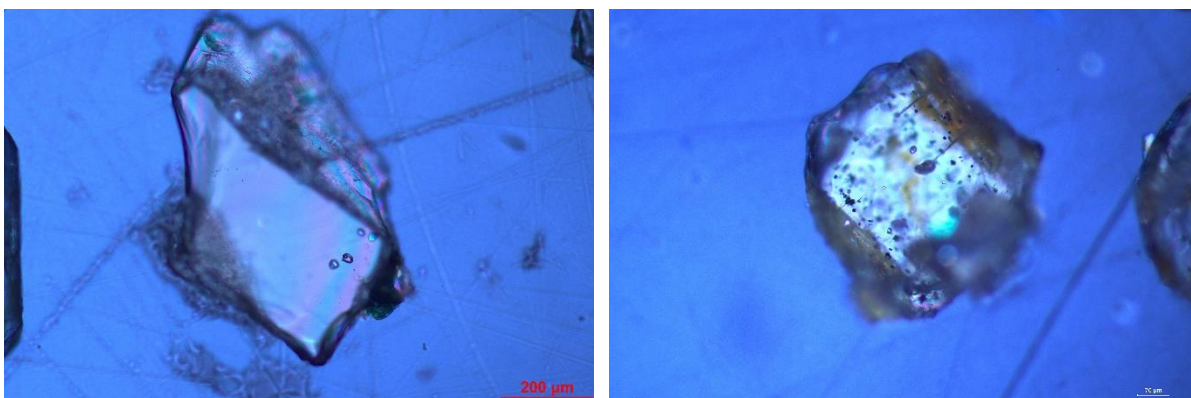
amelyek jellemzően idiomorf alakúak, poliéderez és vázkristályos alak egyaránt előfordul (13. ábra; 0,3-2 mm, mennyiségük 15-25%). A felületükön és repedések mentén vékony iddingzites átalakulás nyomai láthatóak. Az olivin makrokristályok, szemben a többi mintával zónásságot nem mutatnak, és sok, idiomorf megjelenésű Cr-spinel zárványt tartalmaznak, elsősorban a kristályperemhez közel eső részeken. Elenyésző mennyiségben találtam nagyobb Mg-tartalmú (1-2 db BSE felvételen megfigyelhető sötétebb maggal rendelkező) xenokristályt. Az alapanyag mikrokristályainak zömét hipidiomorf oszlopos plagioklász, xenomorf/hipidiomorf klinopiroxén, apatit, idiomorf opak ásványok, tús ilmenit és közel 10% kőzetüveg adja. Ebben a mintában a szeparátum felületén az alapanyag helyett inkább az iddingzitesedés volt megfigyelhető. A szeparált olivin kristályokban a megelőző mintákhoz viszonyítva kevesebb fluidzárvány volt megfigyelhető. Ezek mérete jellemzően a 20 μm -t nem haladta meg, alakjuk ovális vagy szabálytalan volt és véletlenszerűen helyezkedtek el a befogadó kristályokban.



12. ábra – A Ság-hegy bazaltjának jellemző mikroszkópos képe, különböző megjelenésű (poliéderez, vázkristályos) olivin makrokristályokkal. Keresztezett nikolos felvétel.



13. ábra – A Ság-hegy bazaltjában lévő olivin kristályok jellemző megjelenése visszaszórt elektron képen.



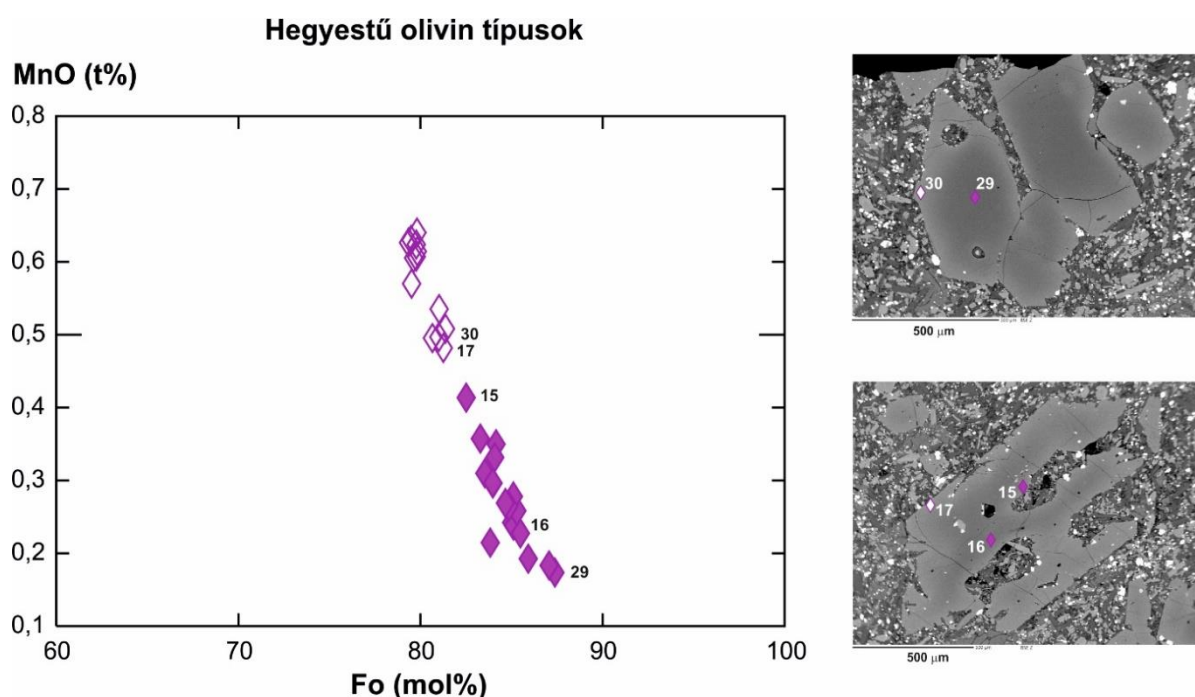
14. ábra – A nemesgázizotóp vizsgálatra kiválasztott olivin kristályokban lévő fluidzárványok jellemző képei

5.2. Olivin főelem geokémiai mérések

A vizsgált mintákon végzett főelem geokémiai mérések során az olivin ásványok magját és peremét mértük, a teljes adatsor elektronikus táblázatban az alábbi linken található meg: <https://vulkanologia.elte.hu/dolgozatok>. A SÁG-2 és a HTU-2 minták esetében egy-két nagy Mg-tartalmú összetételű olivin kristályt is találtunk a makrokristályok között. Ezek a CaO tömegszázalékos (wt%) adatokban is jellemzően elkülönülnek ($\text{CaO} < 0,1 \text{ wt\%}$), ezeket földköpeny-eredetű xenokristályként értelmeztük. Általánosan jellemző a mintákra, hogy a Fo tartalom (Fo, az olivin összetételének magnézium-gazdag szélsőtagja. számolása: $\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$ ahol az Mg^{2+} és Fe^{2+} molarány értékek) csökkenésével a CaO (wt%) és MnO (wt%)

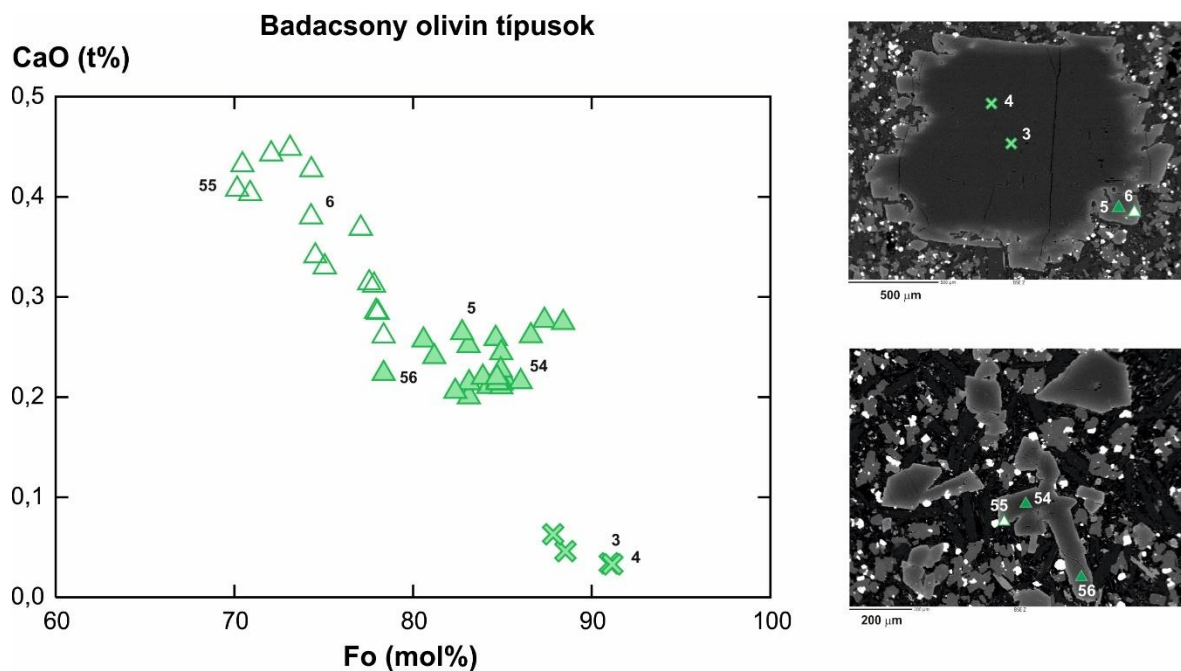
növekedését láthatjuk. Ezzel ellentétben a NiO (wt%) tartalom negatívan korrelál a Fo tartalommal.

A HTU-2 minta esetében a kristálymagok Fo-tartalma: 82,5 és 88 mol% között változik, míg a szélső peremeken: 79 és 81,5 mol% között (15. ábra). A magban mért Mn-oxid tömegszázalékos (MnO wt%) értéke 0,16-0,42% között változik, a peremen pedig 0,48-0,64% között. A CaO és a NiO wt%-os értéke a kristálymagban 0,17-0,25% és 0,06-0,26%, a peremen mért adatoké pedig 0,23-0,44% és 0,04-0,12%.



15. ábra – A Hegyesű bazanitjában lévő olivin kristályok kémiai összetételváltozása. A telt jelek a kristálymagokat, az üres rombuszok a szegélyeket jelentik. A különböző megjelenésű makrokristályok kémiai összetétele között nincs különbség.

A BA-1 minta esetében az olivin makrokristályok Fo tartalma a xenokristály esetében 87 és 92 mol%, a makrokristály magokban 80 és 89 mol%, a peremeken pedig 70 és 79 mol% közötti (16. ábra). A xenokristályban az MnO (wt%) tartalma szűk tartományon belül mozog: 0,11-0,22%, míg a többi magban 0,16-0,34%, a peremösszetételek pedig 0,34-0,64% között változnak. A CaO (wt%) méréseken jól látható a xenokristályok elkülönülése, ugyanis 0,03-0,07% közti alacsony értékeket kaptunk. A makrokristály magokban 0,2-0,28% között, a peremeken pedig 0,22-0,45% között mozognak a CaO eredmények. A NiO (wt%) tartalom a xenokristály esetében magas, 0,36–0,44%, a makrokristály magokban 0,04-től 0,21%-ig, a peremekben 0,03-tól 0,13%-ig terjed.



16. ábra – A Badacsony bazanitjában lévő olivin kristályok kémiai összetételváltozása. A telt jelek a kristálymagokat, az üres háromszögek a szegélyeket jelentik. A nagyobb méretű, Fo-ben gazdagabb kristály jól elkülönül, vélhetően a földköpenyből származó xenokristály, amire vázkristályos ránövekedés figyelhető meg. Ennek összetétele megegyezik a kisebb méretű mezokristályok mag-szegély összetételével. A mezokristályok mag és perem összetétele jól elkülönül.

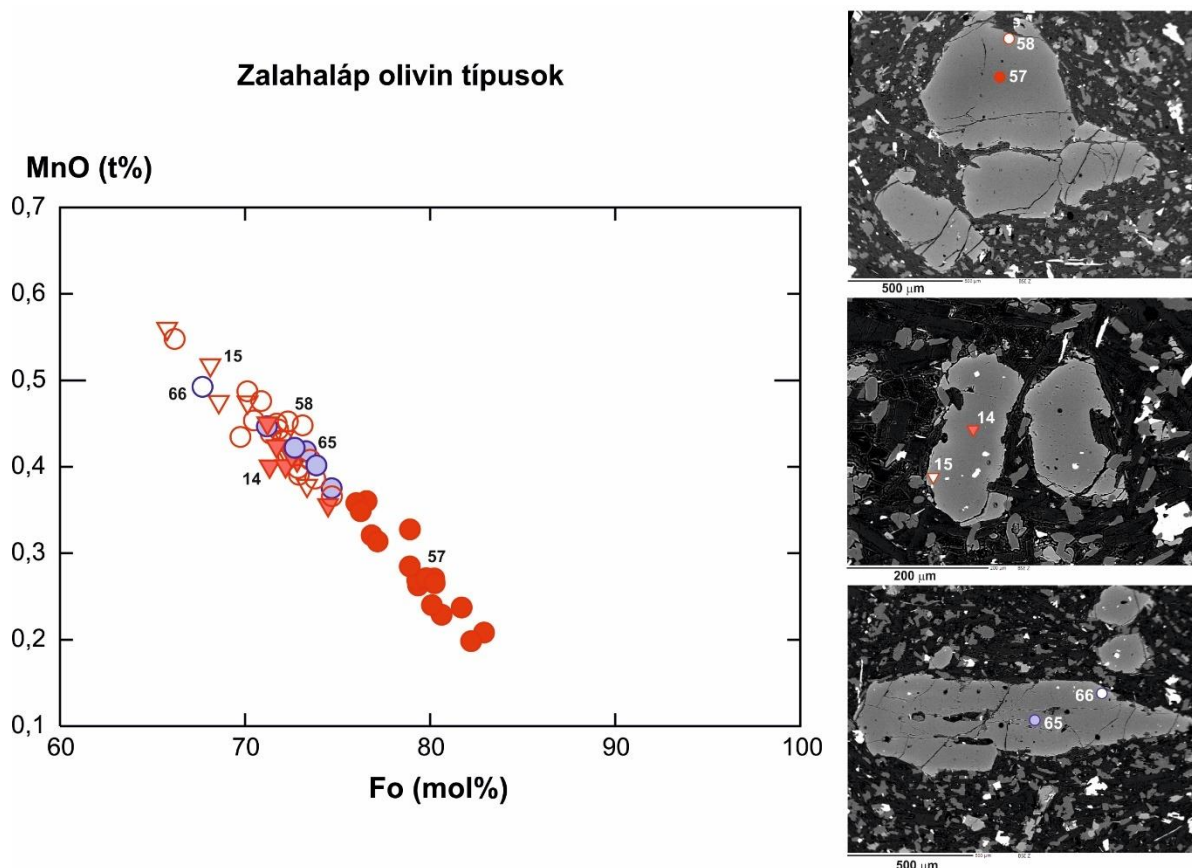
A ZA-1 esetében az olivin összetétel adatok egy széles terjedelmű, folytonos sort alkotnak (17. ábra). A mag és a perem mérések nem különülnek el élesen, hanem átfednek egymással. E minta esetében az alapján is osztályoztuk a mérési pontokat, hogy az adott kristálynak milyen az alakja, habitusa, mérete. Ezek alapján hat csoportot hoztunk létre: izometrikus makroásványok magja (i) és pereme (ii); oszlopos, jellemzően vázkristályos makroásványok magja (iii) és pereme (iv); illetve zárványokban gazdag, hipidiomorf mezo/makrokristályok magja(v) és pereme(vi) szerint.

(i-ii) Az izometrikus makroásványok Fo tartalma a magban 76 és 84 mol%, a peremen 70 és 75 mol% között változik. Az MnO (wt%) tartalom a magban 0,19-0,37%, a peremen 0,36-0,50%. A CaO és a NiO (wt%) összetétel a magban 0,18-0,28% és 0,13-0,24%, a peremen 0,28-0,36% és 0,06-0,14%.

(iii-iv) Az oszlopos, jellemzően vázkristályos makroásványok Fo összetétele a magban 70-75 mol%, a peremen 66-68 mol% közötti. A MnO (wt%) tartalom a magban

0,37 és 0,45%, a peremen 0,48 és 0,56% között változik. A CaO és NiO (wt%) adatok a magban 0,23-0,35% és 0,08-0,12% között oszlanak meg, a peremen pedig 0,33-0,38% és 0,06-0,08% között.

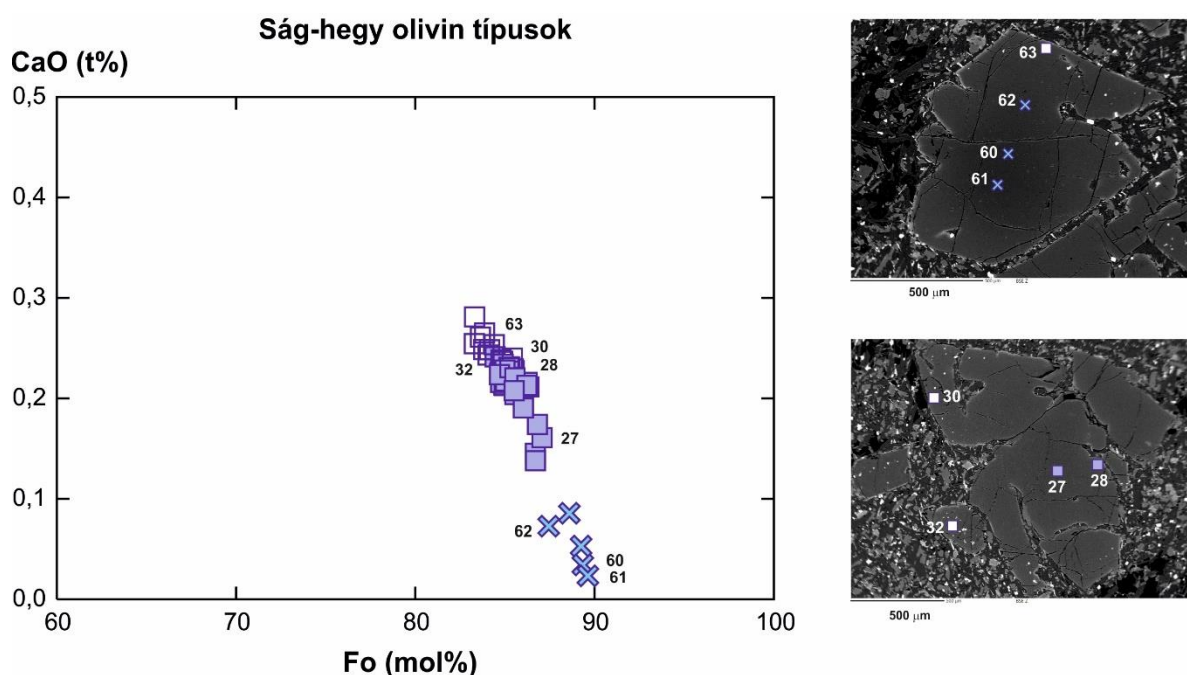
(v-vi) A hipidiomorf mezo/makrokristályok magja 71 és 75 mol% Fo tartalom között változik. MnO (wt%) összetétele a magoknak 0,34-0,45% közötti, a peremeknek pedig 0,36-0,56%. A CaO és NiO (wt%) értékek a magban 0,26-0,39% és 0,07-0,15%, a peremeken pedig 0,29-0,38% és 0,05-0,11%.



17. ábra – A Haláp bazaltjában lévő olivin kristályok kémiai összetételváltozása. A telt jelek a kristálymagokat, az üres körök a szegélyeket jelentik. Külön jelekkel tüntettem fel az eltérő megjelenésű olivin kristályok mag és szegély összetételét. A poliéderes kristályok magja Fo-ben gazdagabb, a táblás és vázkristályos olivin kristályok magja magnéziumban szegényebb és átfed a poliéderes kristályok szegély összetételével. Ez utóbbiak pereme mutatja a legkisebb Fo-tartalmú összetételt.

A SÁG-2 jelzésű minta esetében figyeltük meg a leghomogénebb olivin összetételt. Itt a makrokristályok magja és szegélye között nincs nagy különbség, szemben a többi minta olivin kristályával (18. ábra). A badacsonyi mintához hasonlóan itt is találtunk a BSE képen sötétebb,

azaz nagyobb magnézium-tartalmú kristályokat, amelyeknek jellemzően kisebb a CaO tartalma. A mérési pontok Fo összetétele a xenokristályokban 87 és 90 mol%, a kristálymagokban 84 és 87 mol% és a peremeken 83 és 86 mol% között mozog. A xenokristályok MnO (wt%) tartalma 0,11-0,18%, a magterületeké 0,15-0,23%, a peremeké pedig 0,17-0,27% közötti. A xenokristályokban a CaO (wt%) és a NiO (wt%) mértéke 0,01-0,09% és 0,35-0,38%, a kristálymagokban 0,13-0,25% és 0,18-0,36%, a kristályperemeken pedig 0,21-0,29% és 0,12-0,29%.

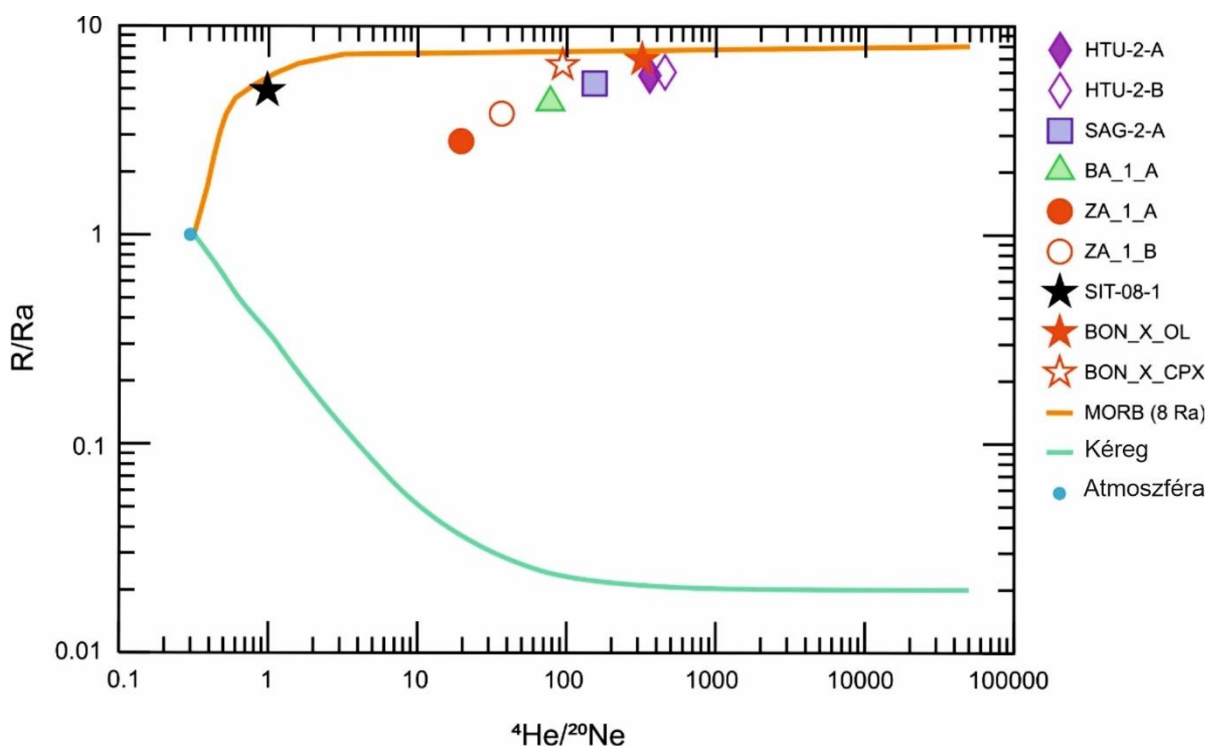


18. ábra – A Ság-hegy bazaltjában lévő olivin kristályok kémiai összetételváltozása. A telt jelek a kristálymagokat, az üres négyzetek a szegélyeket jelentik. A kristályok magja és pereme között nem tapasztalható jelentős összetételváltozás. A nagy magnézium-tartalmú kristály jól elkülönül alacsonyabb Ca-tartalmával. Ezen csak vékony perem figyelhető meg, aminek összetétele a makrokristályok pereméhez hasonlít.

5.3. Olivin nemesgázizotóp mérések

A mérések során az olivin fenokristályok He, Ne és Ar tartalmát és izotópösszetételét határoztuk meg. Az adatok litoszféra összetétellel való összehasonlítása érdekében az irodalmi adatok mellett saját xenolit méréseket is végeztünk (Bondoró: BON_X_OL, BON_X_CPX, Sitke: SIT-08-1) Az olivin fenokristályokból felszabadított héliumgáz mennyisége $1,37 \times 10^{-9}$ – $1,7 \times 10^{-8}$ ccSTP/g, neon tartalma $2,41 \times 10^{-11}$ – $1,07 \times 10^{-10}$ ccSTP/g, argon tartalma pedig

$1,69 \times 10^{-8} - 3 \times 10^{-8}$ ccSTP/g volt. Ugyanebben a térségben az általunk mért xenolitok $7,84 \times 10^{-10} - 1,03 \times 10^{-8}$ ccSTP/g héliumot, $1,04 \times 10^{-11} - 8,8 \times 10^{-10}$ ccSTP/g neont és $2,53 \times 10^{-8} - 5,28 \times 10^{-7}$ ccSTP/g argont tartalmaztak. A bazaltos $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányok a HTU-2 mintában a legnagyobbak $5,8 \pm 0,3 R_a$ és $6 \pm 0,3 R_a$ (ahol R_a az atmoszferikus $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányt jelenti, $1 R_a = 1,382 \times 10^{-6}$; (Sano et al., 2013) . A SÁG-2 esetében kicsivel alacsonyabb $5,3 \pm 0,3 R_a$ -t mértünk, míg a BA-1 mintának $4,3 \pm 0,3 R_a$ összetétele volt. A ZA-1 minta esetében mértük a legalacsonyabb értékeket: $2,8 \pm 0,5 R_a$ és $3,8 \pm 0,6 R_a$ értéket. A xenolitok esetében a BON_X_OL elnevezésű minta $6,9 \pm 0,5 R_a$, a BON_X_CPX $6,5 \pm 0,5 R_a$ és a SIT-08-1 pedig $4,9 \pm 0,8 R_a$ értéket hordoz. A SIT-08-1 és a két ZA-1 mintából származó mérés esetében a kimutatási határértékhez közeli mennyiségű gázt kaptunk, ezért ennek a három mintának az esetében a mérési bizonytalanság miatt 2σ hibával számoltunk. Ebben az esetben a két halápi mérés átfed egymással.



19. ábra – Az x tengelyen a $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ arány, az y tengelyen pedig a minta He izotóparánya szerepel R_a értékhez viszonyítva. A kék pont jelöli az atmoszférára jellemző izotóparányt ($R/R_a=1$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 0,318$; Sano és Wakita, 1985). A türkiz görbe a földkéregre jellemző izotóparányt ($R/R_a=0,02$ és $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 1000$; Sano és Marty, 1995) jelzi, a narancssárga 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)

A $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ arányok a bazaltos minták esetében 19,6 és 454,5 között változnak, a két halápi és a badacsonyi minták esetében fordulnak elő a kisebb értékek. A minták $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ aránya minden esetben a légköri aránnyal átfedést mutat ($9,7 \pm 0,2$). A xenolitok esetében a BON_X_CPX és BON_X_OL minták $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ aránya 93,4 és 319,1 közé esik, míg a STIK-08-1 mintában mértük a legalacsonyabb értéket. Ezzel összhangban, ennek a mintának a $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ aránya is átfed a légköri értékkel. A $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ arány (ahol a $^{40}\text{Ar}^*$ az atmoszférikus hatással korrigált értéket jelenti) a bazaltos minták esetében 0,11-1,94 közé esnek, míg a xenolitok esetében 0,04-0,29 között változik. A mintákban előforduló minimális légköri kontamináció (<2%) miatt az atmoszférikus hatással korrigált értékek (R_c/R_a) nem mutatnak számottevő eltérést az R/R_a értékekhez képest. Ez alól egyedül a SIT-08-1 minta kivétel, ami 32% atmoszférikus hatást mutat. Ennél a mintánál az R/R_a érték $4,9 \pm 0,82$, míg a légköri kontaminációt korrigáló R_c/R_a érték $6,8 \pm 1,1$.

Minta neve	lelőhely	szeparált ásvány	kor (Ma)	1s	tömeg (g)
Bazalt minták					
BA_1_A	Badacsony	olivín	3,45	0,23	0,94
ZA_1_A	Haláp	olivín	3,06	0,02	0,84
ZA_1_B	Haláp	olivín	3,06	0,02	0,71
HTU_2_A	Hegyesztű	olivín	7,94	0,03	0,81
HTU_2_B	Hegyesztű	olivín	7,94	0,03	0,85
SAG_2_A	Ság-hegy	olivín	5,48	0,01	0,95
Peridotit zárványok					
SIT-08-1	Sitke	olivín			1
BON_X_OL	Bondoró	olivín			1,02
BON_X_CPX	Bondoró	klinopiroxén			0,81

Minta neve	^3He	^4He	He	^{20}Ne	^{22}Ne	Ne	^{36}Ar	^{40}Ar	Ar
Olivín bazaltokból									
BA_1_A	1,36E-14	2,26E-09	2,26E-09	2,92E-11	2,95E-12	3,22E-11	8,13E-11	2,99E-08	3,00E-08
ZA_1_A	7,26E-15	1,90E-09	1,90E-09	9,72E-11	9,93E-12	1,07E-10	1,69E-10	6,77E-08	6,80E-08
ZA_1_B	7,27E-15	1,37E-09	1,37E-09	3,75E-11	3,83E-12	3,70E-11	8,56E-11	3,58E-08	3,59E-08
HTU_2_A	1,34E-13	1,67E-08	1,67E-08	4,65E-11	4,92E-12	5,15E-11	7,38E-11	3,65E-08	3,66E-08
HTU_2_B	1,40E-13	1,70E-08	1,70E-08	3,73E-11	4,00E-12	4,14E-11	7,18E-11	3,33E-08	3,34E-08
SAG_2_A	2,46E-14	3,34E-09	3,34E-09	2,18E-11	2,20E-12	2,41E-11	5,11E-11	1,68E-08	1,69E-08
Peridotit zárványok									
SIT-08-1	5,37E-15	7,84E-10	7,84E-10	7,97E-10	8,10E-11	8,80E-10	1,76E-09	5,26E-07	5,28E-07
BON_X_OL	2,85E-14	3,01E-09	3,01E-09	9,42E-12	9,63E-13	1,04E-11	5,00E-11	2,52E-08	2,53E-08
BON_X_CPX	9,34E-14	1,03E-08	1,03E-08	1,11E-10	1,13E-11	1,22E-10	9,34E-11	2,84E-07	2,85E-07

Minta neve	R/Ra	Rc/Ra	²⁰ Ne/ ²² Ne	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	⁴ He/ ²⁰ Ne	⁴ He/ ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar* (ccSTP/g)
Olivin bazaltokból							
BA_1_A	4,3	4,3	9,9	368	77,55	0,38	5,89E-09
ZA_1_A	2,8	2,8	9,8	400,5	19,57	0,11	1,78E-08
ZA_1_B	3,8	3,9	9,8	418,3	36,57	0,13	1,05E-08
HTU_2_A	5,8	5,8	9,4	495,4	358,8	1,13	1,47E-08
HTU_2_B	6	6	9,3	463,3	454,47	1,41	1,21E-08
SAG_2_A	5,3	5,3	9,9	329,3	153,2	1,94	1,72E-09
Peridotit zárványok							
SIT-08-1	4,9	6,8	9,8	298,8	0,98	0,13	5,84E-09
BON_X_OL	6,9	6,9	9,8	504,7	319,06	0,29	1,05E-08
BON_X_CPX	6,5	6,5	9,8	3047	93,38	0,04	2,57E-07

Minta neve	³ He err	⁴ He err	²⁰ Ne err	²² Ne err	³⁶ Ar err	⁴⁰ Ar err
Olivin bazaltokból						
BA_1_A	9,07E-16	1,03E-11	9,01E-13	1,50E-13	1,14E-12	4,73E-10
ZA_1_A	6,97E-16	7,07E-12	4,15E-12	7,12E-13	2,87E-12	1,63E-09
ZA_1_B	6,04E-16	6,24E-12	1,11E-12	1,91E-13	1,26E-12	5,66E-10
HTU_2_A	7,45E-15	1,08E-10	1,35E-12	2,28E-13	1,07E-12	5,77E-10
HTU_2_B	7,77E-15	1,10E-10	1,13E-12	2,09E-13	1,05E-12	5,26E-10
SAG_2_A	1,35E-15	1,52E-11	8,46E-13	1,53E-13	8,29E-13	2,68E-10
Peridotit zárványok						
SIT-08-1	4,42E-16	3,59E-12	2,05E-11	2,03E-12	1,45E-10	4,39E-08
BON_X_OL	2,17E-15	5,95E-11	4,35E-13	1,14E-13	9,89E-13	6,07E-10
BON_X_CPX	6,74E-15	2,05E-10	6,16E-12	7,75E-13	1,76E-12	6,82E-09

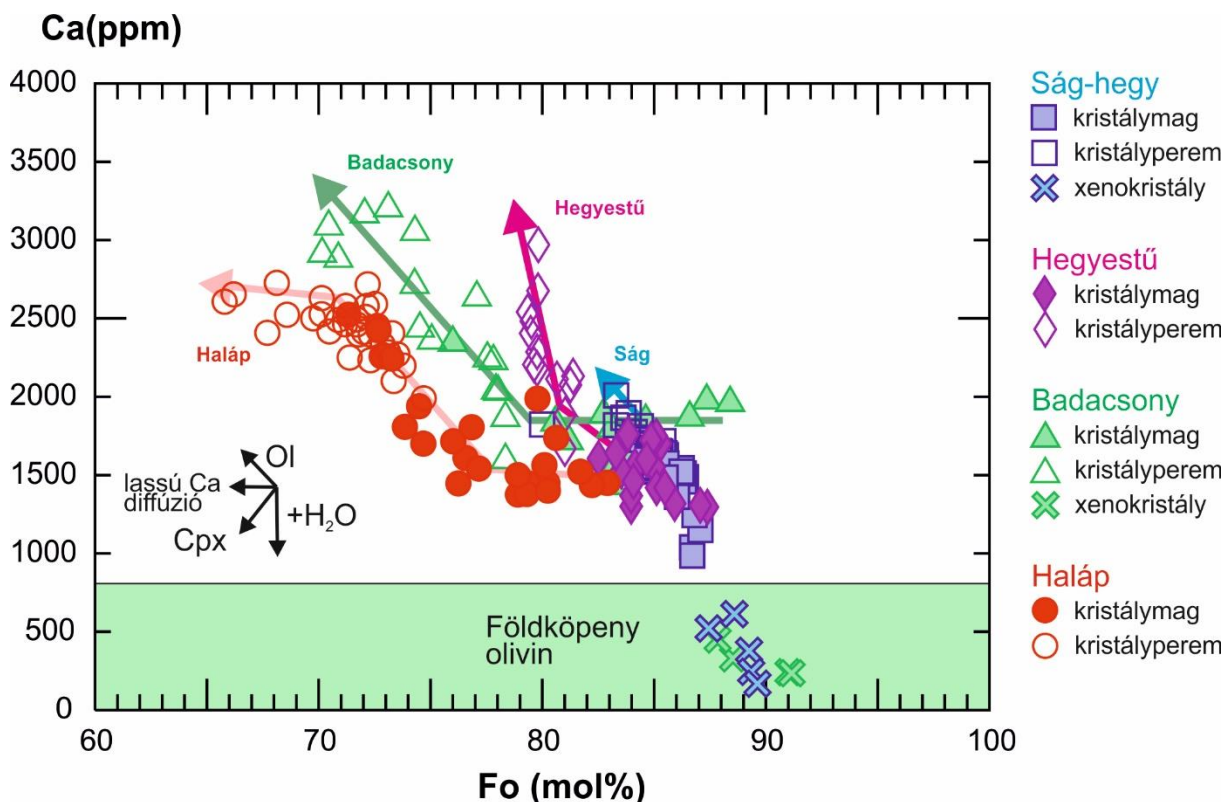
Minta neve	He err	Ne err	Ar err	⁴ He/ ²⁰ Ne err	R/Ra err	Rc/Ra err
Olivin bazaltokból						
BA_1_A	1,51E-10	1,92E-12	6,34E-10	2,42	0,29	0,32
ZA_1_A	1,83E-10	8,44E-12	2,00E-09	1,01	0,53	0,55
ZA_1_B	1,14E-10	2,22E-12	7,75E-10	1,4	0,64	0,66
HTU_2_A	9,36E-10	2,81E-12	7,85E-10	10,65	0,32	0,37
HTU_2_B	9,44E-10	2,50E-12	7,19E-10	14,03	0,33	0,38
SAG_2_A	1,84E-10	1,92E-12	3,84E-10	5,98	0,29	0,36
Peridotit zárványok						
SIT-08-1	6,47E-11	3,16E-11	6,20E-08	0,03	0,82	1,14
BON_X_OL	2,36E-10	1,21E-12	7,88E-10	20,07	0,54	0,66
BON_X_CPX	7,74E-10	9,98E-12	8,68E-09	7,61	0,49	0,67

1. táblázat – A TDK kutatás során vizsgált minták (olivin szeparátumok bazaltokból és két peridotit közetzárvány) nemesgázizotóp összetétele. Az izotóparányok kivételével a mennyiségek ccSTP/g mértékegységben vannak megadva. A nemesgáz eredmények bizonytalansága 1σ, kivétel a Sitkei xenolit és a két halápi mintánál, amelyek esetében 2σ.

6. Értelmezés

6.1. Olivinkristályok főelem összetétele

A vizsgált minták olivin kristályainak főelem geokémiai mérései alapján a SÁG-2 és BA-1 minta esetében, 2-2 ásvány kiugróan alacsony Ca-tartalmat (100-650 ppm) mutat, magas Fo (87-92 mol%) tartalom mellett (20. ábra). Magas forsterit tartalmú olivin fenokristályok előfordulhatnak bazalt kőzetekben, azonban Thompson & Gibson (2000) szerint a 750 ppm-nél kevesebb kalciumot tartalmazó kristályok kizárólag köpeny eredetűek lehetnek. Ez alapján a SÁG-2 és a BA-1 minták tartalmazznak olivin xenokristályokat, azonban ezek mennyisége az olivin kristályok között elenyésző (2db/vékonycsiszolat), tehát a nemesgázizotóp méréseknél porrá tört szeparátumban is valószínűleg kevesebb, mint 4% a mennyiségük. Így a nemesgázadatokat csak minimális mértékben befolyásolhatták.



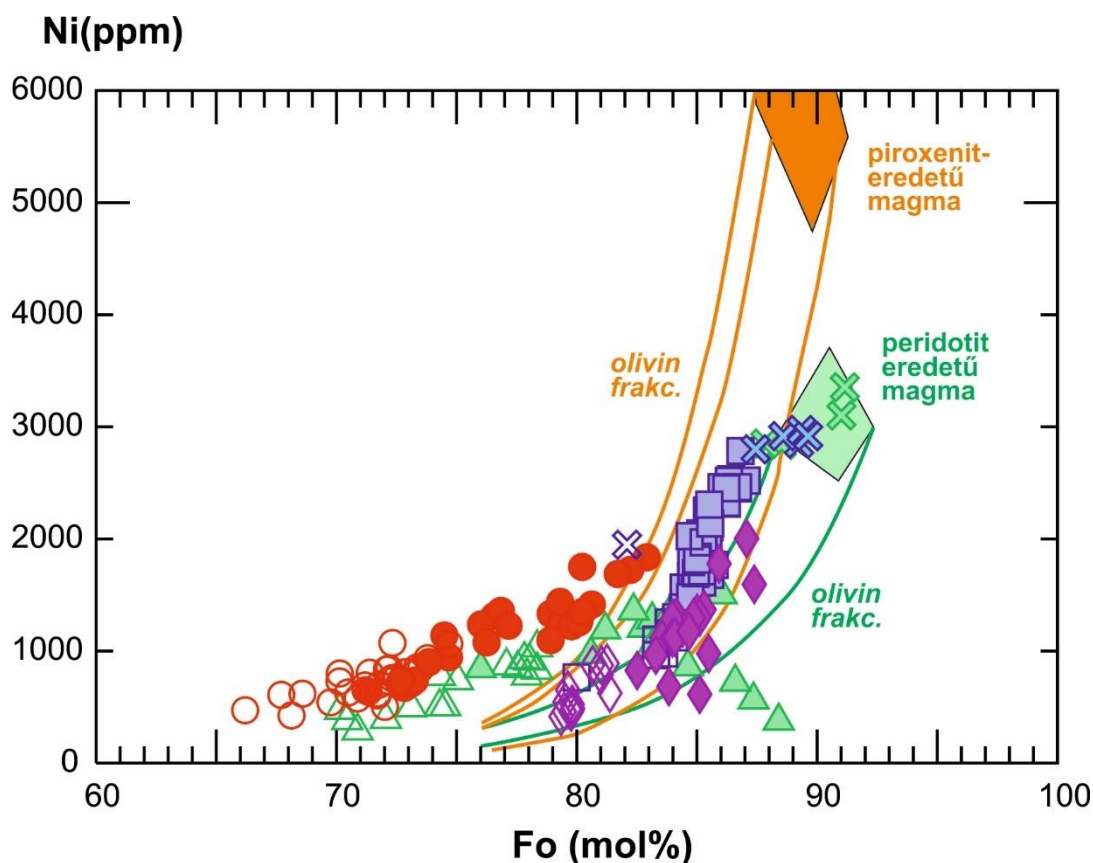
20. ábra – A vizsgált bazaltokban lévő olivin kristályok Ca-tartalmának változása a Fo-tartalom függvényében. A Badacsony és a Ság-hegy bazaltjának nagy Mg-tartalmú kristályai jól elkülönülnek és a földköpenyre jellemző olivin összetétel területre (Gleeson & Gibson, 2019) esnek. Figyelemre méltó, hogy a vizsgált minták olivin kristály összetétel fejlődési trendjei eltérőek egymástól, ami a nyomás és hőmérséklet különböző mértékű változásával magyarázható.

Amennyiben az olivin fenokristályok Ca-tartalmát a Fo-tartalom függvényében ábrázoljuk, akkor különböző meredekséggel lefutó fejlődési trendek mentén szóródnak a mérési adatok (20. ábra). Az Fo-tartalom csökkenésével nő a Ca-tartalom, ami azt jelzi, hogy az olvadékban csak olivin kristályosodása ment végbe, illetve a Haláp esetében az olivin kristályosodás végén klinopiroxén is megjelent. A fejlődési trendek meredekségét Stormer (1973) szerint a SiO_2 -telítettség és a nyomás/hőmérséklet függvénye, valamint a kezdeti Ca-tartalom határozza meg, ami a magma típusától függ. Az általunk vizsgált minták esetében a különböző lefutású trendek egy közös adattartományban (1250-1750 ppm) találkoznak, tehát a magmák kezdeti Ca-tartalma közel azonos lehetett, ami hasonló magma típusra és Si-telítettségre utal. A HTU-2 és SÁG-2 minták esetében a kis Fo változás mellett gyorsan növekvő Ca-tartalom nyomáscsökkenés mellett történő olivin kristályosodást jelez. Ez azt jelentheti, hogy az olvadék rövid idő alatt emelkedett fel, törte át a földkéreg kőzeteit, ami az olvadék gyors kristályosodásához vezetett. Ez az értelmezés összhangban van a petrográfiai vizsgálatok eredményeivel is, az olivin makrokristályok egy része ugyanis vázkristályos megjelenésű. A SÁG-2 minta esetében a kristályok teljesen homogének leszámítva némi változást a legkülső peremen ($\sim 10 \mu\text{m}$). A HTU-2 minta esetében enyhe normál zónásság látható a perem közelében. A peremi zónákban sok mérést végeztünk, ezért a diagramokon dominánsnak tűnnek, de az ásványok térfogatában elfoglalt arányuk alacsony. Mindezek alapján kijelenthető, hogy az olivin makrokristályok a likvidusz hőmérséklet közelében váltak ki és ezek a kristály összetételek képviselik az olivin térfogat túlnyomó ($>90\text{tf}\%$) részét, azaz a szeparált kristályok nemesgáztartalma nagy valószínűséggel a magma forrásrégiójára utalhat.

A BA-1 és ZA-1 esetében az Fo-tartalom csökkenésével lassabban növekvő Ca tartalom lassabb hűlést jelez, azaz a magma lassabb felemelkedésére vagy a magmatározóban történő elhúzódó differenciációjára utal. Ennek tudhatók be a petrográfiai megfigyelések során észlelt változatos alakú és méretű olivin fenokristályok is. A ZA-1 halápi minta esetében a különböző kristályalakok közül a magas Mg tartalmú szemcsék vannak túlsúlyban a kőzetben, a perem itt is viszonylag vékony. Mivel a mintaelőkészítés során a $250\text{--}500 \mu\text{m}$ szemcsetartományú kristályokat szeparáltuk ki, ezért a kisebb méretű, alacsonyabb Mg tartalmú ásványok valójában kevés százalékát adják a nemesgázmérésre használt szeparátumnak. Ezek mellett a hűlésre és lassabb felemelkedésre/differenciációra utal, hogy az alapanyagot a másik két mintával ellentétben nagyobb méretű mikrokristályok adják és az ásványokban megfigyelhető normál zónásság is jellemzőbb, továbbá változatosabb az olivin kristálymagok Fo-tartalma. Azonban itt is fontos megállapítani, hogy a magmás differenciáció során csak olivin kristályok keletkeztek és a jelentősebb összetétel változás csak az ásványok peremén figyelhető meg. Ezek

alapján feltételezhető, hogy a halápi és badacsonyi olivin ásványok által hordozott fluid és olvadékszárványok nemesgáztartalma itt is a magma forrásrégióját tükrözheti.

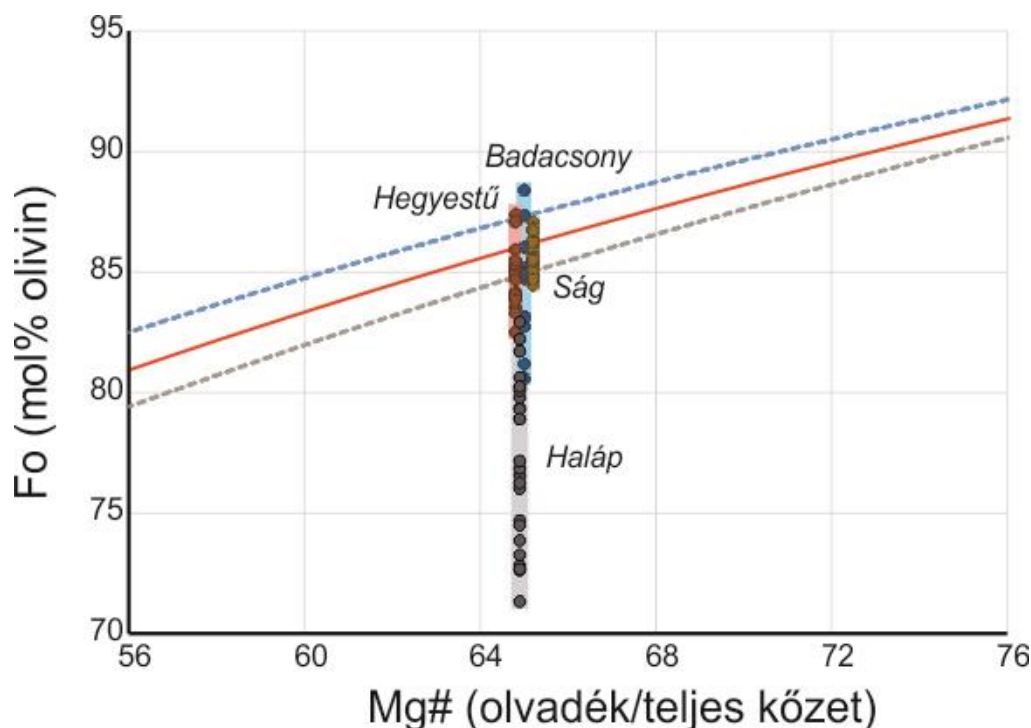
A Fo-tartalom csökkenésével a Ni is csökken, mégpedig erőteljesen (21. ábra). A Fo-összetétel változásával meredeken csökkenő nikkeltartalom azt jelzi, hogy az olvadékban kizárólag olivin kristályosodhatott. A BA-1 és ZA-1 trendjében azonban megfigyelhető egy kisebb Ni összetételű szakasz, ami szintén a két minta magmájának lassabb feljutására utal. A Fo-Ni trend jelezheti a bazaltos magma forrásközetének természetét, azaz peridotit részleges olvadásával keletkezett vagy piroxenit olvadása járult hozzá a bazaltos magma keletkezéséhez (Sobolev et al., 2005; 2007). A vizsgált mintákban lévő olivin lefutási trendek alapvetően peridotit olvadásával keletkező bazaltos magma differenciációját jelezhetik, de a Ság-hegy és esetleg a Hegyestű esetében nem zárható ki piroxenit forrásközetből keletkező elsődleges magma és annak olivin frakcionációja.



21. ábra – A vizsgált bazaltokban lévő olivin kristályok Ni-tartalmának változása a Fo-tartalom függvényében. A Ni csökkenése a Fo-tartalom csökkenésével olivin frakcionációs kristályosodással magyarázható. Peridotit és piroxenit eredetű magmák és olivin frakcionációs trendjei Sobolev et al. (2005; 2007) és Straub & LaGatta (2008) alapján.

Mintajelek magyarázata a 20. ábrán.

A bazaltokban lévő olivin kristályok a bezáró kőzet által képviselt olvadékkal való kémiai egyensúlyi állapotát az FeO és MgO koncentráció adatok alapján vizsgálhatjuk (Roeder & Emslie, 1970). Az FeO/MgO megoszlása az olivin és az egyensúlyi olvadék között a kísérleti adatok alapján viszonylag széles hőmérséklet és nyomás viszonyok között állandó, értéke $0,29 \pm 0,03$ (Roeder & Emslie, 1970; Putirka et al., 2007). Az olvadék összetételét a bezáró kőzet teljes kémiai összetételével feleltettük meg, ami általános a szakirodalom alapján. A vizsgált bazaltok mg-száma ($100 \times \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$) nagyon hasonló egymáshoz, 65 körüli értéket mutat és ez kis mértékű, uralkodóan olivin kristály frakcionációt jelez (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi et al., 1995; 2015). Az ilyen összetételű olvadéknak 84-87 mol% Fo-tartalmú olivin kristály felel meg kémiai egyensúlyi kristályosodás esetén (22. ábra). Ezt a ság-hegyi olivin kristályok magjai, amik az uralkodó olivin térfogatot jelentik, teljes mértékben teljesítik, és átfednek a hegyestűi és badacsonyi olivin kristályok Fo-gazdag magjai is. Egyedül a Haláp esetében értékelhetők úgy az olivin összetétel adatok, hogy ezek a kristályok fejlettebb olvadékból válhattak ki, mint amit a bezáró bazalt kőzet mutat. Elképzelhető, hogy ezek a kristályok a földköpeny-földkéreg határán kialakult magmás testben alakultak ki és egy friss, primitív olvadék kapta fel őket és szállította gyorsan a felszínre.



22. ábra – Olivin kristályok kémiai egyensúly vizsgálata az FeO/MgO arány kristály-olvadék megoszlása alapján. A piros vonal 0.29 KD értéket jelent, a szaggatott vonalak ± 0.02 határvonalat jelölnek.

6.2. Nemesgázadatok értelmezése

6.2.1 Peridotit xenolit minták adatai

A vizsgált bazaltokban lévő olivin fenokristályok nemesgázizotóp eredményeinek összehasonlítására, értelmezéséhez két, ugyanarról a területről származó peridotit közetzárvány elemzését is elvégeztük. A méréseket szeparált olivin és klinopiroxén kristályokon végeztük. A sitkei xenolit olivin szeparátum minta nemesgázizotóp arányai jelentős légköri kontaminációt mutatnak (19. ábra), ezért korrigáltuk ezt a kontaminációt a $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ izotóparány bevonásával és ezt a $^3\text{He}/^4\text{He}$ értéket (R_c) viszonyítottuk a légköri hélium izotóp értékhez (R_c/R_a) a szakirodalomban használt módon:

$$R_c/R_a = ((R_M/R_a)(\text{He/Ne})_M - (\text{He/Ne})_A)/((\text{He/Ne})_M - (\text{He/Ne})_A)$$

ahol R_c a légköri kontaminációval korrigált $^3\text{He}/^4\text{He}$ arány, az M és az A indexek a mért, illetve a légköri elméleti értékeket jelentik.

A sitkei xenolit esetében jelentős a különbség az R/R_a és az R_c/R_a értékek között (1. táblázat), míg a több minta esetében nincs közöttük különbség, azaz az utóbbiak esetében nem jelentős a levegő kontamináció. Az R_c/R_a értékek figyelembevételével nincs különbség a két xenolit minta nemesgáz-összetétele között ($6,8-6,9 \pm 0,2$) és jó átfedést mutatnak a térségről korábban publikált nemesgázadatokkal ($6,8 \pm 0,3 R_a$; Szentbékállai xenolit; Buikin et al., 2005). A bondorói minta esetében az olivinre kapott eredmények kicsit nagyobbak, mint a klinopiroxénre kapott értékek, hibahatáron belül azonban nem különböznek. Tehát ezek az adatok tekinthetők a BBVT és a Kisalföldi vulkáni terület alatti litoszféraköpenyre jellemző hélium izotóparány értéknek. Ezek az eredmények, bár valamennyivel nagyobbak, a bizonytalanságot is figyelembe véve, átfednek a Gautheron és Moreira (2002) által publikált átlagos globális SCLM (szubkontinentális litoszféraköpeny) tartománnyal ($6,1 \pm 0,9 R_a$). Annak a kérdésnek a megválaszolása, hogy a Pannon-medencében lévő xenolitok hélium izotóparány értékei miért nagyobbak kis mértékben a jellemző SCLM értéktől nem képezte a dolgozat célját és tárgyát, ehhez további mérésekre és vizsgálatokra van szükség.

6.2.2. Bazalt minták adatai

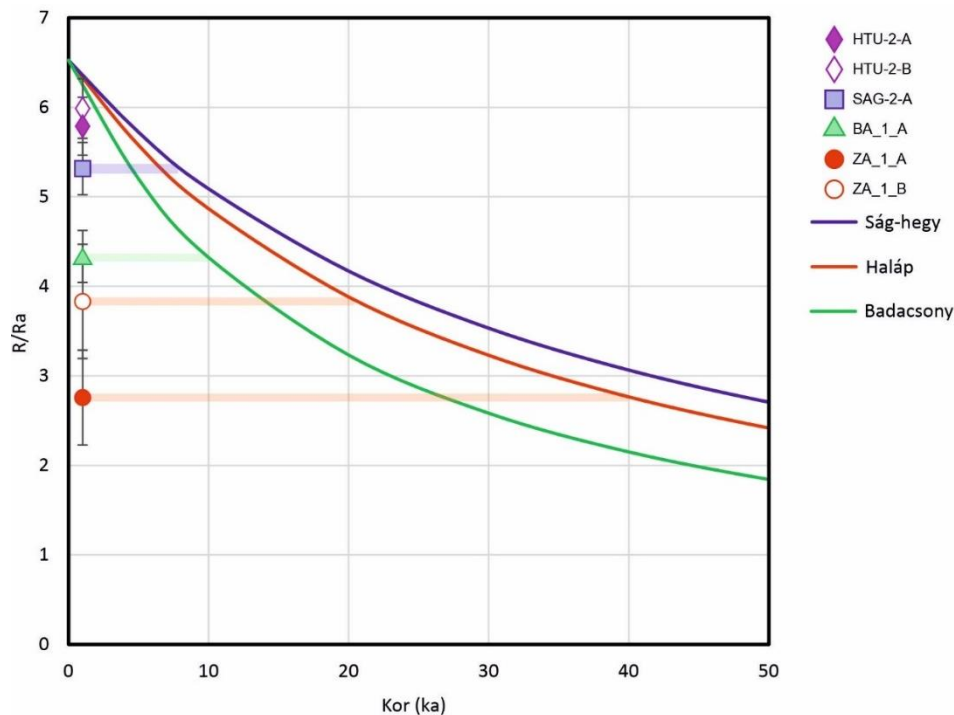
A nemesgázok, annak izotópjai a kőzetolvadékból kiváló gázfázisban (nagy nyomáson elsősorban a szén-dioxidban) jelenik meg. A kigázosodás során az adott nemesgázok izotópjainak aránya nem módosul, tükrözi a magmára jellemző izotóparányt. Az olivinkristályok elemzése során a bezárt fluidzárványok nemesgázizotóp összetételét határozzuk meg, azt az értéket, ami az olivin kristályosodása során jellemezte a bazaltos kőzetolvadékot. A hegyestűi és ság-hegyi minták az SCLM és a xenolitok R_c/R_a értékéhez közeli $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányokat adtak eredményül, habár annál némileg kisebbek ($5,8-6,0 \pm 0,3 R_a$, valamint $5,3 \pm 0,3 R_a$; 23. ábra). A badacsonyi és halápi minták azonban már jellemzően kisebb ($4,3 \pm 0,3 R_a$, valamint $2,8-3,8 \pm 0,6 R_a$) hélium izotóparányokat mutatnak (23. ábra). A bazaltok korai, likvidusz hőmérsékleten kiváló kristályaiba zárt fluid- és olvadékszárványok nemesgáztartalma az elsődleges olvadékban lévő illókra jellemző összetételt mutat, ami a magma forrásterületét is jellemzi. Ez az érték azonban később, a magmafejlődés során módosulhat. Ez általában az eredeti R_a érték csökkenésében jelenik meg. Ennek oka többféle lehet, ezek közül a leggyakoribbak a következők:

- (i) utólagos légköri kontamináció például mikrorepedésekben,
- (ii) magmatározóban eltöltött idő ('*magma aging*' hatás),
- (iii) diffúzív frakcionáció (pl.: Harrison et al., 2004; Martelli et al., 2004).

Ezek közül az (i) feltevés kizárható, mivel a $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ arányok mindegyik minta esetében csekély mértékű (<2%) légköri kontaminációt jeleznek, a légköri kontaminációval korrigált R_c/R_a értékek teljesen megegyeznek az R/R_a értékekkel. Ezért csak a másik két lehetőséget vizsgáljuk meg részletesebben:

A magma tartózkodási idejének ('*magma aging*') hatása (ii): Az olvadékképződést követően, de a kristályosodást megelőzően, a magmatározóban eltöltött idő alatt az U és Th bomlás következtében felszabaduló ^4He -nak köszönhetően a kőzetolvadék $^3\text{He}/^4\text{He}$ értéke csökkenhet. A később kristályosodó ásványfázisokba bezáródott fluidzárványok nemesgázizotóp arányai már ezt a módosult értéket mutatják. A badacsonyi, halápi és ság-hegyi teljeskörű adatok U és Th tartalmával (Harangi et al., 2015) kiszámolható a ^4He produkció, azaz az R/R_a érték csökkenése az idő függvényében (Ballentine & Burnard, 2002; 23. ábra). Amennyiben azt feltételezzük, hogy a litoszférának és az asztenoszférának megegyező a nemesgázizotóp összetétele, akkor a bondorói minta R/R_a értékét vehetjük kiindulási összetételnek. Ebben az esetben kevesebb mint 5000 év magmatározóban eltöltött idő elegendő

a hegyestűi és a ság-hegyi R/R_a értékek eléréséhez, míg a badacsonyi és a halápi minták esetében ez az érték 10 és 30 ezer év alatt változhat a kapott értékre (23. ábra). A halápi minta alapanyaga nagyobb kristályokból áll, az olivin fenokristályok alakja és összetétele változatos, valamint az Fo vs Ca tartalmat ábrázoló diagramon kapott fejlődési trend (20. ábra) is elhúzódó idejű hűlést, illetve kristályosodást mutat (szemben a hegyestűi és ság-hegyi minták gyors feláramlásra utaló nyomáscsökkenéses trendet mutató adataival; 20. és 21. ábra). Ezek alapján feltételezhető, hogy ennek a halápi esetben számolni kell valamennyi magma tartózkodási idővel. Ez kisebb mértékben igaz a badacsony esetére is, de a Hegyestű és Ság-hegy esetében nem feltételezhető ilyen mértékű tartózkodási idő a kristályosodást megelőzően. A nagy Fo-tartalmú (84–87) olivin jellemzően likvidusz ásvány, azaz az olvadékból korai, első kristályosodási fázisként válik ki, ilyenek a hegyestűi és sági olvinek nagy többsége, de néhány badacsonyi olivin kristálymag is ezt mutatja. Továbbá, irodalmi adatok általában ennél legalább egy nagyságrenddel kisebb, maximum pár ezer éves tartózkodási idővel számolnak hasonló típusú bazalt vulkánok esetében (Bragagni et al., 2014; M. R. Reid, 2014). Tehát ez a hatás, még ha módosíthatott is a halápi (és esetleg a badacsonyi) minták eredeti összetételén, valószínűleg csak elhanyagolható mértékben.



23. ábra - A magma tartózkodási idejének hatása az R/R_a értékekre. Növekvő idő alatt a radioaktív ^4He termelés módosítja az R/R_a értéket. Kiindulási nemesgázizotóp összetétel a bondorói xenolit ($6,5 \pm 0,5 R_a$), a három eltérő lefutású görbe az eltérő U és Th tartalom eredménye (badacsonyi, halápi és ság-hegyi teljeskörzet adatokból; Harangi et al., 2015).

Az R/R_a adatok és a vulkánok kitörési kora között egy csökkenő trend figyelhető meg, felvetődhet az is, hogy a kőzetolvadék asztenoszféra földköpenyben való hosszú tartózkodási ideje (Kovács et al., 2020; Koptev et al., 2021) alatt nőtt a ^4He mennyisége. Ezt a magyarázatot azonban kizárhatjuk, egyrészt mivel itt már több millió év a vulkánkitörések közötti időkülönbség, ami jelentősebb ^4He gyarapodást okozna. Másrészt, a kitörő magmák kémiai összetétele, elsősorban radiogén izotóparányai és nyomelem mintázata markánsan különbözik (Harangi et al., 2015), ami összhangban van azzal, hogy a monogenetikus bazalt vulkáni mezőn minden egyes vulkánkitörést egy egyedi magmaképződés, magmafejlődés és magma feláramlás okoz. Eszerint kizárható, hogy a csökkenő korrallal egyre alacsonyabb R/R_a értékeket egy közös forrásközetben zajló 'magma aging' hatás okozta volna.

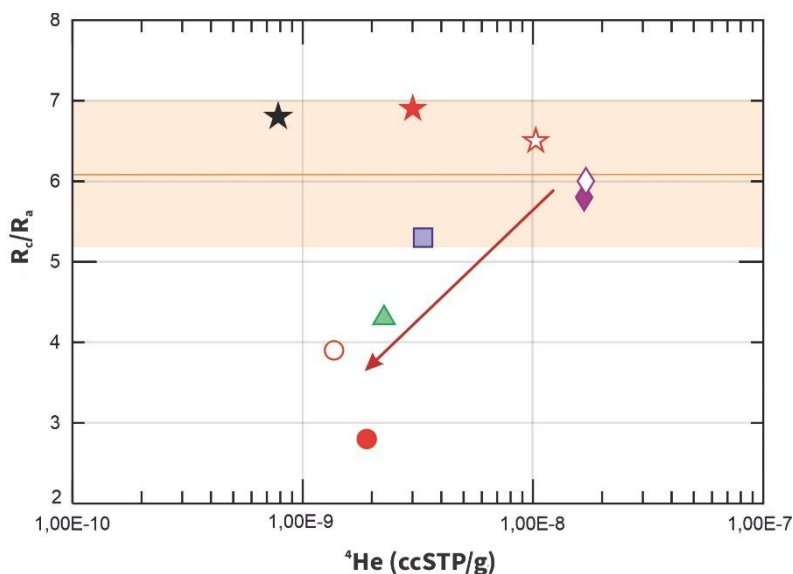
iii) A diffúzív frakcionáció szintén módosíthatja az eredeti nemesgáz-összetételt, ami az előbbi esettel szemben a kristályosodást követően történik és érinti a már csapdázott fluidumokat. A magmakamrában vagy akár a kitörést követően a felszínen, de még magas hőmérsékleten, a hélium diffúzió révén távozhat az olivin kristályokból, míg az argon a nagyobb mérete miatt erre nem, vagy csak korlátozottabban képes. Ilyen esetben a mért értékekben az R/R_a csökkenését látjuk, mégpedig párhuzamosan a ^4He mennyiségének és a $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ aránynak a csökkenésével (24. és 25. ábra). Ilyen, kisebb mértékű változást a halápi és badacsonyi minták adataiban tapasztalunk, míg a hegyestűi és a ság-hegyi mintákban ez az összefüggés nem figyelhető meg (24. és 25. ábra). Harrison et al. (2004) modellezték, hogy egy 2 mm-es kristályszemcse esetében az eredeti, 8 R_a értékének felére csökkenéséhez, magmás hőmérsékleten ~2-6 év szükséges, tehát a diffúzív frakcionáció sokkal rövidebb idő alatt képes az eredeti összetételt megváltoztatni, mint a kristályosodást megelőző magma tartózkodási idejének ('magma aging') hatása. A vizsgált területről rendelkezésre álló adatok alapján ennél is rövidebb (néhány napos, maximum egy hét) magmafeláramlási idővel is számolhatunk (Jankovics et al., 2013a), amivel összhangban van az, hogy a hegyestűi és sági bazaltokban lévő olivinek esetében kizárhatjuk a diffúzív frakcionáció folyamatát. A halápi (és a badacsonyi) minták esetében azonban az olivin összetétel adatok alapján elhúzódó magmás differenciáció, valamint lassú felemelkedés sejthető (20. ábra). Ez jelenthet több éves vagy akár több évtizedes /évszázados időt is, ami alatt, a magas hőmérsékleten végbemehetett a hélium diffúziós frakcionációja. Ez a módosító folyamat valószínűleg még a mélybeli magmatározóban, vagy feljövétel közben történhetett, ugyanis a Haláp esetében a kráterkitöltő lávaöntések vastagsága a jelenkori észlelések alapján nem volt annyira vastag, hogy a felszínen hosszú, több éves ideig magas hőmérsékleten maradjon a láva, ami szükséges a diffúzióhoz. Ezek alapján a badacsonyi és halápi minták esetében számolnunk kell a diffúzív frakcionáció hatásával, és ezért

feltételezhetően nem az eredeti olvadéokra jellemző nemesgázizotóp összetételt kaptuk, míg a hegyestű és ság-hegyi minták esetében az utólagos módosító hatásokat kizárhatjuk, a kapott értékek az eredeti magmát, ezáltal a magma forrásközetét jellemzik.

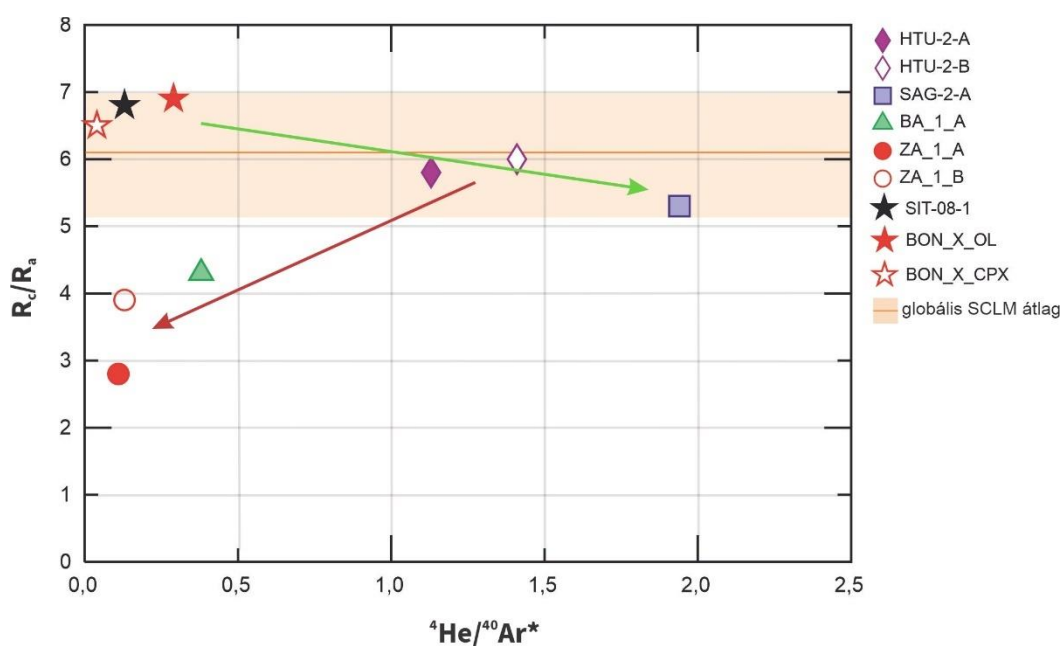
A bazaltos minták közül a hegyestűi ($5,9 \pm 0,31 R_a$) és a ság-hegyi ($5,3 \pm 0,3 R_a$) minták R/R_a értékei csak kis mértékben kisebbek, mint a globális SCLM értékek, bár a bizonytalansági változást is figyelembe véve átfednek az alsó értékekkel, a lokális litoszféra földköpenyt jellemző xenolit adatokhoz viszonyítva 1 R/R_a -val kisebb értéket mutatnak. Embey-Isztin et al. (1993) és Harangi et al. (1995a; 2015) szerint a magmaképződés olyan mélységben történt, ami a Pannon-medence esetében az LAB (litoszféra-asztenoszféra határ) alá esik, tehát az bazaltos kőzetolvadékképződés az asztenoszférában alakult ki. Ilyen mélységben a magmaképződéshez a földköpeny valamilyen fokú heterogenitása szükséges, tehát tiszta MORB összetételre jellemző nemesgázadatokat sem várhatunk. Az alkáli bazaltos magma keletkezéséhez a forrásrégióban vagy valamennyi víz (50-200 ppm) vagy alacsonyabb olvadáspontú piroxenites/eklogitos kőzet jelenléte szükséges. Piroxenit, illetve eklogit jelenléte a földköpenyben csökkenti az R/R_a értéket (Day et al. 2015; Kim et al., 2021; 2023). A hegyestűi és ság-hegyi olivin összetétel adatok alapján nem zárható ki a piroxenit jelenléte a magma forrásrégiójában (21. ábra), ez magyarázatot adhat a litoszféra értékektől eltérő, alacsonyabb R/R_a adatokra. Ugyan a nemesgázadatok csökkent értékét szubdukciós folyamatok is okozhatják, de ezeknek a folyamatoknak nincs nyoma a teljeskörű vizsgálatok nyomelem összetételében. A hegyestűi és ság-hegyi értékek közti minimális különbség a vulkánok monogenetikus eredete miatt a forráskőzet kis mértékű heterogenitásából származhat, azonban lehetséges, hogy a különbség csak a kis mintaszámból ered. Ennek eldöntésére további adatok szükségesek.

A Badacsony ($4,3 \pm 0,3 R_a$) és Haláp ($3,2 \pm 0,5 R_a$) mintái jóval kisebb értéket mutatnak a litoszféraköpeny összetételéhez képest. Azonban ezeknek a mintáknak az esetében nem a forráskőzet eredeti nemesgáz-összetételét látjuk a diffúzív hélium veszteség, illetve az esetleges hosszabb magmás tartózkodási idő (Haláp) hatása miatt. Mindazonáltal nem zárható ki, hogy a forrásrégió heterogenitása is közrejátszott az adatok alacsonyabb értékének kialakulásában. A szubdukciós fluidumok szerepe a csökkent értékek létrehozásában ezeknek a mintáknak az esetében is kizárható. Ez a folyamat ugyanis a ^4He koncentrációt növelné a mintákban, azonban az adatokban az R_a értékek csökkenése mellett a ^4He tartalom csökkenését látjuk. A forráskőzet heterogenitásának feltételezhető szerepét olyan további helyszínek vizsgálatával lehetne igazolni, ahol a módosító hatások jelenléte kizárható. Ebben kulcsfontosságú szerepe lehet az olivin összetétel adatoknak, amelyek segítségével kiválaszthatók azok a minták, amelyekre

gyors feláramlás és minimális magmás differenciáció jellemző (pl. kis Fo változás mellett gyorsan növekvő Ca tartalom).



24. ábra – Az R_c/R_a arány változásának összefüggése a ^4He (ccSTP/g) tartalommal. A drapp színű mező a szubkontinentális litoszférára jellemző értéket mutatja ($6,1 \pm 0,9$ Ra; Gautheron & Moreira, 2002)



25. ábra – Az R_c/R_a arány változása szemben a $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ aránnyal, amely együtt véve a ^4He koncentráció csökkenésével (előző ábra) a diffúzív frakcionáció hatására utal a badacsonyi és halápi minták esetében (piros nyíl). Ezzel szemben a ság-hegyi minta nem mutat ilyen trendet. A xenolitokhoz viszonyítva a ság-hegyi és a hegyestűi minta sem mutat diffúzív frakcionációra utaló jelet (zöld nyíl).

7. Következtetés, összefoglalás

- 1, A sitkei és bondorói minták a korábbi, térségből származó xenolit mérésekkel megegyező adatokat adtak. Ezek alapján a globális SCLM értéktől némivel magasabb R_a érték valószínűsíthető a Balaton-felvidék és Kisalföld vulkáni területének litoszférájára.
- 2, A hegyestűi és ság-hegyi minták adatai alacsonyabb értéket mutatnak a térségre jellemző litoszféra adatoktól, ami feltehetően a forráskőzet heterogenitásával magyarázható.
- 3, A halápi és badacsonyi minták esetében látható, jelentősen csökkent R_a érték, a ^4He és $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ mennyiség együttes csökkenése alapján diffúzív frakcionációval magyarázható.
- 4, A minták főelem adatait összehasonlítva a szeparátumokból kinyert nemesgázadatok minőségével megállapítható, hogy azok a minták adnak módosító hatásokról mentes értékeket, amelyek főelem összetétele rövid idejű feláramlásra utal. Ez a tapasztalat a petrográfiai és ásványkémiai vizsgálatokkal összekapcsolva, lehetővé teszi a jövőben olyan mintavételi helyszínek kiválasztását, amelyek jó minőségű adatokat szolgáltathatnak.
- 5, A Ság-hegy esetében a mintaelőkészítés során a szemcsék jelentős (~40%) hányadának felszínén sárgás iddingzites felület volt látható. A nemesgázadatok alapján ennek hatása viszont nem befolyásolhatta a mérések eredményét.

8. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik valamilyen formában hozzájárultak a TDK munkám elkészüléséhez. Elsősorban a témavezetőimnek Lukács Rékának és Harangi Szabolcsnak, valamint konzulensemnek Molnár Katának tartozok nagy hálával, amiért rendkívüli időpontokban is a segítségemre siettek. Köszönettel tartozok Pánczél Emesének is, amiért megosztotta velem ezen a kutatási területen szerzett minden tapasztalatát. Továbbá köszönettel tartozok Farkas Zsófia labortechnikusnak, aki az összes mintaelőkészítési eljárásba betanított.

9. Irodalom

- Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F., & Cloetingh, S. (2016). The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. *Tectonics*, 35(6), 1526–1559.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- Ballentine, C. J., & Burnard, P. G. (2002a). Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental Crust. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 481–538. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.12>
- Ballentine, C. J., & Burnard, P. G. (2002b). Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental Crust. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 481–538. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.12>
- Balogh, K., Itaya, T., Németh, K., Martin, U., Wijbrans, J., & Thanh, N. X. (2005). 2005. Study of controversial K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Pliocene alkali basalt of Hegyestű, Balaton Highland, Hungary: a progress report. *Mineralia Slovaca*, 37, 298–300.
- Balogh, K., Nemeth, K., Itaya, T., Molnar, F., Stewart, R., Ngo, T., Hyodo, H., & Daróczi, L. (2010). Loss of $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ from leucite-bearing basanite at low temperature: Implications on K/Ar dating. *Central European Journal of Geosciences*, 2, 385–398.
<https://doi.org/10.2478/v10085-010-0026-3>
- Bragagni, A., Avanzinelli, R., Freymuth, H., & Francalanci, L. (2014). Recycling of crystal mush-derived melts and short magma residence times revealed by U-series disequilibria at Stromboli volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 206–219.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.028>
- Buikin, A., Trieloff, M., Hopp, J., Althaus, T., Korochantseva, E., Schwarz, W., & 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, 143–162.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.11.001>
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., & Kovács, M. (1992). Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics*, 208(1), 221–241.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- Day, J. M. D., 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.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.01.008>
- Downes, H., Embey-Isztin, A., & Thirlwall, M. (1992). Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): Evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 340–354. <https://doi.org/10.1007/BF00283323>
- Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D. E., Vaselli, O., Rigby, I. J., Ingram, G. A., Rex, D., & Pecskey, Z. (1995). Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. *Lithos*, 35(1), 65–81.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)91152-Y](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)91152-Y)
- Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D., Upton, B., Dobosi, G., INGRAM, G., Harmon, R., & SCHARBERT, H. (1993). The Petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology*, 34.
<https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.317>
- Embey-Isztin, A., Noske-Fazekas, G., Kurat, G., & Brandstätter, F. (1985). Genesis of garnets in some magmatic rocks from Hungary. *Tschermaks Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 34(1), 49–66. <https://doi.org/10.1007/BF01082457>
- Embey-Isztin, A., SCHARBERT, H., DIETRICH, H., & POULTIDIS, H. (1989). Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. *Journal of Petrology*, 30.
<https://doi.org/10.1093/petrology/30.1.79>
- Embey-Isztin, A., Scharbert, H. G., Dietrich, H., & Poulitidis, H. (1990). Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. *Mineralogical Magazine*, 54(376), 463–483. <https://doi.org/DOI: 10.1180/minmag.1990.054.376.12>
- Faure, F., Trolliard, G., Christian, N., & Montel, J.-M. (2003). A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 251–263.
<https://doi.org/10.1007/s00410-003-0449-y>
- Gautheron, C., & Moreira, M. (2002). Helium signature of the subcontinental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1), 39–47.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00563-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00563-0)

- Gautheron, C., Moreira, M., & Allègre, C. (2005). He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. *Chemical Geology*, 217(1), 97–112.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.12.009>
- Gleeson, M. L. M., & Gibson, S. A. (2019). Crustal controls on apparent mantle pyroxenite signals in ocean-island basalts. *Geology*, 47(4), 321–324.
<https://doi.org/10.1130/G45759.1>
- 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. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.8>
- 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), 133–147.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90044-V](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90044-V)
- Harangi, R., & Harangi, Sz. (1995). Volcanological study of the Neogene basaltic volcano of Sághegy (Little Hungarian Plain volcanic field, western Hungary). In H. Downes & O. Vaselli (Eds.), *Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region*. (Vol. 7, pp. 189–197). Acta Volcanologica.
- Harangi, S. (2001). Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region - A review. *Acta Geologica Hungarica*, 44, 223–258.
- Harangi, S., Downes, H., Kósa, L., Szabo, C., Thirlwall, M., Mason, P. R. D., & Matthey, D. (2001). Almandine Garnet in Calc-alkaline Volcanic Rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications. *Journal of Petrology*, 42. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- 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(8), 2007–2032. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1105-7>
- Harangi, S., & Lenkey, L. (2007). Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. In L. Beccaluva, G. Bianchini, & M. Wilson (Eds.), *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area* (p. 0). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.2418\(04\)](https://doi.org/10.1130/2007.2418(04))
- Harangi, S., & Lukács, R. (2019). A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. *Földtani Közlöny*, 149(3, 4), 197.
<https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.197>

- Harangi, S., Sági, T., Seghedi, I., & Ntaflos, T. (2013). Origin of basaltic magmas of Perşani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. *Lithos*, 180, 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025>
- Harangi, S., Seghedi, I., & Lukács, R. (2025). The Neogene–Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region: from initial plate tectonic models to quantitative petrogenetic explanations. *Geological Society, London, Special Publications*, 554(1). <https://doi.org/10.1144/SP554-2024-84>
- Harangi, S., Vaselli, O., Tonarini, S., Szabo, C., Harangi, R., & Coradossi, N. (1995). Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (Western Hungary). *Acta Vulcanologica*, 7, 173–187.
- Harangi, S., Wilson, M., & Tonarini, S. (1995). Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. *Acta Vulcanologica*, 7, 125–134.
- Harrison, D., Barry, T., & Turner, G. (2004). Possible diffusive fractionation of helium isotopes in olivine and clinopyroxene phenocrysts. *European Journal of Mineralogy*, 16(2), 213–220. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0213>
- Hencz, M., Karátson, D., Nemeth, K., & Biró, T. (2017). A Badacsony freatomagmás piroklasztit-sorozata: következtetések a monogenetikus bazaltvulkáni működés folyamataira és formáira. *Földtani Közlöny*, 147, 297. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.3.297>
- Hock, E. (2009). *A Badacsony és a Ság hegy összehasonlító vizsgálatának eredményei* (Diplomadolgozat). ELTE TTK Közettan-Geokémiai tanszék.
- Horváth, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226(1), 333–357. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., & Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 191–206. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.11>
- Horváth, F., & Cloetingh, S. (1996). Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 266(1), 287–300. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00194-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1)
- Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T., & Wórum, G. (2015). Evolution of the Pannonian basin and its geothermal

- resources. *Geothermics*, 53, 328–352.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- Jankovics, M. É., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Kiss, B., Sági, T., Harangi, S., & Ntaflos, T. (2013a). Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. *Bulletin of Volcanology*, 75(9), 749.
<https://doi.org/10.1007/s00445-013-0749-7>
- Jankovics, M. É., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Kiss, B., Sági, T., Harangi, S., & Ntaflos, T. (2013b). Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. *Bulletin of Volcanology*, 75, 1–23.
<https://doi.org/10.1007/s00445-013-0749-7>
- Jankovics, M. É., Harangi, S., Németh, K., Kiss, B., & Ntaflos, T. (2015). A complex magmatic system beneath the Kissomlyó monogenetic volcano (western Pannonian Basin): evidence from mineral textures, zoning and chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 38–55.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.04.010>
- Jankovics, M. É., Sági, T., Astbury, R. L., Petrelli, M., Kiss, B., Ubide, T., Németh, K., Ntaflos, T., & Harangi, S. (2019). Olivine major and trace element compositions coupled with spinel chemistry to unravel the magmatic systems feeding monogenetic basaltic volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 369, 203–223.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.027>
- Jankovics, M. É., Taracsák, Z., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Batki, A., Harangi, S., & Hauzenberger, C. A. (2016). Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: Implications from trace element characteristics. *Lithos*, 262, 120–134. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.030>
- Jugovics, L. (1937). A Sághegy felépítése és vulkanológiai viszonyai. *M. Tud. Akad. Math. Term. Tud. Ért.*, 56, 1214–1235.
- Kalmár, D., Hetényi, G., Balázs, A., Bondár, I., & Group, A. W. (2021). Crustal Thinning From Orogen to Back-Arc Basin: The Structure of the Pannonian Basin Region Revealed by P-to-S Converted Seismic Waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(7), e2020JB021309. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020JB021309>
- Kalmár, D., Petrescu, L., Stipčević, J., Balázs, A., János Kovács, I., & Groups, the A. and P. W. (2023). Lithospheric Structure of the Circum-Pannonian Region Imaged by S-To-P Receiver Functions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(9), e2023GC010937.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2023GC010937>

- Kereszturi, G., & Németh, K. (2012). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. In K. Nemeth (Ed.), *Updates in Volcanology* (pp. 3–88). IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/51387>
- Kim, D., Lee, H., Lee, M. J., Park, C., & Rizzo, A. L. (2025). Upper mantle scale enrichment of Cenozoic intraplate magmatism in Northeast Asia: He-Sr-Nd-Pb-O isotope geochemistry of the basalts around the Korean peninsula. *Gondwana Research*, 137, 349–364. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gr.2024.09.016>
- Kim, D., Lee, H., Lee, W., Kim, J., Oh, J., Song, J.-H., Jung, 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*, 390–391, 106123. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106123>
- Konečný, V., Kovac, M., Lexa, J., & Šefara, J. (2002). Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: An interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 1, 165–194.
- Konečný, V., Lexa, J., Balogh, K., & Konečný, P. (1995). Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. In H. Downes & O. Vaselli (Eds.), *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho-Pannonian Region* (Vol. 7, pp. 167–171). Acta Vulcanologica.
- 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. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116925>
- Kóthay, K., Szabó, C., Török K., & Victor S. (2005). Egy csepp a magmából: Szilikátolvadék-zárványok a hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályaiban . *Földtani Közlöny*, 135/1, 31–55.
- 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., Wetztergom, V., ... Szabó, Cs. (2020). The role of water and compression in the genesis of alkaline basalts: Inferences from the Carpathian-Pannonian region. *Lithos*, 354–355, 105323. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105323>
- Kulcsár, L., & Guzyné Somogyi, A. (1962). A celldömölki Sághegy vulkánja. *Közi. a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Ásv. És Földt. Intézetéből*, 27, 33–83.

- Lexa, J., & Konečný, V. (1974). The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 18, 279–294.
- Lukács, R., Harangi, S., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva, I., & Zimmerer, M. (2018). Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. *Earth-Science Reviews*, 179, 1–19.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.005>
- 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), 295–308.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.025>
- Martin, U., & Németh, K. (2004). Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. In *Geologica Hungarica series Geologia* (Vol. 26).
- 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*, 394–395, 106152.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106152>
- Németh, K., Martin, U., & Harangi, S. (2001). Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111(1), 111–135. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00223-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00223-2)
- Papp, L., Palcsu, L., Major, Z., Rinyu, L., & Tóth, I. (2012). A mass spectrometric line for tritium analysis of water and noble gas measurements from different water amounts in the range of microlitres and millilitres. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 48(4), 494–511. <https://doi.org/10.1080/10256016.2012.679935>
- Putirka, K. D., Perfit, M., Ryerson, F. J., & Jackson, M. G. (2007). Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology*, 241(3–4), 177–206. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.01.014>
- Reid, K. D., Ansdell, K., Jiricka, D., Witt, G., & Card, C. (2014). Regional Setting, Geology, and Paragenesis of the Centennial Unconformity-Related Uranium Deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, 109(3), 539–566.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.109.3.539>

- Reid, M. R. (2014). 4.5 - Timescales of Magma Transfer and Storage in the Crust. In H. D. Holland & K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry (Second Edition)* (pp. 181–201). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00305-3>
- Roeder, P. L., & Emslie, R. F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29(4), 275–289. <https://doi.org/10.1007/BF00371276>
- Royden, L., Horváth, F., & Rumlér, J. (1983). Evolution of the Pannonian Basin System: 1. Tectonics. *Tectonics*, 2(1), 63–90. <https://doi.org/10.1029/TC002i001p00063>
- Ruprecht, P., & Welsch, B. (2023). Olivine Exit Interviews—Piecing Together Magmatic Puzzles. *Elements*, 19, 158–164. <https://doi.org/10.2138/gselements.19.3.158>
- Sano, Y., & Marty, B. (1995). Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chemical Geology*, 119(1), 265–274. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00097-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00097-R)
- Sano, Y., Marty, B., & Burnard, P. (2013). Noble Gases in the Atmosphere. In P. Burnard (Ed.), *The Noble Gases as Geochemical Tracers* (pp. 17–31). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-28836-4_2
- 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. <https://doi.org/10.1029/JB090iB10p08729>
- Seghedi, I., Besutiu, L., Mirea, V., Zlagnean, L., Popa, R.-G., Szakács, A., Atanasiu, L., Pomeran, M., & Vişan, M. (2019). Tectono-magmatic characteristics of post-collisional magmatism: Case study East Carpathians, Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic range. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 293, 106270. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106270>
- Seghedi, I., & Downes, H. (2011). Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. *Gondwana Research*, 20(4), 655–672. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.009>
- Seghedi, I., Downes, H., Harangi, S., Mason, P. R. D., & Pecskey, Z. (2005). Geochemical response of magmas to Neogene–Quaternary continental collision in the Carpathian–Pannonian region: A review. *Tectonophysics*, 410, 485–499. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.015>
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P. R. D., Thirlwall, M. F., Roşu, E., Pécskay, Z., Márton, E., & Panaiotu, C. (2004). Neogene–Quaternary magmatism and

- geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, 72(3), 117–146.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- 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(1), 43–62.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.051>
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Kuzmin, D. V., Yaxley, G. M., Arndt, N. T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L. V., Elliott, T., Frey, F. A., Garcia, M. O., Gurenko, A. A., Kamenetsky, V. S., Kerr, A. C., Krivolutskaya, N. A., Matvienkov, V. V., Nikogosian, I. K., Rocholl, A., Sigurdsson, I. A., Sushchevskaya, N. M., & Teklay, M. (2007). The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science*, 316(5823), 412–417. <https://doi.org/10.1126/science.1138113>
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V., & Nikogosian, I. K. (2005). An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434(7033), 590–597.
<https://doi.org/10.1038/nature03411>
- Stormer, J. C. (1973). Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(8), 1815–1821.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90144-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90144-0)
- Straub, S. M., LaGatta, A. B., Martin-Del Pozzo, A. L., & Langmuir, C. H. (2008). Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3). <https://doi.org/10.1029/2007GC001583>
- Szabó, C., Falus, Gy., Zajacz, Z., Kovács, I., & Bali, E. (2004). Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review. *Tectonophysics*, 393(1), 119–137. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.031>
- Szabó, C., Harangi, S., & Csontos, L. (1992). Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 208(1), 243–256.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- Szabó, C., Harangi, S., Vaselli, O., & Downes, H. (1995). Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica*, 7(a), 231–239.
- Szabó, Cs., Vaselli, O., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolioni, L., Coradossi, N., & Kubovics, I. (1995). Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. *Acta Vulcanologica*, 7, 249–263.

- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P., & Tóth, T. (1999). Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 215–250. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.12>
- Tari, G., Horváth, F., & Rumppler, J. (1992). Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 208(1), 203–219. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90345-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90345-7)
- Thompson, R. N., & Gibson, S. A. (2000). Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. *Nature*, 407(6803), 502–506. <https://doi.org/10.1038/35035058>
- Török, K., Dégi, J., Szép, A., & Marosi, G. (2005). Reduced carbonic fluids in mafic granulite xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, W-Hungary. *Chemical Geology*, 223(1–3), 93–108. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.05.010>
- Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M., Dobosi, G., CORADOSSI, N., Seghedi, I., Szakács, A., & 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.23>
- Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., & Balogh, K. (2007). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164(4), 193–204. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009>
- 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. <https://doi.org/10.1038/ncomms9937>
- Zellmer, G. F. (2021). Gaining acuity on crystal terminology in volcanic rocks. *Bulletin of Volcanology*, 83(11), 78. <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01505-9>