

## Új módszer alkáli bazaltos magmák olivin- és klinopiroxén-frakcionációjának modellezésére

SÁGI Tamás<sup>1,2\*</sup>, JANKOVICS M. Éva<sup>2</sup>, KISS Balázs<sup>3</sup>, NTAFLÓS Theodoros<sup>4</sup>, HARANGI Szabolcs<sup>1,2</sup>

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

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

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

<sup>4</sup>Universität Wien, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, Department für Lithosphärenforschung

\*levelező szerző: sagi.tamas@ttk.elte.hu

### *A new method for the olivine- and clinopyroxene fractionation modelling of alkaline basaltic magmas*

#### Abstract

The generation and evolution of basaltic magmas which were the result of eruptions in monogenetic volcanic fields have recently been of interest worldwide in connection with volcanological studies. These magmas are of diverse temporal and spatial distribution, and there is considerable variety in their respective modal and chemical compositions. With respect to these facts, the Neogene–Quaternary monogenetic alkaline basaltic volcanic fields of the Carpathian–Pannonian region (CPR) can be considered as natural laboratories for basaltic magmas. A number of research studies have been published in the last three decades, but these were based on trace element modelling and were performed to characterise only the mantle source lithology or to calculate parental melt compositions. Furthermore, in this process primitive magma calculations were used, based on olivine fractionation or simply with olivine +/- clinopyroxene addition. The widely used parental melt calculations are less accurate if clinopyroxene fractionation occurred (or even if the source rock contained pyroxenite as well). This is because these are based on the major, or trace element compositions of olivine phyric ocean island basalts and peridotites. The principle of such calculations is to generate parental melt compositions through olivine addition.

Based on some alkaline basaltic rocks from the CPR, for this study a new fractionation calculation method was carried out for olivine and/or clinopyroxene phyric intracontinental alkaline basalts. It was designed to calculate the amount of olivine ± clinopyroxene that fractionated from the parental basaltic melt using only the major elements and the Ni concentration of the basaltic rock, as well as the forsterite and Ni content of its olivine phenocrysts. Based on the degree of fractionation, the model is suitable for estimating the major element composition of the parental melt and its value.

*Keywords: alkaline basalt, olivine- and clinopyroxene fractionation, parental (primitive) melt*

#### Összefoglalás

A monogenetikus vulkáni mezőket felépítő bazaltos magmák képződésének, fejlődéstörténetének vizsgálata a modern vulkanológiai kutatások egyik legfontosabb kérdésköre. A Kárpát–Pannon térségben számos neogén–kvarter monogenetikus alkáli bazalt vulkáni terület található, amelyek képződményei változatos földrajzi elterjedésük, koruk és összetételük révén az intrakontinentális alkáli bazaltok természetes laboratóriumai. Az elmúlt három évtizedben számos tanulmány jelent meg e bazaltos magmák genezise kapcsán, azonban a kutatások vagy csak a földköpenybeli forrásközet alapvető közettani tulajdonságaira irányultak, vagy olivin frakcionáció alapú primitív magma-kalkulátorok segítségével — esetleg egyszerű olivin ± klinopiroxén hozzáadással — a szülőmagma összetételére is becslést adtak. A közismert primitív magma-összetételt számoló programok azonban pontosan eredményt adnak klinopiroxén-frakcionált magmák esetében (és akár piroxenit-tartalmú forrásközet esetében is), mivel ezeket olivin-fíros óceáni szigeti bazaltok és peridotitok fő- vagy nyomelemtartalma alapján dolgozták ki, és alapelvük a teljes közet-összetételhez történő olivin hozzáadás.

A Kárpát–Pannon térség alkáli bazaltos képződményeit felhasználva egy olyan új frakcionációs modellezést dolgoztunk ki, amely olivin- és/vagy klinopiroxén-fíros intrakontinentális alkáli bazaltok esetében alkalmas a két ásvány szülőmagmából frakcionálódott mennyiségének meghatározására csupán a közet főelem-összetétele és Ni-tartalma, valamint a benne található olivin fenokristályok forsterit- és Ni-koncentrációja alapján. A frakcionáció mértéke alapján becslést tudunk adni a közet szülőmagmájának főelem-összetételére és a -értékére is.

*Tárgyszavak: alkáli bazalt, olivin- és klinopiroxén-frakcionáció, szülő (primitív) magma*

## Bevezetés

A modern vulkanológiai kutatások egyik fontos kérdésköre a monogenetikus vulkáni mezők alkáli bazaltos képződésük kialakulása, a magmaképződéstől egészen a felszíni folyamatokig (pl. NÉMETH & KERESZTURI 2015, VALENTINE & CONNOR 2015, CAÑÓN-TAPIA 2016). Bár a vulkáni területeket felépítő önálló, kis térfogatú tűzhányók rövid ideig működnek, a vulkáni mezők teljes élettartama több millió év is lehet (pl. NÉMETH 2010). A vulkáni képződmények egy-egy ilyen vulkáni területen belül is nagy változékonyságot mutathatnak mind fizikai vulkanológiai és kőzetcszöveti jellemzőikben, mind pedig kémiai összetételükben (pl. VALENTINE & CONNOR 2015). Az alkáli bazaltok kőzettani és geokémiai vizsgálata lehetőséget nyújt arra, hogy 1.) megbecsüljük a magma feláramlásának sebességét, 2.) kinyomozzuk a felszín felé tartó útja során történt frakcionációs folyamatokat és 3.) a bazalt összetételéből számolt szülőmagma / primitív magma összetétele alapján információt kapjunk a magma keletkezésének körülményeiről és a földképenybeli forráskőzetéről (pl. részleges olvadás mértéke és mélysége, forráskőzet kőzettani-geokémiai tulajdonságai) (pl. HARANGI et al. 1995, 2013, 2015; SMITH et al. 2008; ALI & NTAFLOROS 2011; MCGEE et al. 2011, 2013; MATTSSON 2012; JANKOVICS et al. 2012, 2013, 2015, 2016).

A primitív magma-összetétel számolások legegyszerűbb módja, hogy a teljes kőzet-összetételhez addig adagolnak nagy Mg-számú olivint  $\pm$  klinopiroxént, amíg a szülőmagma-nak olyan nagy lesz a Mg-száma, hogy már egyensúlyt tarthat a földképeny peridotit kőzetével (pl. ZAJACZ et al. 2007). Ennél kissé komplikáltabb módszer, ha az óceáni szigeti bazaltok és lehetséges forráskőzetük nyomelem-tartalma alapján kidolgozott (KIMURA & KAWABATA 2015) vagy a felső köpeny átlagos főelem-összetételét alapul véve készített frakcionációs modellező programok (PUTIRKA et al. 2007; HERZBERG & ASIMOW 2008, 2015; LEE et al. 2009) segítségével adnak becslést a szülőmagma összetételére. Ezekkel kapcsolatban problémát jelenthet, hogy ezeket kifejezetten olyan alkáli, óceáni szigeti bazaltos képződményekre (pl. Hawaii, Szent Ilona, Kanári-szigetek, Társaság-szigetek) fejlesztették ki, amelyek kizárólag olivin frakcionációval eredeztethetők a primitív olvadékból, így kontinentális alkáli bazaltokra korlátozottan használhatók (ahogy erre a programok szerzői is figyelmeztetnek). Klinopiroxén-frakcionált bazaltok esetében pedig — mivel a primitív magma-összetételt olivin hozzáadással keresik — minden esetben pontatlan eredményt adnak.

A Kárpát–Pannon térségben több neogén–kvarter alkáli bazaltos monogenetikus vulkáni terület található (*J. ábra*). E mezők tűzhányóit létrehozó magmák a felső köpenyből származnak, kismértékű részleges olvadás során képződtek, és változatos frakcionációs folyamatokon mentek keresztül a felszín felé törve (pl. HARANGI et al. 2015). Habár vannak közöttük rendkívül primitív magmák is (pl. HARANGI 2001, SÁGI 2008, JANKOVICS et al. 2012), egyikük összetétele sem képviseli a földképenyvel egyensúlyt tartó

primer olvadékat. A Kárpát–Pannon térség alkáli bazaltjainak primitív magma-összetétel meghatározására eddig a fentebb vázolt modellek segítségével végeztek számolásokat (pl. ZAJACZ et al. 2007, SÁGI 2008, HARANGI et al. 2013).

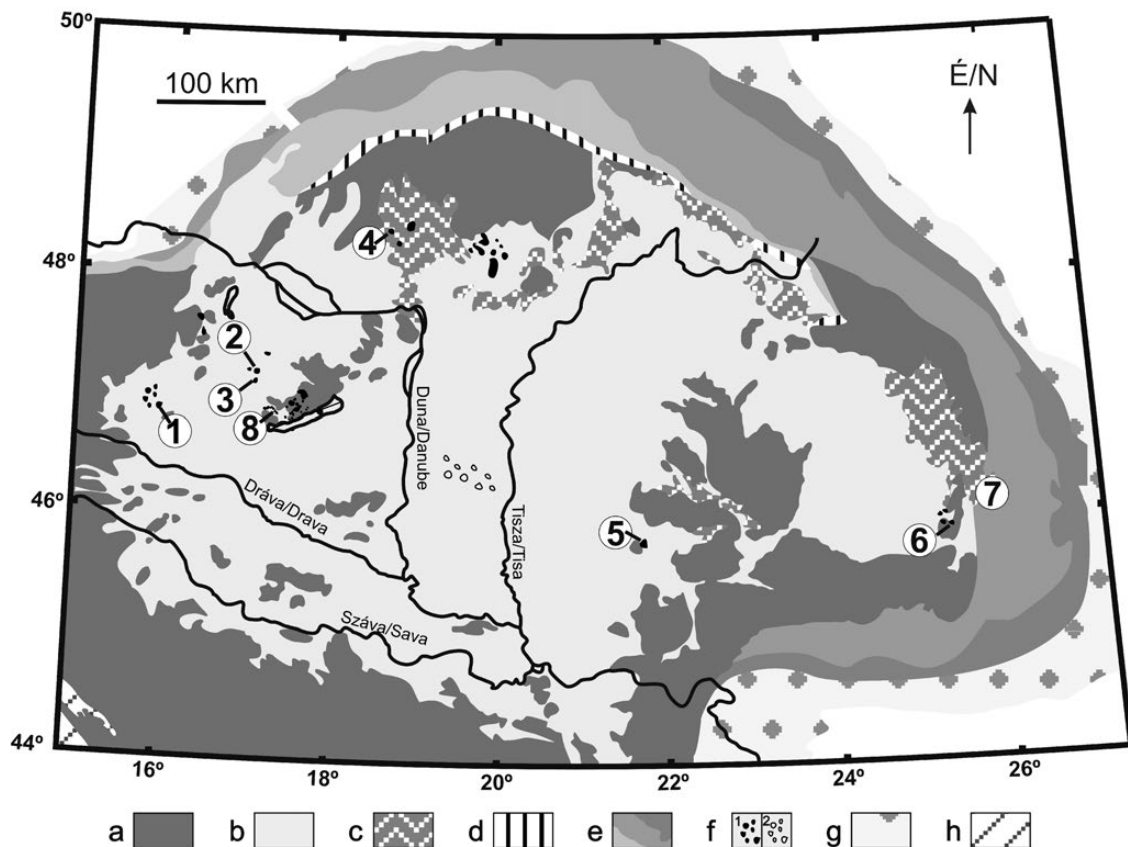
Jelen tanulmányban bemutatott kísérletünk célja egy új frakcionáció-modellezés kidolgozása olivin- és/vagy klinopiroxén-firos intrakontinentális alkáli bazaltokra, amelynek segítségével egyben a kőzetek szülő (primitív) magmájának főelem-összetételére is becslést adhatunk.

## Analitikai módszerek

A Putikov (BRE) és a Lukácskő-Szikk (SAN) lelőhelyeken gyűjtött lávakőzet-minták teljes kőzet-geokémiai elemzése az Acme Labs-nál (Vancouver, Kanada) készült. A kőzeteket porítás után a felületi víz eltávolítása céljából 105 °C-on szárították és a LOI (izzítási veszteség: Loss On Ignition) meghatározásához 1000 °C-on izzították. Ezt követően a pormintákat platina-arany edényben olvasztották meg  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ -tal elegyítve. A fő- és melléelemek koncentrációját ICP-ES (kimutatási határ főelemekre és az izzítási veszteségre: 0,01 m/m%, kivéve a vas, amelyre 0,04 m/m%, Ba, Nb, Zr: 5 ppm, Sc, Sr, Y: rendre 1, 2 és 3 ppm, Ni: 20 ppm), a nyomelemek mennyiségét pedig ICP-MS (kimutatási határ: 0,01–0,5 ppm) technikával mérték. Az esetleges porítási kontaminációt „blank” minták vizsgálatával ellenőrizték.

A Berek (BARC) és a Kissomlyó (KS) lelőhelyekről származó minták teljes kőzet-elemzését szintén a fenti laboratóriumban végezték, de a kőzetösszetételi adatokat szakirodalomból merítettük (HARANGI et al. 2013, JANKOVICS et al. 2015).

A petrográfiai vizsgálatok során Nikon YS2-T polarizációs mikroszkópot és NIS-Elements Br fotó-szoftvert használtunk, további szöveti vizsgálatokat és az ásványkémiai mérések előkészítését egy AMRAY 1830 I/T6 pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük az ELTE TTK FFI Kőzet-tan–Geokémiai Tanszékén. Az in situ ásványkémiai elemzések Bécsben készültek (Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung, Labor für Elektronenstrahlmikrosondenanalytik) CAMECA SX100 elektronmikroszondával, amelynek egy energia- és négy hullámhosszdiszperzív detektora van. A mérések során a gyorsítófeszültség 15 kV, a mintaáram pedig 20 nA volt. Minden egyes elemre a mérési idő legalább 20 s volt a „csúcs pozícióban”. A mintát érő elektronsugár átmérője 1  $\mu\text{m}$  volt. Az elemzésekhez természetes és mesterséges sztenderdeket használtunk: albit (Na), olivin (Mg), korund (Al), kvarc (Si), apatit (P), wollastonit (Ca), rutil (Ti), Mg-krómit (Cr), szpesszartin (Mn), almandin, ilmenit (Fe), Ni-oxid (Ni). Minden mérési sorozat elején és végén is végeztünk sztenderd méréseket az elemzések pontosságának ellenőrzésére. A nyers adatok PAP korrekcióját (POUCHOU & PICHOU 1991) a mikroszonda analitikai szoftvere végezte. A kimutatási határ főelemekre 0,01–0,1 m/m%, mellék- és



**1. ábra.** A vizsgált kőzetek lelőhelye. 1 - Steinberg (ST), 2 - Ság-hegy (SAG), 3 - Kíssomlyó (KS), 4 - Putikov vršok (BRE), 5 - Sanovita (SAN), 6 - Bârc (BARC), 7 - Csomád (CSOM 1, 2), 8 - Uzsabánya (UZSA)

a - prekainozoos aljzat, b - neogén-kvarter üledékek, c - neogén mészkalkáli vulkanitok a felszínen, d - Pieniny-szírtöv, e - Alp-Kárpáti-flisöv, f - neogén-kvarter monogenetikus alkáli bazalt vulkáni mezők: 1 - a felszínen, 2 - eltemetve, g - Alp-Kárpáti-molaszöv, h - Adriai-tenger (Térkép: ALI et al. 2013 és Kovács et al. 2017 alapján)

**Figure 1.** Locations of investigated samples. 1 - Steinberg (ST), 2 - Ság-hegy (SAG), 3 - Kíssomlyó (KS), 4 - Putikov vršok (BRE), 5 - Sanovita (SAN), 6 - Bârc (BARC), 7 - Csomád (CSOM 1, 2), 8 - Uzsabánya (UZSA)

a - Pre-Cenozoic basement, b - Neogene-Quaternary sediments, c - Neogene calc-alkaline volcanic rocks on the surface, d - Pieniny Klippen Belt, e - Alp-Carpathian Flysch Belt, f - Neogene-Quaternary alkaline basaltic volcanic fields: 1 - on the surface, 2 - buried, g - Alp-Carpathian Molasse Belt, h - Adriatic Sea. Large black arrow is facing to north (Map based on ALI et al. 2011 and Kovács et al. 2017)

nyomelemekre 100–150 ppm, a mérési hiba általában 1% körül alakult, de a nátrium kivételével minden elem esetében kisebb volt 5%-nál.

### Földtani háttér

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanitjainak közettanilag és geokémiaailag egyik jól elkülöníthető típusa a miocén–kvarter monogenetikus vulkáni mezők alkáli bazaltos (s.l.) képződményei (pl. HARANGI 2001) (1. ábra). Ezen bazaltos magmák keletkezése ma is vitatott (EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995; EMBEY-ISZTIN et al. 2001; HARANGI 2001; SEGHEDI et al. 2004; HARANGI & LENKEY 2007; ALI & NTAFLÓS 2011; KOVÁCS et al. 2012, ALI et al. 2013; HARANGI et al. 2013, 2015), a legelfogadottabb elméletek szerint az asztenoszféra passzív vagy aktív horizontális és vertikális áramlása okozta dekompresszióhoz köthető kismértékű megolvadása során keletkeztek (HARANGI & LENKEY 2007, KOVÁCS et al. 2012, HARANGI et al. 2015). A legidősebb bazaltok a Burgenland területén (a Pannon-medence nyugati peremén)

található Pauliberg (Pálhegy) és Oberpullendorf (Felsőpulya) mellett jöttek létre mintegy 11 millió éve (BALOGH et al. 1986, 1994), valamint hasonló korú képződményeket tártak fel szénhidrogén-kutató fúrásokkal az Alföldön, Kecel környékén (BALÁZS & NUSSZER 1987). A bazaltos vulkanizmus legintenzívebb szakasza mintegy 5 és 3 millió évvel ezelőtt volt, ekkor volt aktív a legjelentősebb vulkáni területek, a Bakony–Balaton-felvidék, a Selmec–Nógrád–Gömör és a Stájer-medence legtöbb tűzhányója. A Persányi-hegység vulkánjai ennél fiatalabbak, 0,6–1,2 millió évesek (SEGHEDI et al. 2016), a legfiatalabb pedig a Selmecbányától nyugatra található Putikov vršok salak-kúpja, amely mindössze  $102 \pm 11$  ezer éve képződött (ŠIMON & MAGLAY 2005). Ezek az alkáli bazaltos kőzetek nagy összetételi változékonyságot mutatnak a primitív olivin-firos bazanittól a differenciáltabb, olivin- és klinopiroxén-firos fonotefritig (pl. DOBOSI et al. 1998; EMBEY-ISZTIN et al. 1993a, b; HARANGI 2001; HARANGI & LENKEY 2007; HARANGI et al. 2015). Kutatástörténetük több mint száz évre nyúlik vissza, az egyszerűbb, leíró-dokumentáló jellegű munkáktól (INKEY 1878; JUGOVICS 1937, 1948, 1972;

MAURITZ & HARWOOD 1937a, b; MAURITZ et al. 1948) az egyes kőzetek képződésére, az olvadékok eredetére, fejlődésére és a térség geodinamikai helyzetének jobb megértésére irányuló tanulmányokig (DOBOSI et al. 1991, 1995, 1998; ALI & NTAFLAS 2011; DOBOSI & FODOR 1992; EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; DOWNES et al. 1995; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995; ZAJACZ et al. 2007; DOBOSI & JENNER 1999; KONEČN et al. 1999; HARANGI 2001; HARANGI & LENKEY 2007; JANKOVICS et al. 2009, 2012, 2013, 2015, 2016; TSCHEGG et al. 2010; SEGHEDI et al. 2011, 2016; KOVÁCS et al. 2012; HARANGI et al. 2013, 2015). Az általunk végzett frakcionációs modellezéshez ezen alkáli bazaltok közül választottunk ki olyanokat, amelyek csak olivin vagy olivin + klinopiroxén fenokristályokat tartalmaznak, valamint korbán, földrajzi elhelyezkedésben is megfelelően lefedik a Kárpát–Pannon térség alkáli bazaltjait, ugyanakkor nem volt célunk minden egyes vulkáni terület bevonása a vizsgálatba.

Az olivin–piroxén frakcionáció modellezés kiterjesztési lehetőségének vizsgálata céljából e kutatásba bevontuk a csomádi dácitban található mafikus kristálycsomókat is. A Csomád a Kárpát–Pannon térség legfiatalabb tűzhányója (pl. SZAKÁCS & SEGHEDI 1995; SZAKÁCS et al. 2002; VINKLER et al. 2007; HARANGI et al. 2010; KARÁTON et al. 2013, 2016), amely az északról dél felé fiatalodó és egyre kisebb térfogatú vulkánokból felépülő Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni ív délkeleti elvégződésénél található (MASON et al. 1998; PELTZ et al. 1987; SZAKÁCS et al. 1993; PÉCSKAY et al. 1995, 1998). GÍRBACEA & FRISCH (1998) szerint a Persányi-hegység alkáli bazaltos vulkanizmusát és a dél-hargitai/csomádi dácitos vulkanizmust közös geodinamikai okokra lehet visszavezetni. A Csomád kutatásának jelentőségét mutatja, hogy számos tanulmány szerint lehetséges a vulkáni működés felújulása (SZAKÁCS et al. 2002, HARANGI 2007, SZAKÁCS & SEGHEDI 2013).

## A megmintázott képződmények

### *A modellezésnél felhasznált minták lelőhelyei Ny-ról K felé haladva (1. ábra)*

#### Steinberg bei Feldbach, Stájer-medence vulkáni terület (ST)

Feldbach községtől 2 km-rel délkeletre található a Steierische Basalt- und Hartgesteinwerke kőbányája, amely több, mint 50 m vastagságban tárja fel a kezdeti, freatomagmás vulkáni fázis piroklasztitjai feletti salak- és fröccskúp-képződményeket és a rájuk települő tefrites és bazanitos összetételű lávafolyásokat. K–Ar kora 2,3–3 millió év (BALOGH et al. 1990). A minta (ST) tömör bazanit lávakőzetből származik (SÁGI 2008).

#### Ság-hegy, Kisalföld–Kemenesaljai vulkáni terület (SAG)

Az 5,5 millió éves (BALOGH et al. 1986) Ság-hegy első — freatikus/freatomagmás — kitérései során egy tufagyűrű képződött, ezt követően a szárazabbá váló környezetben

stromboli-típusú kitérések során kisebb salakkúpok jöttek létre, illetve fröccskúpok és klasztogenetikus lávafolyások alakultak ki a hawaii-típusú kitérések eredményeként, végül pedig egy látató töltötte ki a tufagyűrűt (HARANGI & HARANGI 1995). A minta (SAG) az utolsó kitérés fázis során képződött, lemezese elválású trachibazalt lávakőzetből származik (SÁGI 2008).

#### Kissomlyó, Kisalföld–Kemenesaljai vulkáni terület (KS)

A Kissomlyó egy összetett monogenetikus vulkáni központ, amely a Ság-hegyhez hasonlóan több különböző kitérés egységből épül fel. A tufagyűrű a kezdeti freatomagmás robbanásos kitéréseket képviseli, amelyre egy tavi üledékes egység települ. A következő egységet párnalávák, párnaláva breccsák és peperitek alkotják, amelyek a tavi üledékes rétegsorba nyomult víz alatti lávafolyás eredményeként képződtek. Ennek felső részén oszlopos elválású lávakőzet (kora 4,63 millió év, WIJBRANS et al. 2007) figyelhető meg, amely a már szárazföldi körülmények között képződött kráteren belüli lávafolyásokat képviseli. A vulkáni felépítmény legtetején egy fröccskúp maradványa található, amely egykori lávaszőkőkút-szerű magmás robbanásos kitérésekre utal. A tavi üledékes egység jelenléte azt feltételezi, hogy a tufagyűrű felépülését egy nyugalmi periódus követte, kialakult egy krátertő, amelyben üledékképződés zajlott, majd később felújult a vulkáni működés (MARTIN & NÉMETH 2005). A vizsgált minta (KS) az oszlopos bazanit lávakőzetből származik (JANKOVICS et al. 2015).

#### Uzsabánya, Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület (UZSA)

A Keszthelyi-hegységtől északra elhelyezkedő bazalt-vulkánok (Uzsa, Szebike, Tátika, Bazsi, Kovácsi-hegy) a vulkáni terület fiatalabb képződményei közé tartoznak, koruk 2,7–3,4 millió év (BALOGH et al. 1986). Közülük a legjelentősebb az Uzsa-hegy. Az Uzsa és Várvolgy községek között, az utóbbi területén található kőfejtőben feltáruló vulkáni képződmények nagy részét lávafolyások és egy egykori látató maradványa képviselik, ugyanakkor számottevő a freatomagmás kitérésekhez köthető piroklasztitok mennyisége is (MARTIN & NÉMETH 2004). A minta (UZSA) az egykori látató masszív trachibazalt kőzetéből származik (SÁGI 2008).

#### Putikov vršok, Selmeci vulkáni terület (BRE)

A Brehy (Magasmart) községtől délre található salakkúp és az abból kiinduló lávafolyás az egész Kárpát–Pannon térség legfiatalabb bazaltvulkáni képződménye, kora  $102 \pm 11$  ezer év (ŠIMON & MAGLAY 2005). Az oszloposan elváló bazanit lávakőzetből a Garamhoz közeli kőfejtőben vettünk mintát (BRE).

#### Lucaret–Sanovița (Lukácskő–Sziklás), Bánát vulkáni terület (SAN)

A Temesvártól 35 km-rel keletre található két kőfejtőben a rétegsor freatomagmás képződményekkel kezdődik, ame-

lyeket lávaközetek fednek, legfelül pedig stromboli-típusú kitörések során keletkezett salakkúpok találhatóak (TSCHEGG et al. 2010). E két kőfejtő kőzete 2,5–2,6 millió éves (DOWNES et al. 1995) trachibazalt. A mintavételezés a lávaközetből történt (SAN).

### Bârc (Berek), Persányi-hegységi vulkáni terület (BARC)

A mai Berek-völgyben mintegy 1 millió éve (SEGHEDI et al. 2016) létrejött tufagyűrű kráterét utolsó kitörései során egy lávató töltötte ki, ami a kráter északkeleti falát átszakította és így egy lávafolyás képződött. A maar vulkán kráterének keleti peremén, a Persányi-hegység következő vulkáni fázisában egy salakkúp jött létre, aminek lávafolyása a tufagyűrűből eredő, idősebb berek-völgyi bazaltokkal közvetlenül érintkezik. A vizsgált, fiatalabb trachibazalt lávaközet kora  $0,799 \pm 0,021$  millió év (SEGHEDI et al. 2016), a minta (BARC) a völgy 13-as (E 60) főúthoz közeli részében lévő kőfejtőből származik (HARANGI et al. 2013). A lávafolyást HARANGI et al. (2013) a közeli Bükkösd (Gruuu) salakkúphoz kötötték.

### A modellezés lehetséges kiterjesztéséhez felhasznált minták lelőhelye (1. ábra)

#### Csomád

A Csomád vulkán kivételt képez, mivel a többi vizsgált képződménnyel szemben ez nem alkáli bazaltvulkán, hanem a Kelemen–Görgény–Hargita andezites–dácitos mészalalkáli vulkáni összlet legfiatalabb tagja. A tűzhányót magas K-tartalmú dácit építi fel. Az itt vizsgált minták (CSOM1, 2) a KISS (2014) és a KISS et al. (2014) tanulmányokban bemutatott, az északi kráterperemről származó 100–150 ezer éves dácit lávaközetekben megjelenő mafikus kristálycsomókat képviselik.

## Petrográfia

### Alkáli bazaltok

A modell kidolgozásához használt alkáli bazaltok (s.l.) mindegyike masszív lávaközet. Részletes petrográfiai adataikat az I. táblázat, általános szöveti fotókat a 2. ábra tartalmazza. Szövetük és ásványos összetételük alapján három csoportba sorolhatók.

#### 1-es típus

E kőzetek porfíros intergranuláris szövetűek, fenokristályként csak olivin (SAG, BARC) vagy olivin és elenyésző mennyiségű klinopiroxén (BRE, UZSA)

jelenik meg (2. ábra, a). Az olivin fenokristályok normál zónásak, általában félig sajátalakúak–sajátalakúak, a nagyobb olivinszemcsék gyakran rezorbeáltak (ez esetben gyakran nem sajátalakúak), és peremük, hasadási nyomvonalaik mentén iddingzitesedtek. Általában önálló kristályokként jelennek meg, két mintában (SAG, UZSA) előfordulnak néhány olivinszemcséből álló glomerokristályok is. Átlagos méretük 650–700  $\mu\text{m}$ , a legnagyobb kristályok 1800–2500  $\mu\text{m}$ -esek. A bereki (BARC) mintában csak 300–400  $\mu\text{m}$ -esek az olivinek, és a legnagyobb kristályok mérete sem haladja meg a 800  $\mu\text{m}$ -t. Az alapanyag összetétele mindegyik kőzetben hasonló, mintegy 40–85%-a plagioklász, 5–40% között változik a klinopiroxén és 5–15% között az olivin (a kisebb szemcsék gyakran teljesen iddingzitesedettek) mennyisége, ezeken kívül megjelenik még magnetit, ilmenit (SAG, BRE) és nefelin (BRE, BARC) is.

#### 2-es típus

Átmeneti tag az 1-es és a 3-as típus között, csak egy minta (SAN) tartozik ide. A kőzet szövete és alapanyagának ásványos összetétele megegyezik az 1-es típusba sorolt kőzetekével. Habár itt is az olivin az uralkodó fenokristály, a klinopiroxének jóval nagyobb arányban (~20–25%) fordulnak elő (2. ábra, b). A fenokristályok közül az olivinek normál zónásak, félig sajátalakúak vagy sajátalakúak, gyakran rezorbeáltak, méretük átlagosan 500  $\mu\text{m}$  és legfeljebb 1200  $\mu\text{m}$ . A klinopiroxén fenokristályok szektor zónásak, félig sajátalakúak és sajátalakúak, általában néhány szemcséből álló glomerokristályokat alkotnak. Méretük átlagosan 300–400  $\mu\text{m}$ , legfeljebb 1000  $\mu\text{m}$ .

#### 3-as típus

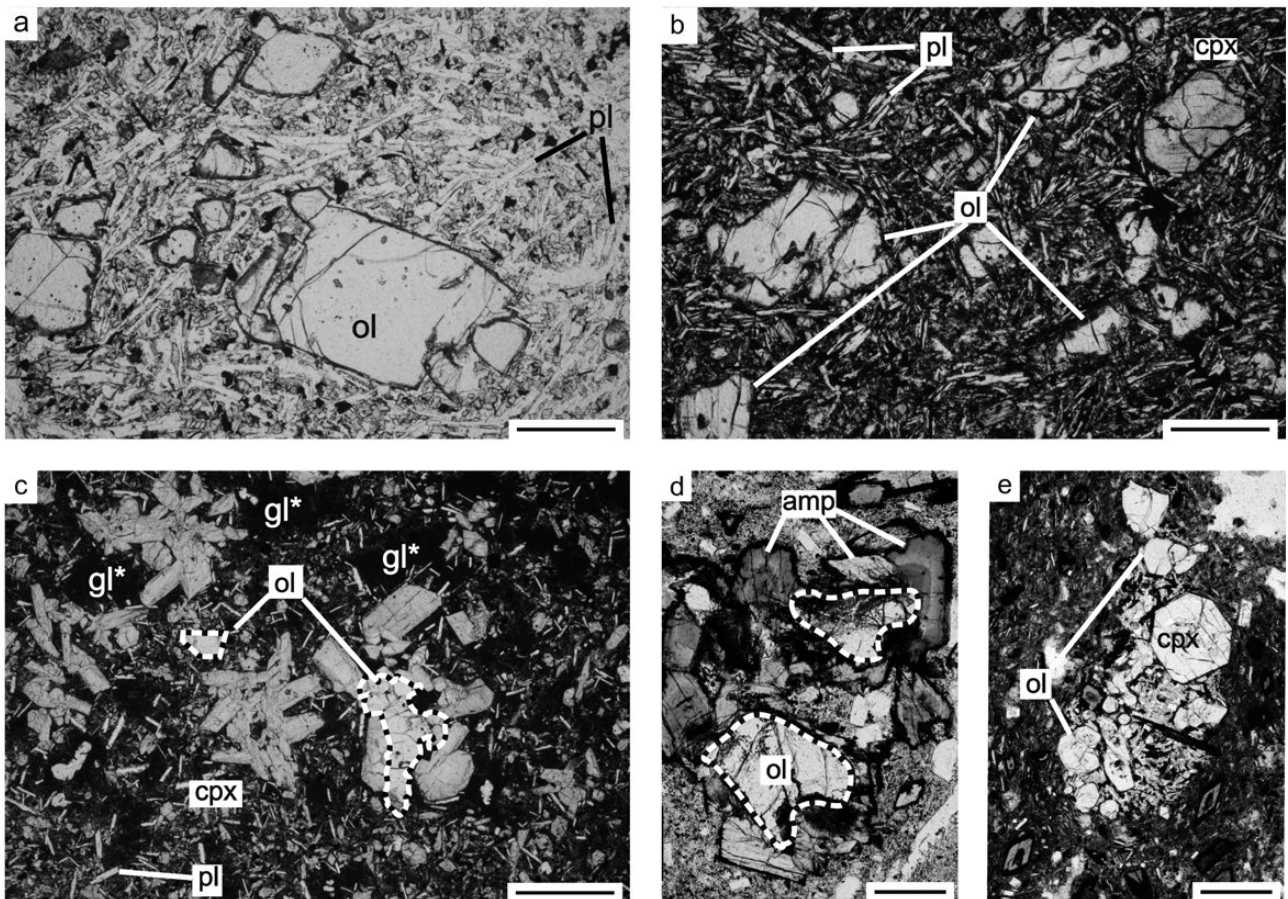
Két minta tartozik ebbe a típusba (KS, ST). Szövetük glomeroporfíros intergranuláris (KS), illetve interszertális (ST). Fenokristályként klinopiroxén és olivin jelenik meg, a piroxén az uralkodó (2. ábra, c). A kissomlyói minta esetében a porfíros elegyrészek szinte kivétel nélkül glomerokristályokként jelennek meg, a steinbergi kőzetben ez főleg a klinopiroxénekre jellemző, az olivinek gyakrabban fordulnak elő önálló kristályként. A fenokristályok általában félig

I. táblázat. A vizsgált bazalt kőzetminták részletes petrográfiai jellemzői

Table I. Detailed petrographical characteristics of the investigated basaltic samples

Minta		$\Sigma\%$ fenokristály; (arány)	Alapanyag	Szövet
ST	bazanit	17,5	ol, cpx (3/7)	glomeroporfíros-isz.
SAG	trachibazalt	10	ol	porfíros-ig.
KS	bazanit	20	ol, cpx (2/8)	glomeroporfíros-ig.
UZSA	trachibazalt	10	ol, cpx (19/1)	porfíros-ig.
BRE	bazanit	6	ol, cpx (19/1)	porfíros-ig.
SAN	trachibazalt	20	ol, cpx (4/1)	porfíros-ig.
BARC	trachibazalt	5	ol	porfíros-ig.

ol = olivin/olivine, cpx = klinopiroxén/clinopyroxene, plag = plagioklász/plagioclase, mt = magnetit/magnetite, ilm = ilmenit/ilmenite, ap = apatit/apatite, ne = nefelin/nepheline, gl = kőzetűveg/glass, ig. = intergranuláris/intergranular texture, isz. = interszertális/insertal texture



**2. ábra.** A vizsgált alkáli bazaltok (a–c) és a csomádi mafikus kristálycsomók (d–e) általános szöveti képe (polarizációs mikroszkópos fotók, 1N). A fekete vonal a fényképek jobb alsó sarkában 500 µm hosszúságú

amp = amfibol, cpx = klinopiroxén, gl\* = kőzetüveggazdag terület az alanyagban, ol = olivin, pl = plagioklász. Az olivin kristályok körvonalát fekete-fehér szaggatott vonallal emeltük ki a (c) és (d) képeken. a) Az 1-es típusú (olivin-firos) alkáli bazaltok egyik példánya (SAG). A plagioklász-gazdag alanyagban nagyméretű, iddingzitesedett peremű olivin fenokristályok jelennek meg. b) A 2-es típusú (olivin-piroxén-firos) alkáli bazalt egyetlen képviselője (SAN). A fenokristályok mintegy 20%-át adják a klinopiroxének. Az alanyagban a plagioklász az uralkodó, de jóval több a klinopiroxén és a magnetit, mint az 1-es típusnál. c) A 3-as típusú (piroxén-firos) alkáli bazaltok egyik példánya (ST). A fenokristályok nagy része klinopiroxén glomerokristály. Az alanyagban jelentős mennyiségű kőzetüveg található. d) A csomádi 1. típusú kristálycsomók (CSOM 1) egyik példánya. Az olivinek körül fekete reakciószegély és amfibol ránövekedés figyelhető meg. e) A csomádi 2. típusú kristálycsomók (CSOM 2) egyik példánya. Fő alkotója a klinopiroxén, illetve alanyaguk is van. Az olivinszemcsék körül itt nincs reakciószegély

**Figure 2.** General textures of alkaline basalts (a–c) and mafic crystal clots from the Csomád (d–e). Micrographs were taken with polarizing microscope (PPL), black bars at the bottom right corners represent 500 µm

amp = amphibole, cpx = clinopyroxene, gl\* = glass rich areas of the groundmass, ol = olivine, pl = plagioclase. Olivine phenocrysts were outlined with dashed black & white lines on pictures 'c' and 'd'. a) A sample (SAG) from the 1<sup>st</sup> type of alkaline basalts (olivine phyric). Olivine phenocrysts with iddingsitized rims in a plagioclase rich groundmass. b) The sole representative (SAN) of the 2<sup>nd</sup> type (olivine-pyroxene phyric). ~20% of phenocrysts are clinopyroxenes. Plagioclase laths are dominant in the groundmass however there are more clinopyroxene and magnetite crystals as in the 1<sup>st</sup> type. c) A sample (ST) from the 3<sup>rd</sup> type (pyroxene phyric). Most of the phenocrysts are clinopyroxene glomerocrysts. The groundmass contains a significant amount of glass. d) A 1<sup>st</sup> type mafic crystal clot of the Csomád dacite (CSOM 1). Olivine crystals are surrounded by black reaction rims and they are overgrown by amphiboles. e) A 2<sup>nd</sup> type mafic crystal clot (CSOM 2). It contains groundmass and the most abundant phenocryst phase is clinopyroxene. Olivine grains are fresh without reaction rims

sajátalakúak vagy sajátalakúak. A kissomlyói mintában (KS) a klinopiroxének szektor zónásak, méretük átlagosan 400–500 µm és legfeljebb 1800 µm. Az olivinek 200–900 µm mérettartományban mozognak, sajátalakúak – félig sajátalakúak, és bár változatos szöveti és zónássági bélyegeket mutatnak (JANKOVICS et al. 2015), nagy többségük vázkristályos és normál zónás. A legnagyobb klinopiroxén és/vagy olivin glomerokristályok ~1600 µm-esek. A steinbergi mintában (ST) a klinopiroxének szintén szektor zónásak. Méretük átlagosan 450–500 µm, legfeljebb 1200 µm. A piroxén glomerokristályok átlagos mérete 800–900 µm, a legnagyobbaké az 1500–2000 µm-t is eléri. Az olivinek normál zónásak, félig sajátalakúak vagy sajátalakúak. Méretük átlagosan 500–600 µm, legfeljebb 2000

µm. Általában önálló szemcsék, vagy néhány olivinkristályból álló glomerokristályok formájában jelennek meg, de előfordulnak olivin-klinopiroxén glomerokristályok is.

Az olivinek iddingzitesedése csak a steinbergi mintában jellemző. Az alanyag összetételében is van eltérés a két minta között. Steinberg esetében az alanyag alkotói: ~50% klinopiroxén, 20–25% plagioklász, ~10% olivin, 5–10% magnetit és kőzetüveg, továbbá előfordul még rhönit és szanidin is kevesebb, mint 1%-nyi mennyiségben. A kissomlyói minta alanyagában a plagioklász (~65%) és a klinopiroxén (~20%) az uralkodó. E kőzet alanyaga a leggazdagabb magnetitben (~10%), emellett még kevés olivint (~4%) és apatitot (~1%) tartalmaz.

### Csomádi mafikus kristálycsomók

A csomádi dácitban megjelenő mafikus kristálycsomók modális összetételük alapján két fő csoportra oszthatók.

1. típus (CSOM1, 2. ábra, d): mindössze a kristálycsomók ~5%-a tartozik ide, méretük 0,5–2 mm, olivin- és amfibol-kristályokból állnak. Az olivinkristályok nem sajátalakúak, nagymértékben rezorbeáltak, szubmikronos méretű vas-oxid tűk hálózatként be őket, valamint 5–10 µm nagyságú Cr-spinell zárványokat is tartalmaznak. Az olivin körül egy finomszemcsés, főként piroxénekből (és oxidokból) álló reakciózóna jelenik meg, amelyet zónás amfibolok ölelnek körbe. Az apró vas-oxid tűk jellemzően az olivin reakciózónához közeli részén jelennek meg, az olivinek magja azonban általában ép.

2. típus (CSOM2, 2. ábra, e): ide tartozik a kristálycsomók nagy része, méretük 2–3 mm, klinopiroxén ± olivint ± amfibolt tartalmaznak. Itt az olivin csak kismértékű rezorpciót mutat, nem jelennek meg benne vas-oxid tűk, és reakciózóna megjelenése sem jellemző rá. E kristálycsomók gyakran glomeroporfirós szövetet jellemezhetők, amelyekben alapanyag (plagioklász, Fe-Ti-oxidok, káli-földpát, kristályos SiO<sub>2</sub>) is található.

## Geokémia

### Adatok

Amely mintákból rendelkezésre áll megbízható, publikált olivin és/vagy klinopiroxén adatsor (megbízhatónak azokat az adatokat tekintettük, amelyek esetében a mérések ugyanabban a laborban történtek, mint ahol a saját elemzéseket végeztük: Universität Wien, Department für Lithosphärenforschung, Labor für Elektronenstrahlmikrosondenanalytik), azokat felhasználtuk, a többi kőzet esetében pedig új méréseket végeztünk. A felhasznált szakirodalmi adatok a következők: Bárca (BARC): olivin adatok (HARANGI et al. 2013), Csomád (CSOM 1, 2): olivin adatok (Kiss 2014, Kiss et al. 2014), Kissomlyó (KS): olivin és klinopiroxén adatok (JANKOVICS et al. 2015), Ság-hegy (SAG): olivin adatok (SÁGI 2008), Sanovița (SAN): klinopiroxén adatok (TSCHIEGG et al. 2010), Steinberg (ST): olivin (ALI et al. 2013, SÁGI 2008) és klinopiroxén adatok (ALI et al. 2013), Uzsabánya (UZSA): kiegészítő olivin adatok (SÁGI 2008).

Új mérésekre volt szükség az alábbi mintákból: Putikov vřšok (BRE), Sanovița (SAN): teljeskőzet-összetétel és olivin adatok, Uzsabánya (UZSA): olivin adatok.

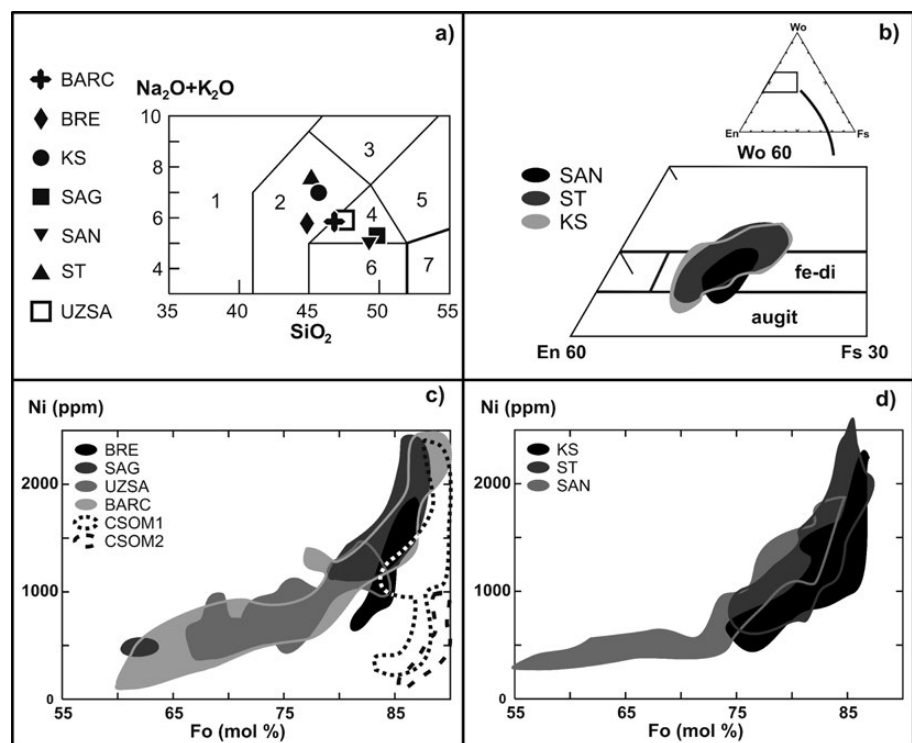
A teljeskőzet-összetétel adatokat — ahol rendelkezésre álltak — szintén a szakirodalomból vettük. BARC: HARANGI et al. (2013), KS: JANKOVICS et al. (2015), SAG: HARANGI et al. (1995), ST, UZSA: EMBEY-ISZTIN et al. (1993a, b).

### Teljeskőzet-geokémia

SiO<sub>2</sub>- és összalkália-tartalmuk alapján a vizsgált minták közül négy trachibazalt: BARC, SAG, SAN, UZSA és három bazanit: BRE, KS, ST (3. ábra, a). Főelem-összetételüket a II. táblázat tartalmazza. Két kőzet Mg#-a nagy (BRE: 67,9 és BARC: 67,2), négyé közepes (SAG: 64,6, UZSA: 64,1, SAN: 63,9, KS: 63,2) és egy mintáé kifejezetten kicsi (ST: 58,2). Mg# = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)×100, 0,15 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO arányt feltételezve, Mg és Fe<sup>2+</sup> kation molfrakció értékek.

### Olivin

Az olivinek döntő többsége esetében 80–85 mol% Fo-tartalom jellemző. A kristályok normál zónásak, magjuk



3. ábra. a) A modellezéshez használt alkáli bazaltok összetétele a TAS-diagramon (LE BAS et al. 1992)

1 - foitidit, 2 - tephrit-bazanit, 3 - fonotephrit, 4 - trachibazalt, 5 - bazaltos trachiandezit, 6 - bazalt, 7 - bazaltos andezit. b) A felhasznált klinopiroxének összetétele. c) Az 1-es típusú alkáli bazaltok (szürke mezők) és a csomádi mafikus kristálycsomók olivinjeinek összetétele (pöttyözött és szaggatott körvonalú területek). d) A 2-es típusú (SAN) és a 3-as típusú (KS, ST) bazaltminták olivinkristályainak összetétele

Figure 3. a) Composition of investigated alkaline basalts on the TAS diagram (LE BAS et al. 1992).

1 - foidite, 2 - tephrite-basanite, 3 - phonotephrite, 4 - trachybasalt, 5 - basaltic trachyandesite, 6 - basalt, 7 - basaltic andesite. b) Composition of clinopyroxenes used in the modeling. c) Composition of olivines from the 1<sup>st</sup> type of alkaline basalts (grey areas) and from mafic crystal clots of the Csomád dacite (areas with dotted and dashed outlines). d) Composition of olivines from the 2<sup>nd</sup> (SAN) and 3<sup>rd</sup> (KS, ST) types of alkaline basalts

**II. táblázat.** A vizsgált kőzetminták teljeskőzet-összetétele. Az oxidok és az izzítási veszteség (LOI) tömeg %-os értékben, a Ni és Cr pedig ppm-ben vannak megadva

**Table II.** Composition of investigated basaltic samples. Oxides and LOI are given in wt. %, Ni and Cr in ppm

Minta		SAG	UZSA	BRE	BARC	ST	SAN	KS
Lelőhely		Ság-hegy	Uzsa	Putikov vršok	Bárc	Steinberg	Sanovița	Kissomlyó
GPS	É	47,23058	46,88809	48,40336	45,95409	46,93337	45,81060	47,14819
	K	17,11614	17,31597	18,63353	25,35795	15,91738	21,71761	17,09849
SiO <sub>2</sub>		49,79	46,18	44,71	46,63	45,57	48,90	44,94
TiO <sub>2</sub>		2,13	2	2,46	1,77	2,02	2,19	2,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		15,83	15,2	13,18	15,95	15,08	14,68	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>total</sup>		9,98	10,16	11,6	10,12	11,70	10,71	10,72
MnO		0,14	0,16	0,17	0,17	0,17	0,15	0,17
MgO		8,03	8,05	10,91	9,22	7,25	8,43	8,19
CaO		8,24	8,96	10,08	9,44	10,58	8,52	9,46
Na <sub>2</sub> O		3,33	3,65	4,04	3,91	5,45	3,39	4,36
K <sub>2</sub> O		1,96	2,09	1,72	1,91	2,14	1,63	2,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,49	0,71	0,77	0,48	0,89	0,60	0,88
LOI		0,88	2,4	0	0	0,50	0,80	1,10
Ni		205	129	219	179	79	170	114
Cr		350	171	342	315	181	247	236

Fo-tartalma jellemzően 75–90 mol% közötti, míg peremük magnéziumban szegényebb (55–75 mol% Fo, amelyek közül a többség a Fo<sub>65–75</sub> tartományba esik). Nikkeltartalmuk pozitívan korrelál a forsterittel, a magnéziumban gazdagabb kristálymagok esetében 1800–2600 ppm-et is elér a Ni koncentrációja, míg a szemcsék peremén jellemzően 700 ppm alatti, de akár 100 ppm-re is csökkenhet (3. ábra, c, d). A csomádi mafikus kristálycsomók esetében a CSOM 1 minta (1. típusú mafikus kristálycsomók) olivinjeinek Fo-tartalma 85–90 mol%, Ni-koncentrációja pedig 100–1000 ppm között változik. Ugyanezek az értékek a CSOM 2 minta (2. típusú mafikus kristálycsomók) olivinjei esetében 83–90 mol% Fo és 250–2450 ppm Ni (3. ábra, c).

### Klinopiroxén

A klinopiroxén fenokristályokat is tartalmazó minták (KS, ST, SAN) piroxénjeinek összetétele egymáshoz hasonló: többségük vas-diopszid és augit, de a steinbergi és a kissomlyói kőzetek esetében előfordulnak 60 mol%-nál több wollastonit komponenst tartalmazó kristályok is (3. ábra, b). A kristályok szektor zónásak, magjuk 12,9–15,9 m/m%, peremük pedig 10,4–13,9 m/m% MgO-t tartalmaz. CaO-tartalmuk 20,6–23,1 m/m% (mag) és 22,3–23,6 m/m% (perem) között változik.

### Olivin- és klinopiroxén frakcionáció modellezése

Kevésbé frakcionált alkáli bazaltok és főképp a belőlük származtatott primitív magma összetétele alapján következtethetünk a földköpenybeli forráskőzet összetételére, megolvadásának mértékére és mélységére, valamint a földköpeny potenciális hőmérsékletére (pl. HERZBERG & O'HARA 2002; NIU & O'HARA 2003; PUTIRKA 2005;

HERZBERG et al. 2007; HERZBERG & ASIMOW 2008, 2015; PILET et al. 2008; LEE et al. 2009; HERZBERG 2011).

A közismert primitív magma-kalkulátorokat (HERZBERG & ASIMOW 2008, 2015; LEE et al. 2009) óceáni szigeteki vagy platóbazaltok kőzetei alapján dolgozták ki, és ezek a teljes kőzet főelem-összetételhez való olivin-adagolással keresik a bazaltos olvadékok összetételét. Az olivin-hozzáadással történő számolás problémát jelenthet, amennyiben a forráskőzet nem tisztán peridotit, hanem részben vagy teljesen piroxenit, illetve még inkább pontatlansághoz vezet, ha a primitív magmából nem csak olivin, de klinopiroxén kristályosodása is történt (HERZBERG & ASIMOW 2008). Ez utóbbi esetben a ténylegeshez képest felül fogjuk becsülni a primitív magma MgO-tartalmát (akár több %-ponttal), Mg#-át és — mivel szoros függést mutatnak — a köpeny potenciális hőmérsékletét is (akár 100 °C-kal) (HERZBERG & ASIMOW 2008). Piroxenittartalmú peridotit olvadásának modellezésére a leginkább használható, a bazaltok és a lehetséges forráskőzetek nyomelem-összetételén alapuló modellt KIMURA & KAWABATA (2015) dolgozták ki, azonban ahogy a neve is mutatja (Ocean Basalt Simulator), ezt is OIB kőzetek alapján fejlesztették ki, továbbá piroxén frakcionáció esetében a primitív magma-összetétel modellezése kapcsán felmerülő problémák kiküszöbölésére ez sem jelent biztos megoldást.

Frakcionációs kristályosodás során mind a magma, mind a belőle kiváló kristályok összetétele folyamatosan változik. Amennyiben ezt az összetétel-változást nyomon tudjuk követni, lehetőségünk adódik az olvadékból frakcionálódott kristályok mennyiségének és a szülő (primitív) magma összetételének becslésére.

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter alkáli bazaltos kőzeteiből frakcionáció modellezés céljára olyanokat választottunk ki, amelyek kizárólag olivin vagy olivin + klinopiroxén fenokristályokat tartalmaznak.



### A modellezés alapja

Az alkáli bazaltos magmák olivinjei a kristályosodás előrehaladtával egyre csökkenő Mg (Fo)- és Ni-koncentrációval jellemezhetők. A magnézium mind a kristály, mind a magma szempontjából főelem, a nikkelt viszont mellék-/nyomelemként van jelen. Ennek megfelelően a Ni koncentrációját az olivinben és a vele egyensúlyt tartó olvadékban annak megoszlási együtthatója ( $D_{Ni}^{ol-olv}$ ) szabja meg. SATO (1977) eredményeit felhasználva KAWABATA et al. (2011) leírták, hogy az alkáli bazaltos olivin-összetételek a Fo–Ni diagramon egy közel exponenciális görbére illeszkednek a Ni- és a Fo-tartalom fokozatos csökkenése mellett, amennyiben az olvadékból csak olivin frakcionálódott, míg ha az olivinnel együtt klinopiroxén is kristályosodott, akkor a nikkelt és forsterit koncentrációjának csökkenése lineáris trendet mutat ugyanezen a diagramon. Az exponenciális görbe meredeksége a  $D_{Ni}^{ol-olv}$ , a lineáris trend meredeksége pedig a  $K_{D_{Ni}^{(ol+cpz)-olv}}$  (a nikkelt olivin+klinopiroxén ásványolvadék megoszlási együtthatója) függvénye. KAWABATA et al. (2011) kimutatták, hogy az alkáli bazaltok Fo- és Ni-gazdag olivinjei gyakran az exponenciális trendre, annak függőlegességhez közeli szakaszára illeszkednek (amely a kristályosodás korai szakaszát képviseli), majd hirtelen a trend megtörik és diagonálissá válik, amely a piroxén olivinnel való együttkristályosodását jelzi.

Ennek megfelelően, ha ki tudjuk zárni, hogy az olivinen és klinopiroxénon kívül más ásványfázis jelentős mértékű kristályosodása is befolyásolta az olvadék (és így a vele egyensúlyt tartó olivin) összetételét, akkor az olvinek Fo, Ni-tartalma és a vele egyensúlyt tartó olvadék összetételének kiszámítása segítségével megbecsülhetjük az olivin ± klinopiroxén frakcionációját.

Az alkáli bazaltos olvadék Mg-számát és a vele egyensúlyt tartó olvinek Fo-tartalmát elsősorban a két korai/uralkodó fenokristály fázis, az olivin és a klinopiroxén kristályosodása befolyásolja. Rajtuk kívül számottevő változást a Mg#-ban amfibol kristályosodása vagy magnetit bekebelezése (és beolvasztása) tudna okozni. A bazaltos magma és a belőle kristályosodott olvinek Ni-tartalmának változását olyan ásványok képződése befolyásolja, amelyek nikkeltre vonatkoztatott ásványolvadék-megoszlási együtthatója ( $D_{Ni}^{olv-olv}$ ) nagyobb, mint egy. Ez az érték a magnetit esetében a legnagyobb, akár 30 is lehet (VILLEMANT et al. 1981), ettől nem sokkal marad el az olivin esetében mért felső érték (25), míg klinopiroxének esetében 1–3, amfiboloknál pedig 0,6–3 között változik (HART & DAVIS 1978, VILLEMANT et al. 1981, LEMARCHAND et al. 1987, LAUBIER et al. 2014).

A Kárpát–Pannon térség alkáli bazaltjainak csak kis részében fordul elő amfibol és ott is megakristályként (DEMÉNY et al. 2005), a modellezéshez amfibolmentes kőzeteket használtunk.

A magnetit akcesszórius alapanyag fázis mindegyik vizsgált kőzetben, amely alig kimutatható Ni-koncentrációval jellemezhető. Így ezek a magnetit mikrolitok aligha befolyásolhatták a náluk sokkal korábban képződött fenokristályok Ni-tartalmát, főképp, hogy a bennük lévő kevés (200–700 ppm) nikkelt mellett nagyon nagy mennyiségben

kellett volna kristályosodniuk, amely viszont már az olvadék Mg#-át drasztikusan megváltoztatta volna. Szintén jelentős változást okozna, ha az olivinkristályokból erős oxidáció hatására vas válik ki, és így a Fo-tartalmuk relatíve megnövekszik, ami nagyon meredek Fo–Ni-trendet eredményezne (CORTÉS et al. 2006). Ilyen jelenség a vizsgált alkáli bazaltok esetében nem fordul elő.

### A modellezés lépései

A frakcionáció modellezést, két példán keresztül, az elektronikus mellékletben mutatjuk be.

1.) A  $K_{D_{Fe-Mg}^{ol-olv}}$  értékét 0,3-nek tekintve a megoszlási együttható és a teljes kőzet Mg#-a alapján kiszámoltuk a bazalt teljes kőzet főelem-összetételével egyensúlyban lévő olivin Fo-tartalmát a következő módon:

$$Fo \text{ (mol\%)} = 100 - (X/(1+X) \times 100),$$

ahol  $X = ([100 \times K_{D_{Fe-Mg}^{ol-olv}}] - [Mg\# \times K_{D_{Fe-Mg}^{ol-olv}}]) / Mg\#$ . Például ha a kőzet Mg#-a 66 és a  $K_{D_{Fe-Mg}^{ol-olv}} = 0,3$ , akkor az egyensúlyi olivin Fo-tartalma 86,61 mol%.

A számoláshoz felhasznált teljeskőzet-összetételt a nyers adatokból a következő módon állítottuk elő: az izzítási veszteséget levontuk, majd ezt követően a  $Fe_2O_3$ -ként kifejezett összvastartalmat  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,15$  arány alkalmazásával szétosztottuk  $FeO$ -ra és  $Fe_2O_3$ -ra. A Ni és Cr (ppm) értékeket átszámítottuk NiO és  $Cr_2O_3$  (m/m %) értékekké.

Amennyiben a számolt egyensúlyi Fo-érték 0,1 mol%-nál nagyobb mértékben eltért a kőzet legprimitívebb, Ni-ben — és általában Fo-ben is — leggazdagabb olivinjének Fo-tartalmától, akkor a bazalt teljeskőzet főelem-összetételét úgy módosítottuk, hogy közöttük az egyensúly megvalósuljon. Ennek elérése céljából olivint adtunk hozzá vagy vontunk ki a teljeskőzet-összetételből 0,1 m/m%-os adagokban, mindig a pillanatnyi olvadékkal lehetőleg egyensúlyt tartó, a kőzetben mért, valós olivinkristályok összetételét felhasználva. Amennyiben a legprimitívebb valós, mért olivin Fo-ben szegényebb, mint a kőzet összetételével egyensúlyt tartó hipotetikus kristály, a számoláshoz kizárólag a legprimitívebb olivin összetételét kell felhasználni. Az egyensúly eléréséhez szükséges olivin mennyisége (m/m%) megadja az adott bazalt és a legnagyobb Ni-tartalmú olivinnel egyensúlyt tartó olvadék közötti olivin-frakcionáció mértékét.

Például a BARC minta esetében a legnagyobb Ni-tartalmú olivin Fo-tartalma 87,8 mol%, miközben a vizsgált bazalt 87,2 mol% Fo-tartalmú olivinnel tart egyensúlyt, e kettő közötti különbséget 1,5 m/m% olivin frakcionációval magyarázhatjuk.

2.) A legnagyobb Ni-tartalmú mért olivinkristály Ni-koncentráció értékét kiindulási pontként használva, HART & DAVIS (1978) kutatásai alapján változó (5–20)  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékek mellett modelleztük az első pontban meghatározott mértékű olivin frakcionációval járó, az olvinek Ni-koncentrációjában bekövetkező változást. Amennyiben a teljeskőzet-összetétellel egyensúlyt tartó olivin Fo-tartalma kisebb, mint a legprimitívebb, Ni-ben leggazdagabb, mért olivinkristályé, úgy annak a kristálynak a Ni-tartalmát tekintjük a maximális értéknek, amelyhez képest a frakcionáció

előrehaladtával az olivinek Ni-tartalma folyamatosan csökken. Ha a teljeskőzet-összetétel és a legtöbb nikkelt tartalmazó olivin közti egyensúly eléréséhez legalább 1 m/m% olivin frakcionáció szükséges, úgy jó eséllyel szűkíthetjük a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  valószínű tartományát. Ebben az esetben az olivin frakcionációs modellezés eredményeként kapott, a teljes kőzettel egyensúlyt tartó, hipotetikus olivinhez tartozó, 5–20 közötti  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékek mellett lehetséges Ni-koncentráció értékeket össze kell vetni azoknak a mért olivinkristályoknak a Ni-tartalmával, amelyek a fent említett, modellezéssel kapott hipotetikus olivinkristályhoz legközelebb állnak Fo-tartalom szempontjából. A számolt Ni-koncentráció értékek közül elvetettük azokat, amelyek a mért és a modellezetthez leginkább hasonló Fo-tartalmú olivin koncentrációjától  $\pm 225$  ppm-nél nagyobb mértékben eltértek, így szűkítve a bazaltok lehetséges  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékét. A 225 ppm Ni-tűrészhatár biztosan nagyobb, mint az alkalmazott elektron-mikroszkonda kimutatási és hibahatára.

Amennyiben a teljeskőzet-összetétel és a legprimitívebb mért olivinkristály összetétele azért nincs egyensúlyban, mert a kőzet az olivinhez képest túl sok magnéziumot tartalmaz, akkor a legprimitívebb mért olivin Ni-tartalmát az 1. pontban meghatározott mértékű olivin frakcionációhoz tartozó minimum Ni-értéknek tekinthetjük, és a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékét nem lehet szűkíteni, mivel csak a minimum olivin Ni-tartalomra lehet biztos feltételezésünk.

Pl. a BARC minta esetében a kezdeti 1,5 m/m% olivin frakcionációt — az olivinek Ni-koncentrációjára gyakorolt hatásának vizsgálata céljából — modelleztük 5 és 20  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékek mellett. A megoszlási együttható függvényében a frakcionáció során az olivinek Ni-tartalma a legmagasabb 2437 ppm értékről 2291–1818 ppm-re csökkenne. A teljeskőzet-összetétellel egyensúlyt tartó olivin Fo-tartalma 87,2 mol%, a mért olivinek esetében ehhez a Fo-értékhez tartozó Ni-koncentráció 2043 ppm, azaz a modellezett Ni-koncentráció értékek közül az 1818–2268 ppm tartományt felhasználva a lehetséges  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket 5,7–20 tartományra szűkítettük.

3.) A bazaltok mért teljes kőzet főelem-összetételéből — vagy ha az nem volt egyensúlyban a legmagasabb Ni-tartalmú olivinnel, akkor az első pontban kiszámolt elméleti teljeskőzet-összetételből — olivint kivonva, a kettes pontban meghatározott  $D_{Ni}^{ol-olv}$  tartomány alapján, különböző Ni olivin-olvadék megoszlási együttható értékek mellett kiszámoltuk a kőzetmintához tartozó elméleti olivin-frakcionációs Fo–Ni görbékét. Ennek első lépése a frakcionáció következtében az olvadékban — és így a vele egyensúlyt tartó olivinkristályokban a Mg-/Fo-tartalom csökkenésének becslése, mindig a pillanatnyi olvadékkal lehetőleg egyensúlyban lévő, mért olivinkristály összetételét vonva ki a kőzetből, 0,1 m/m%-os lépésekben, összesen 15–20 m/m% olivin-frakcionációig. Ezt követően modelleztük az olivin frakcionációval járó, az olvadékban és a vele egyensúlyt tartó olivinkristályokban bekövetkező Ni-koncentráció csökkenést (Rayleigh frakcionációt feltételezve) a 3. pontban meghatározott értékek mellett, kiindulási pontnak a legmagasabb Ni-koncentrációjú olivinkristályt felhasználva.

4.) A primitív olivin összetételi adatok a Fo–Ni dia-

gramon a kezdeti, tisztán olivin-frakcionáció következtében mindig exponenciális trendet rajzolnak ki (KAWABATA et al. 2011). A 3. pontban modellezett olivin Fo–Ni görbékét összevetettük a mért értékekkel, és amelyek illeszkedett a kezdeti — gyors Ni-csökkenéssel járó — trendre, azt kiválasztva megkaptuk a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  pontos értékét. Az illeszkedés-vizsgálatnál a mért olivinkristályok közül a Fo-tartalom szempontjából a 75. percentilis felettiét vetettük össze a 3. pontban modellezett elméleti Fo–Ni görbék Fo-tartalom szempontjából megfelelő szakaszával és a legkisebb négyzetek módszerét alkalmazva választottuk ki a bazaltra jellemző  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket. A vizsgált kőzetek esetében az olivinek Fo-tartalma alapján a 75. percentilis 77,38–85,63 mol% Fo-tartalom között, a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéke 8–16 között változik. Kivételt képez a „BRE” minta, ahol olyan kevés olivin esik a 75. percentilis fölé és olyan magas az olivinkristályok átlagos Fo-tartalma, hogy a  $Fo \geq 84$  mol% olivineket vettük figyelembe az illeszkedés-vizsgálatnál.

5.) Az elméleti, tisztán olivin-frakcionációs görbét a mért olivin összetételi adatokhoz hasonlítva megvizsgáltuk, hogy azok teljesen illeszkednek-e a görbére, vagy pedig egy ponton eltérnek tőle, és az exponenciális helyett lineáris trendet rajzolnak ki. Ennek a görbének a felső kiindulópontja (a 0 m/m% olivin-frakcionáció pontja) vagy a legnagyobb Ni-tartalmú olivin összetételével egyezik meg (ha annak Mg#-a nagyobb vagy egyenlő a teljeskőzet-összetétel alapján számolt egyensúlyi olivinével) vagy egy számolt, hipotetikus olivinével azonos (ha a legnagyobb Ni-tartalmú olivin Mg#-a kisebb a teljeskőzet-összetételből számolt egyensúlyi olivinénél).

6a) Amennyiben teljes mértékben illeszkedtek a mért olivin adatok a számolt exponenciális trendre, akkor egyszerűen a legkisebb Fo- és Ni-tartalmú olivinek alapján kiszámítottuk a magmából frakcionálódott olivin mennyiségét (gyakorlatilag csak le kell olvasni a görbéről). Ebben az esetben, itt a frakcionáció-számolás véget is ért és a 9. lépésre ugrunk.

6b) Amennyiben a mért olivin adatok által kirajzolt trend egy exponenciális és egy lineáris szakaszra bontható, úgy először kiszámoltuk a kezdeti, tisztán olivin frakcionáció mértékét (addig a pontig, ahol a mért adatok elhagyják az exponenciális görbét).

7.) Az olivin + klinopiroxén együttes kristályosodásának becslése. Elsőként a 6b pontban írt korai olivin-frakcionációs szakasz végét jelentő olivin-összetételhez kiszámoltuk az egyensúlyt tartó olvadék összetételét az 1. és 4. pontokhoz hasonló módon. A továbbiakban ezt az olvadék-összetételt („köztes olvadék”) használtuk fel a modellezéshez. Frakcionációs együttkristályosodást feltételeztünk, valamint a számolásnál a 3. pontban kiválasztott  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket és konstans  $D_{Ni}^{cpx-olv}$  értéket (2,8 — LAUBIER et al. 2014) használtunk. A lineáris olivin Fo–Ni trend elején és végén szereplő Ni-koncentráció értékeket vettük alapul a számoláshoz, és az e kettő között történt ásvány-olvadék Ni-frakcionációt különböző olivin/piroxén arányok mellett számoltuk ki. A számolásnál az olivin mennyiségét 0,1 m/m%-os lépésként változtattuk a hozzá szükséges klinopiroxén-mennyiséggel

kiegészítve. Például ha a lineáris trenden a Ni-koncentráció 1100 ppm-ről 300 ppm-re csökken, a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  pedig 12, akkor a Ni-tartalom változása modellezhető 11,2 m/m% olivin vagy 51,4 m/m% piroxén vagy a két ásvány együttes, a fenti értékeknél kisebb mértékű frakcionációjával. A „közetes olvadék” összetételéből a megfelelő mennyiségű olivint és klinopiroxént kivonva minden egyes olivin/piroxén Ni-frakcionációs arányhoz kiszámoltuk az egyensúlyt tartó olvadék összetételét, amelyből az azzal egyensúlyban lévő olivin Fo-tartalmát is ki tudtuk számolni. Amennyiben a számolt Fo-tartalom megegyezett a lineáris trend Ni-szegény végén található olivinek Fo-koncentrációjával, akkor az adott olivin/piroxén arányt (és mennyiséget) fogadtuk el, mint az együtt kristályosodásra jellemző frakcionációs érték.

8.) A 6b és a 7. pontban megkapott olivin, illetve olivin + piroxén mennyiségek összegzésével kiszámoltuk a kőzetre jellemző teljes olivin- és klinopiroxén-frakcionáció mértékét. A frakcionáció modellezést — az itt bemutatott lépések szerint — az elektronikus mellékletben részletezzük.

9.) A szülő- (primitív) magma főelem-összetételének becslése céljából a frakcionációs számítások során meghatározott mennyiségű klinopiroxént és olivint adtunk a teljes kőzet-összetételhez. A hozzáadott ásványok átlagos összetételét és a számolt primitív magma-összetételeket a *III. táblázat* tartalmazza.

10.) A kapott primitív magma-összetéleti adatokat összevetettük a LEE et al. (2009) tanulmányában publikált kalkulátor által a teljes kőzet-adatakból számolt primitív olvadékok összetételével (*III. táblázat*). Minden olyan kőzet esetében, ahol jelentős klinopiroxén-frakcionációt mutatunk ki, a LEE et al. (2009) módszert alkalmazva a sajátunkhoz képest jelentősen magasabb MgO-tartalmú szülő- (primitív) magmát kaptunk, míg a tisztán olivin-frakcionált

### III. táblázat. A primitív olvadék-összetétel számításokhoz felhasznált adatok és a kapott eredmények

Table III. Mineral compositions used for primitive melt calculation and the results of calculation

IIIa táblázat. A teljes kőzet-összetételhez hozzáadott olivin mennyisége és átlagos összetétele (m/m%)

Table IIIa. The amount and average composition of olivine added to the bulk rock composition (wt. %)

Minta	SAG	BRE	BARC	ST	SAN	KS	CSOM
+ ol	19,62	12,40	23,19	7,44	16,53	5,40	*
SiO <sub>2</sub>	39,47	40,09	39,24	40,01	39,31	39,93	39,58
TiO <sub>2</sub>		0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,01	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02
FeO	16,42	11,74	17,66	13,05	16,73	14,74	15,13
MnO	0,25	0,24	0,35	0,20	0,24	0,25	0,41
MgO	43,41	46,76	42,22	46,23	43,22	44,53	44,49
CaO	0,28	0,27	0,28	0,21	0,24	0,27	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
NiO	0,18	0,24	0,19	0,23	0,18	0,19	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,04			0,05	0,02	0,01

\*A csomádi modellezésnél felhasznált olivinek átlagos összetétele.  
Average composition of olivines from the Csomád crystal clots used in the modeling.

IIIb. táblázat A teljes kőzet-összetételhez hozzáadott klinopiroxén mennyisége és átlagos összetétele (m/m%). A SAG, BRE és BARC minták esetében nem volt szükség cpx hozzáadására

Table IIIb. The amount and average composition of clinopyroxene added to the bulk rock composition (wt. %). There was no need for clinopyroxene addition to the samples of SAG, BRE and BARC

Minta	ST	SAN	KS
+ cpx	31,12	5,41	20,69
SiO <sub>2</sub>	50,67	48,70	50,08
TiO <sub>2</sub>	0,95	1,86	1,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	4,69	3,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	3,19	2,97
FeO	2,70	4,27	2,70
MnO	0,13	0,13	0,14
MgO	14,99	14,00	14,95
CaO	22,56	22,40	22,89
Na <sub>2</sub> O	0,63	0,40	0,47
NiO			0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,03	0,43

IIIc. táblázat A tanulmányban közölt modellezéssel számolt primitív magma-összetételek

Table IIIc. Calculated primitive magma compositions based on our model

Minta	SAG	BRE	BARC	ST	SAN	KS
SiO <sub>2</sub>	47,83	44,13	45,06	46,40	48,06	46,29
TiO <sub>2</sub>	1,71	2,15	1,37	1,93	1,77	2,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,74	11,53	12,31	10,76	12,63	11,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	1,21	0,93	1,81	1,09	1,57
FeO	9,54	9,52	10,28	7,75	9,14	7,74
MnO	0,16	0,18	0,21	0,16	0,16	0,17
MgO	14,98	15,39	16,90	12,56	14,18	11,65
CaO	6,69	8,85	7,35	13,44	7,69	11,86
Na <sub>2</sub> O	2,68	3,54	3,02	2,95	2,63	3,37
K <sub>2</sub> O	1,58	1,51	1,47	1,37	1,53	1,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,67	0,37	0,53	0,38	0,66
NiO	0,06	0,05	0,06	0,02	0,05	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,05	0,04	0,02	0,05	0,12
Mg#	73,68	74,24	74,55	74,30	73,45	72,85

$$Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$$

IIId. táblázat. A primitív magma-összetétel modellezése LEE et al. (2009) alapján

Table IIIId. Calculated primitive magma compositions based on LEE et al. (2009) model

Minta	SAG	BRE	BARC	ST	SAN	KS
SiO <sub>2</sub>	48,86	44,93	46,49	44,55	48,27	45,34
TiO <sub>2</sub>	1,80	2,13	1,54	1,50	1,82	1,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,37	11,43	13,92	11,25	12,20	12,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,50	0,44	0,44	0,44	0,44
FeO	9,19	10,33	9,21	10,94	9,91	10,06
MnO	0,12	0,15	0,15	0,13	0,12	0,14
MgO	14,78	16,75	14,90	17,62	15,96	16,29
CaO	6,96	8,74	8,24	7,89	7,08	7,83
Na <sub>2</sub> O	2,81	3,50	3,41	4,07	2,82	3,61
K <sub>2</sub> O	1,66	1,49	1,67	1,60	1,35	2,09
Mg#	74,13	74,28	74,26	74,18	74,15	74,26

magmák esetében a két módszer által számolt primitív magmák hasonló összetételűek.

### A modellezés korlátai

1.) A bemutatott modell segítségével csak abban az esetben tudjuk a klinopiroxén frakcionációját jelezni és megbecsülni, ha az olivinnel együtt kristályosodott, és ezáltal befolyásolta az olvadékkal egyensúlyt tartó olivin Ni-tartalmát. SMITH et al. (2008) bemutatták, hogy alkáli bazaltos magmák esetében — az olivint megelőzően — már a köpenyitoszférában bekövetkezhet ún. kriptikus klinopiroxén-frakcionáció. E folyamat az olivinkristályok összetételében nem tükröződik, így az általunk leírt frakcionációbecslés a kriptikus piroxénkristályosodás meghatározására nem alkalmas.

2.) Az olivin és klinopiroxén együttes frakcionációbecslése során a rendszerben állandó paraméternek paraméternek tekintettük a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  és  $D_{Ni}^{cpx-olv}$  értékét, előbbi a modellezés 4. pontjában leírt módon meghatározva, utóbbit pedig LAUBIER et al. (2014) alapján 2,8-nek tekintve. Változónak tekintjük a kristályosodott klinopiroxén és olivin mennyiségét, a két ásvány arányát és ebből fakadóan a köztes olvadékból számolt végső magmaösszetételt is. Mivel a rendszerben több változó paraméterrel számolhatunk, a két ásvány együttes frakcionációjának e pontban leírt becslése nehézkes, jelen tanulmányban csupán néhány mintán végeztük el a számolásokat. Gyorsabb és minden bizonnyal precízebb módszer lenne az olivin-frakcionációs trendre nem illeszkedő olivinkristályok legkisebb és legnagyobb Fo- és Ni-tartalma által kijelölt diagramterületen, a lehetséges  $D_{Ni}^{ol-olv}$  és  $D_{Ni}^{cpx-olv}$  értékek alapján, pl. Monte Carlo-szimulációt végezni, így távlati célunk ennek kivitelezése a frakcionáció-becslő módszer fejlesztése szempontjából.

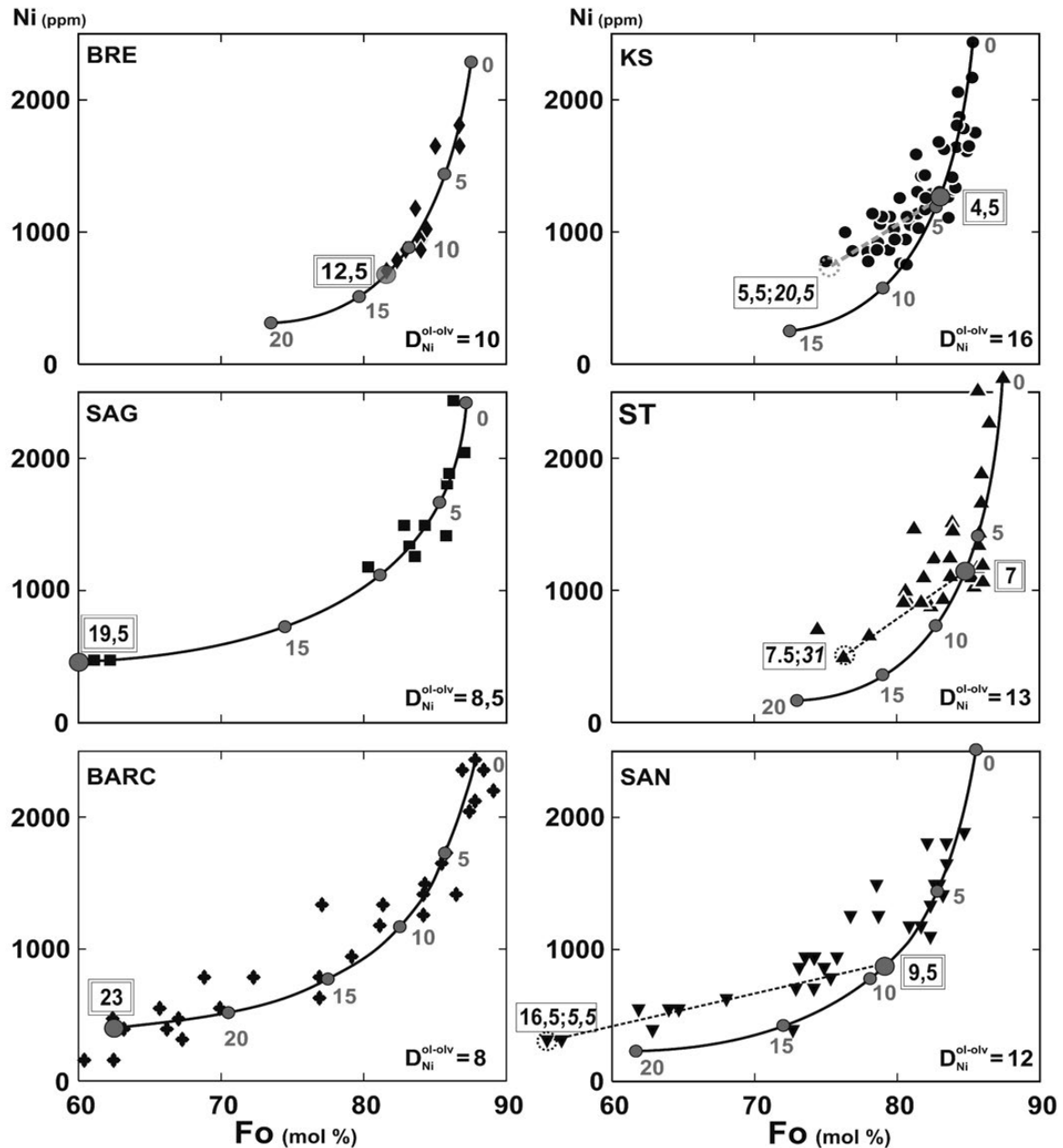
3.) Még ha a bazalt és olivinkristályai üdék is, a kőzet nem tartalmaz olivin- vagy Ni-gazdag magnetit xenokristályokat és jelentős mértékben csak olivin- és klinopiroxén-frakcionáció hatott a primitív magmák összetételére, akkor sem tudunk minden esetben megbízható frakcionációs modellezést végezni. Előfordulhat ugyanis, hogy a bazaltban megjelenő legrimitívvebb olivinek is olyan kis Fo- és Ni-tartalmúak, hogy nem lehet teljes bizonyossággal meghatározni a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékét, és így a modellezés sem vihető végig. Ez esetben legfeljebb más, petrográfiailag és teljeskőzetösszetétel szempontjából hasonló kőzetek modellezéséhez hasonlíthatjuk a vizsgálandó olivineket, és ez alapján adhatunk becslést a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  közelítő értékére. Számos olyan alkáli bazalt lávakőzet ismert a Kárpát–Pannon térségben, amelyek legrimitívvebb olivinkristályai is csak 77–84 mol% forsteritet tartalmaznak, mint pl. a Szent-György-hegy, a Haláp, (EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 2007), a Badacsony, a Hegyestű, a Kovácsi-hegy vagy Uzsabánya alkáli bazaltja (s.l.) (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a, b; SÁGI 2008). Ezek közül az uzsai trachibazalt példáján mutatjuk be ezt a problémát (l. később 5. ábra, a). A kőzet petrográfiailag az 1-es típusba tartozik, ásványos és kémiai összetételében nagyon hasonlít

a ság-hegyi mintára (SAG), viszont magnéziumban leggazdagabb olivinkristályának Fo-tartalma mindössze 84,1 mol%, a legnagyobb Ni-koncentrációjú kristályé (1430 ppm Ni) 81,8 mol%. A teljeskőzet-összetétellel egyensúlyt tartó oliviné pedig 85,6 mol% lenne. Ezek az értékek egyértelműen kisebbek, mint a többi vizsgált alkáli bazalt esetében mért megfelelő koncentráció értékek. Az uzsai kőzettel egyensúlyt tartó olivin Fo-tartalma sokkal kisebb, mint a többi bazalt esetében a frakcionációs számolás kiindulópontjaként alkalmazott valós vagy számolt olivineké (4. ábra). HERZBERG (2011) szerint a fertilis peridotit olvadékaival egyensúlyt tartó olivinek Fo-tartalma 89–93 mol%, a belőlük olivin-frakcionáció során képződött, 8–13 m/m% MgO-tartalmú magmák legnagyobb Mg-tartalmú olivinkristályainak Fo-tartalma pedig 86–89 mol%. Mindezek alapján kijelenthető, hogy 1.) az uzsai trachibazalt összetétele nem képviseli a primitív (szülő-) magmát, és 2.) a legmagasabb Fo- és Ni-tartalmú olivin fenokristályai jóval kevesebb magnéziumot tartalmaznak, mint a hasonló összetételű alkáli bazaltok legrimitívvebb példányai. A magasabb Fo- és Ni-tartalmú olivinek hiányának kérdése egyelőre még nem tisztázott, de feltételezzük, hogy a magmaképződés és frakcionáció ez esetben is a többi vizsgált, 1-es típusú bazaltéhoz hasonló lehetett, így minden bizonnyal a megfigyelteknél jóval magasabb Fo- és Ni-koncentrációjú kristályoknak is képződniük kellett. E feltételezés alapján összehasonlítottuk az uzsai olivin-összetéti adatokat három másik kőzet frakcionáció modellezésével (5. ábra). Az 1-es típusba tartozó BRE minta frakcionációs görbéjéhez ( $D_{Ni}^{ol-olv} = 10$ ) képest az eltérés jelentős, amely irreálisan nagymértékű klinopiroxén-frakcionáció esetén valósulhatna meg (5. ábra a).

Annak ellenére, hogy az UZSA minta az 1-es típusú alkáli bazaltok közé tartozik, tartalmaz elenyésző mennyiségű klinopiroxén fenokristályt, ezért összevetettük a 2-es típusú alkáli bazalt (SAN) frakcionáció modellezésével is (5. ábra b). A hasonlóság jóval nagyobb, mint az előző esetben, azonban még így is olyan mértékű olivin + klinopiroxén együttkristályosodással lehetne csak az uzsai olivinek frakcionációját modellezni, amely mintegy 0,4 piroxén/olivin arányt eredményezne.

A SAG minta olivin-frakcionációs modellgörbéjére nagyon jól illeszkednek az uzsai olivinek (5. ábra c). Ha feltételezzük, hogy a két kőzet hasonló szülőmagmából eredeztethető, akkor az UZSA minta esetében 8,5  $D_{Ni}^{ol-olv}$  érték mellett mintegy 18 m/m%-os olivin-frakcionációt becsülhetünk.

Az olivinek Ni- és Fo-tartalma szempontjából konkrét, a modellezésre alkalmas tartományt nem tudunk kijelölni. Empirikus úton, a részletesen vizsgált, illetve az e pont elején említett alacsony maximális Fo- és Ni-koncentrációjú olivinkristályokat tartalmazó bazaltok alapján arra következtethetünk, hogy a modellezés annál biztosabb alapokon áll, minél inkább meredek Fo–Ni trend jellemzi az olivinpopuláció Fo-ben leggazdagabb csoportját (75. percentilis feletti értékek), amely lehetőleg a 2500–1200 ppm Ni- és a 89–82 mol% Fo-tartományba esik.



#### 4. ábra. Az olivin-piroxén frakcionáció modellezése

A bal oldalon az 1-es típusú alkáli bazaltok olivinjeinek összetételét ábrázoltuk, a jobb oldalon pedig a 2-es (SAN) és a 3-as típusú (KS, ST) kőzetekben lévőket. A fekete folytonos vonal a teljesközet-összetétel felhasználásával és a diagramokon feltüntetett  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel modellezett olivin frakcionáció görbéje. Kezdőpontja (0 m/m%) megegyezik a legnagyobb mért Ni-tartalmú olivin összetételével, vagy ha annak Mg#-a nem áll egyensúlyban a teljesközet-összetétellel, akkor a kettőből számított értékkel (Részletes magyarázat az 'Olivin- és klinopiroxén frakcionáció modellezése' c. fejezetben és az elektronikus mellékletben.).

Tisztán olivin frakcionáció becslése (bal oszlop). A folytonos fekete görbe mentén szürke számmal jeleztük a frakcionáció növekvő mértékét, a kettős keretben lévő szám mutatja az adott bazaltba számolt olivin frakcionációt (m/m%).

Olivin + klinopiroxén frakcionáció (jobb oszlop). Addig a pontig, amíg a mért olivin összetételek illeszkednek a tisztán olivin frakcionációs görbére, a modell nem különbözik a bal oldalitól. Utána viszont a mért értékek – az olivin + klinopiroxén együttkristályosodása révén – egy diagonális egyenesre illeszkednek (szaggatott vonal). A szaggatott vonal jobb végénél kettős keretben lévő szám mutatja a kezdeti, tisztán olivin frakcionáció mértékét, a vonal bal végénél a keretben lévő két szám pedig a teljes olivin- és klinopiroxén frakcionációt (utóbbi dőlt számmal)

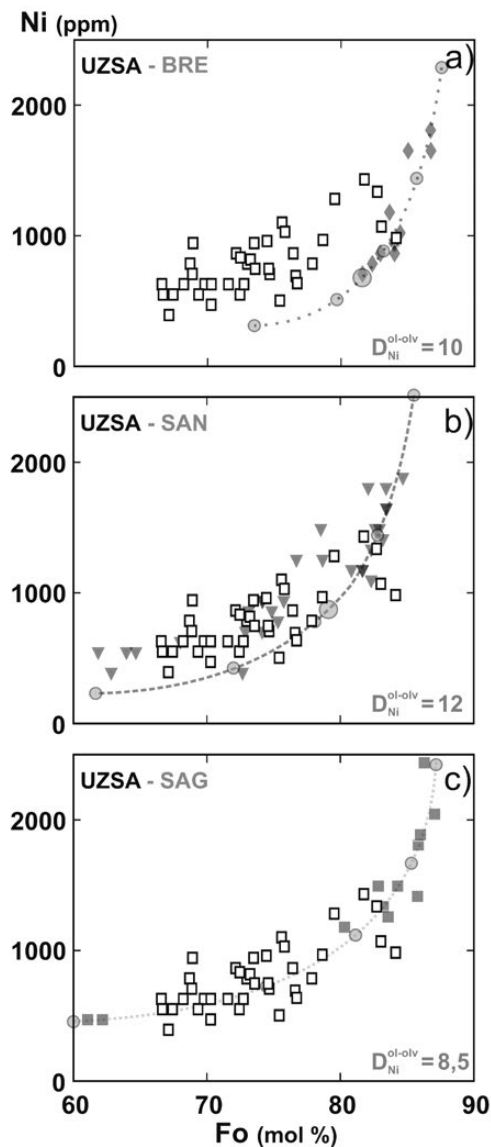
#### Figure 4. Modeling of olivine- and clinopyroxene fractionation

Olivines from the 1<sup>st</sup> type of alkaline basalts are on the left, from the 2<sup>nd</sup> (SAN) and 3<sup>rd</sup> type (KS, ST) on the right

Black continuous curves show calculated compositions of olivines during an olivine-only fractionation from the given alkaline basaltic melt (applied values  $D_{Ni}^{ol-olv}$  are indicated on each diagram). Its upper starting point (0 wt. %) matches with the composition of the most Ni-rich olivine measured in the sample, or if that olivine has too low Mg# being in equilibrium with the host rock then starting point represents an artificial olivine composition calculated from the host rock and the most Ni-rich olivine.

Olivine-only fractionation (left column): grey numbers along the black continuous curve indicate the rising degree of olivine fractionation, numbers in double frame show the total amount of olivine fractionation for each sample (both are wt. %).

Olivine + clinopyroxene fractionation (right column): until the measured olivine compositions are fitting to the black continuous curve the model is the same as in the left side. From a given point in the Fo-Ni plot measured olivine data points will fit to a diagonal linear trend (dashed line) because of co-crystallization of olivine and clinopyroxene. In a double frame at the right end of this line a number indicates the amount of olivine that was crystallized in the early, olivine-only fractionation phase. The total amounts of olivine and clinopyroxene fractionation (latter one with italic numbers) are shown in a single frame at the left end of the dashed line (both are wt. %)



### A modellezés eredményei és azok értékelése

#### Tisztán olivin-frakcionált magmák

Három minta (BRE, SAG, BARC) esetében az olivinek a Fo–Ni diagramon jól illeszkednek egy tisztán olivin-frakcionációs görbére, a megadott sorrendben csökkenő  $D_{Ni}^{ol-olv}$  szerint, amelynek értéke 10 és 8 között változik. Ebben a sorrendben nő a frakcionálódott olivin mennyisége 12,5-től 23 m/m%-ig (4. ábra). Az így kiszámolt olivin-mennyiségeket a teljeskőzet-összetételhez adva átlagosan 74,2 Mg-számú primitív olvadékokat kaptunk (III. táblázat).

#### Olivin- és klinopiroxén-frakcionált magmák

A másik három minta (KS, ST, SAN) esetében az olivinek kezdetben az exponenciális görbét követik, majd azt elhagyva egy lineáris trendet rajzolnak ki (4. ábra). A minták sorrendje szerint csökken a becsült  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéke 16-ról 12-re, és ennek megfelelően ugyanebben a sorrendben

#### 5. ábra. Frakcionáció modellezés elégtelen olivinösszetételei adatsor esetén

Amennyiben a vizsgált kőzetben a legmagasabb Ni-tartalmú olivin, valamint a teljeskőzet-összetétellel egyensúlyt tartó olivin Fo-tartalma is  $\leq 85$  mol%, a modellezés bizonytalaná válik, mivel a kezdeti, gyors olivin-frakcionációs szakasz hiányában a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket nem tudjuk megbecsülni és az elméleti olivin-frakcionációs görbét sem tudjuk elkészíteni. Ilyenkor geokémiaileg és petrográfiaileg hasonló kőzetek alapján végzett modellezés eredményével összevetve közelítő becslést adhatunk a magma frakcionációjára vonatkozóan.

A diagramokon egy olivin-firos alkáli trachibazalt (UZSA) olivin adatait (fehér négyzetek) hasonlítottuk össze a tanulmányban vizsgált három másik alkáli bazaltos kőzet frakcionáció modellezésével. Az olivin frakcionáció modellezése során alkalmazott  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéket minden diagramon feltüntettük

a) A Putikov vršok bazanitjának (BRE) olivin-frakcionációs görbéjéhez képest az uzsai olivinek akkora eltérést mutatnak, amit csak irreálisan nagymértékű klinopiroxén kristályosodással lehetne magyarázni, ami, ha egyáltalán lehetséges lenne, akkor egy klinopiroxén-firos bazaltot vezetne

b) Az olivin-piroxén-firos sanovičiai alkáli trachibazalt (SAN) frakcionációs modelljéhez viszonyítva már nagyobb a hasonlóság, azonban nincs olyan olivin/piroxén arányú frakcionáció, amellyel a felett uzsai olivinek Fo- és Ni-tartalma egyszerűen modellezhető lennének (Fo: 70–67 mol%, Ni: ~500 ppm).

c) A ság-hegyi bazalt (SAG) olivin-frakcionációs görbéjére jól illeszkednek az uzsai olivinek. Ha feltételezzük, hogy az uzsai trachibazalt a ság-hegyihez hasonló olvadékból képződött, és csak a nagy Fo-tartalmú olivinek hiányoznak belőle, akkor a SAG mintához tartozó frakcionációs görbe alapján mintegy 18 m/m%-os olivin frakcionációval számolhatunk az UZSA esetében. A két kőzet nagyon hasonló főelem-összetétele és Mg#-a alapján e becslés realitásnak tűnik

#### Figure 5 Fractionation modeling based on unsatisfactory amount of olivine data.

If the olivine with highest Ni-content and the equilibrium olivine calculated from the bulk rock has  $\leq 85$  mol% Fo-content the modeling could be uncertain. The lack of the first rapid olivine fractionation period makes the calculation of the  $D_{Ni}^{ol-olv}$  and the hypothetical olivine-only fractionation curve impossible. In this case it is worth to compare olivine data with the fractionation modeling of rock samples with similar geochemical and petrographical characteristics to get at least an approximate estimate of melt fractionation.

Olivine data (white squares) from an olivine pyritic alkaline trachybasalt (UZSA) are compared to the fractionation modeling of three other alkaline basaltic rocks from the Carpathian-Pannonian Region. The applied values  $D_{Ni}^{ol-olv}$  are indicated in each diagram.

a) Compared to the olivine fractionation curve of the basanite from Putikov vršok (BRE) olivines from UZSA have a so huge difference which could be explained only with an unrealistically high degree of clinopyroxene fractionation. Even if that would be possible it would cause a pyroxene rich basalt.

b) There seem to be similarities with the fractionation modeling of the olivine-pyroxene pyritic alkaline trachybasalt of Sanoviča (SAN), however not a single olivine/pyroxene ratio could lead to olivines with the Fo- and Ni-content like the primitive ones from UZSA sample (Fo: 70–67 mol%, Ni: ~500 ppm)

c) Olivines from UZSA are fitting well to the fractionation curve of SAG, an olivine pyritic alkaline trachybasalt. Assuming a similar parental melt for both basalts and the lack of high-Fo olivines from the UZSA sample an amount of 18 wt. % olivine fractionation is probable. The two rock samples have a very similar main elements composition and Mg# which makes the fractionation estimation realistic

nő a tisztán olivin frakcionációs szakaszban kristályosodott olivinek mennyisége is. Az olivin + piroxén együttkristályosodás szakaszában képződött olivinek aránya a legkisebb  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékű mintánál (SAN) a legnagyobb, ez hasonlít a leginkább a tisztán olivint kristályosító olvadékokhoz. Az így kiszámolt olivin és klinopiroxén mennyiségeket a teljeskőzet-összetételhez adva átlagosan 73,5 Mg-számú primitív olvadékokat kaptunk (III. táblázat).

#### A modellezés realitásának vizsgálata

A modell alapján azok az olvadékok, amelyekből klinopiroxén is kristályosodik, nagyobb  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel jellemezhetők. HART & DAVIS (1978) kísérletei alapján a bazaltos magma hőmérséklete és MgO-tartalma fordítottan arányos a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel. 5–10 m/m% MgO-tartalmú és 1250 °C hőmérsékletű olvadékra a nikkol olivinolvadék megoszlási együttható értéke 14–23, ugyanez a megoszlási együttható 10–17 m/m% MgO és 1350 °C mellett pedig már csak 7–12. Az általunk számolt primitív magmák összetétele és a

becsült értékek ezzel összhangban vannak. A kizárólag olivin-frakcionált olvadékokból (BRE, SAG, BARC) számolt primitív magmák 15–17 m/m% MgO-t tartalmaznak, a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  becsült értéke pedig 8–10. A klinopiroxént is kristályosító olvadékokból (KS, ST, SAN) számolt primitív magmák jellemzően 11–14 m/m% MgO-t tartalmaznak, a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értéke pedig 12–16.

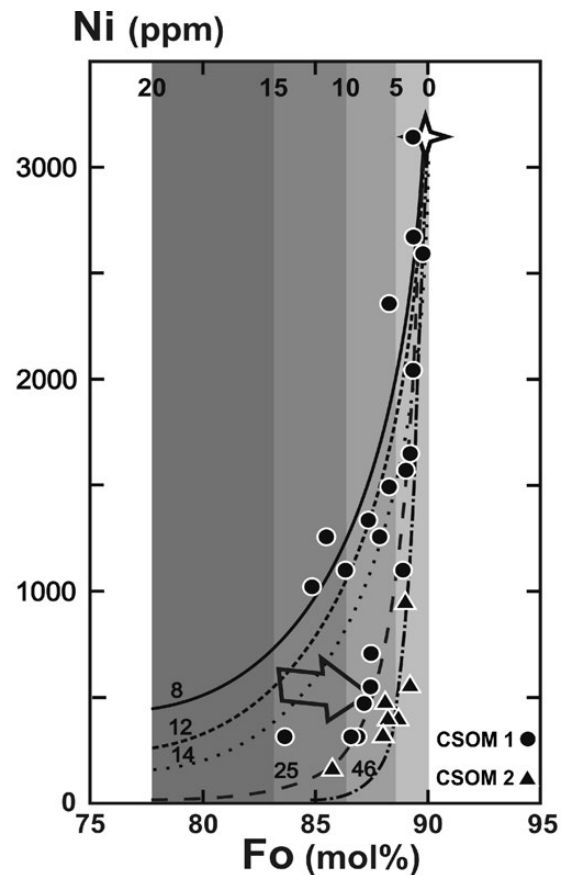
Számításaink eredménye egybevág a petrográfiai megfigyeléseinkkel is. Az 1-es típusú (olivin-firos) alkáli bazaltok (BRE, SAG, BARC) esetében a modell csak olivin frakcionációt mutatott ki. A 2-es típust képviselő SAN minta javarészt olivin fenokristályokat tartalmaz, de emellett mintegy 20–25% klinopiroxén is megjelenik. Frakcionáció-számolásunk eredménye 16,5 m/m% olivin és 5,5 m/m% klinopiroxén, amely az utóbbi ásvány 25%-os arányát jelenti. A 3-as típusú alkáli bazaltokban (ST, KS) a klinopiroxén a domináns fenokristály mintegy 70–80%-os aránnyal. Modellezésünk szerint ezeknél a mintáknál az olivin- és klinopiroxén-frakcionáció mértéke 7,5 és 31 m/m% (ST), illetve 5,5 és 20,5 m/m% (KS), ami 80,5%-os (ST) és 79%-os (KS) klinopiroxén aránynak felel meg.

Modellezésünk eredményeinek további ellenőrzése céljából a kiindulási teljeskörű főelem-összetételi adatokat felhasználva primitív magma-összetétel modellezést is végeztünk a LEE et al. (2009) által készített kalkulátorral (III. táblázat). Az így kapott primitív magmák Mg#-a hasonló ahhoz, amelyet az általunk kidolgozott modellel számoltunk, habár az egyes minták sokkal kisebb eltérést mutatnak egymástól. Saját eredményeinkhez képest e számolóprogram — mivel klinopiroxén-frakcionáció lehetőségével nem számol — nagymértékben túlbecsülte a primitív magma MgO-tartalmát két olyan minta esetében (KS, ST), amelyeknél jelentős klinopiroxén-frakcionációt mutattunk ki.

### Kitekintés a modellezés további felhasználási lehetőségére

A kifejlesztett olivin-frakcionáció modellezés robusztussága következtében használható lehet olyan esetekben is, amikor egy adott kőzetben idegen eredetű magmás olivin-kristályok találhatók, amelyek nagy összetételi változékonyságot mutatnak, és ennek eredetét szeretnénk feltárni. Egy ilyen eset bemutatására és a frakcionációs modell tesztelésére a Csomád dácitos lávakőzetében megjelenő, olivin ± klinopiroxén-tartalmú mafikus kristálycsomók olivinkristályait használtuk fel. Az itt felhasznált olivin-összetételi adatok Kiss (2014) PhD disszertációjából származnak.

A Fo–Ni diagramon (6. ábra) az 1. típusú mafikus kristálycsomók (CSOM 1) olivinjei egy Ni-gazdag és egy Ni-szegény populációt alkotnak, míg a 2. típusú kristálycsomókban (CSOM 2) található olivinek mind Ni-szegények. A legtöbb nikkelt tartalmazó olivin mint kiindulópont és a Persányi-hegység egyik alkáli bazaltos kőzete (BARC) alapján 8–46 között változó  $D_{Ni}^{ol-olv}$  érték mellett modelleztük az olivin-frakcionáció okozta Fo–Ni trendeket (6. ábra). E



6. ábra. Hipotetikus olivin frakcionáció modellezés a csomádi dácitban megjelenő mafikus kristálycsomók olivin adatai alapján

A csillag jelképezi a frakcionáció kiindulópontját. Az egyes görbék a rajtuk jelzett  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel számolt tisztán olivin-frakcionációt mutatják. A modellezéshez alkáli bazaltként a persányi-hegységi BARC mintát használtuk fel. A különböző mértékű (5, 10, 15 és 20 m/m%) olivin frakcionációt szürke sávok jelzik

Az 1. típusú kristálycsomók (CSOM 1) olivinjei közül a Ni-gazdagok egy 8–14 értékű alkáli bazaltos olvadékból vezethetők le. Ugyanezen minta Ni-szegény olivinjei javarészt egy sokkal nagyobb Ni olivin-olvadék megoszlási együtthatójú (25) trendre illeszkednek, ugyanakkor túl sok forsteritet tartalmaznak, hogysem a Ni-gazdagabb olivinnel egyensúlyt tartó magmából frakcionáció útján levezethetők lennének. A Ni-szegény olivinek nagy Fo-tartalma létrejöhett oxidáció és a vele járó Fe-vesztés révén, erre utalnak a bennük található vas-oxid tük. Az oxidáció okozta lehetséges Fo-növekedést a fekete nyíl mutatja.

A 2. típusú kristálycsomók (CSOM 2) olivinjei Ni-koncentrációjukhoz képest nagyon gazdagok Fo-ben. A persányi-hegységi bazaltmintát (BARC) alapján csak irreálisan nagy, 46-os érték mellett vezethetők le alkáli bazalt frakcionációjával. Mivel ezekben az olivinekben vas-oxid tük nem fordulnak elő és a kristályok gyakorlatilag üdék, a magas Fo-tartalmuk nem magyarázható oxidációval. Annnyi bizonyos, hogy a két kristálycsomó típus olivinjei nem származtathatók egyazon bazaltos olvadékból

Figure 6. Hypothetic olivine fractionation modeling based on olivine data from mafic crystal clots of the Csomád dacite

Curves show olivine-only fractionation calculated with the values of  $D_{Ni}^{ol-liq}$  that are marked on them. For the modeling composition of an alkaline basalt sample from the Persányi Mt (BARC) was used. Degree of olivine fractionation (5, 10, 15 and 20 wt.%) is marked by grey shaded bands.

The Ni-rich olivine crystals from the 1<sup>st</sup> crystal clot type (CSOM 1) could originate from an alkaline basaltic magma with a  $D_{Ni}^{ol-liq}$  value of 8–14. Ni-poor olivines with extremely high Fo-content from the same type fit to an olivine fractionation curve with a much higher value of  $D_{Ni}^{ol-liq}$  (25). The submicrometer sized iron oxide needles in them suggest the oxidation of olivine crystals which could lead to an anomalously high Fo-content. Possible increase of Fo-content by oxidation is marked with a big black arrow.

Olivines from the 2<sup>nd</sup> crystal clot type (CSOM 2) have extremely high Fo-content compared to their Ni-concentration. Based on the modeling these high-Fo olivines could precipitate from an alkaline basalt with an unrealistically high value of  $D_{Ni}^{ol-liq}$  (46) only. The lack of iron oxide needles in the relatively fresh, unaltered CSOM 2 olivines excludes the possibility of strong oxidation. Therefore it seems clear that the olivine crystals from the two crystal clot types cannot be derived from the same alkaline basaltic melt

modellezés alapján egyértelműen kijelenthető, hogy a két kristálycsomó-típus olivinjei nem származhatnak ugyanaból a szülőmagmából. A modellezéshez ugyanazt a primitív alkáli bazaltos magmaösszetételt felhasználva (BARC) a 2. típus olivinjei frakcionációval csak irreálisan nagy  $D_{Ni}^{ol-olv}$  érték (46) mellett vezethetők le e kiindulási magmaösszetételből, amely messze meghaladja a nikkellel elfogadott maximális  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékét (VILLEMANT et al. 1981). Erre a jelenségre több lehetséges magyarázat is adható: az olivinek veszíthettek valamelyest az eredeti Ni-tartalmukból, vagy eleve sokkal Ni-szegényebb magmából származnak, vagy esetleg a  $D_{Ni}^{ol-olv}$  felvehet ilyen nagy értéket is (ez a legkevésbé reális lehetőség) — viszont ez utóbbi esetben hiányoznak a Ni-gazdag olivinek a populációból.

Az 1. típusú kristálycsomók olivinjei közül a Ni-ben gazdagabbak reálisan levezethetők egy primitív alkáli bazaltos olvadékból 8–14 közötti  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékek mellett. Az 1000 ppm-nél kevesebb nikkelt tartalmazó olivinek viszont sokkal közelebb állnak a 2. típus olivinjeihez, habár azoknál magnéziumban szegényebbek. Amennyiben ezeket a kristályokat önállóan kezeljük, úgy többségük a kiindulási alkáli bazaltból 25-ös  $D_{Ni}^{ol-olv}$  érték mellett vezethető le. Az 1. típusú kristálycsomók olivinjeinek ilyen nagy összetételbeli különbségére a két legvalószínűbb magyarázat: vagy ténylegesen két külön populációt alkotnak, vagy pedig az olivinkristályok egy részének jelentősen megváltozott a Fo- vagy a Ni-tartalma a kristályosodásukat követően. Petrográfiailag semmi nem támasztja alá az első lehetőséget, ugyanis az 1. típusú kristálycsomók olivinjei között nem tapasztalható szöveti különbség. Amennyiben egy, azonos populációt feltételezünk, az ilyen kicsi (<1000 ppm) Ni-tartalom mellett túl nagy a Fo mennyisége. Ennek magyarázata lehetne Ni-vesztés vagy Mg-dúsulás is. Az olivin és a szilikátos magmák nikkellelre vonatkoztatott megoszlási együtthatója mindig nagyobb, mint 1 (pl. MYSEN 1979, VILLEMANT et al. 1981), azaz Ni-vesztés nem valószínű. Az olivinből oxidáció hatására kiváló vas-oxid tűk következtében megnő a Mg aránya, vagyis a Fo-tartalom is (CORTÉS et al. 2006). Mindössze 5 m/m% vas-oxid képződéssel magyarázható lenne a nikkellel-szegény olivinek nagy magnéziumtartalma, amely okozhatja a 6. ábrán látható eltérést a 8–14  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékkel számolt olivin frakcionációs görbektől. Fontos petrográfiai megfigyelés, hogy az 1. típusú csomókban számos olivinkristály apró vas-oxid tűket tartalmaz.

Összességében tehát az olivinek Fo–Ni-tartalma alapján végzett modellezés és a petrográfiai megfigyelések arra utalnak, hogy a két mafikus kristálycsomó típus olivinkristályai nem vezethetők le egyazon primitív magmából, illetve, hogy egyikük származhat a Persányi-hegységben talál-

ható alkáli bazaltok szülőmagmájához hasonlóan primitív olvadékból.

## Összegzés

Modellezésünk lényege és egyben előnye, hogy viszonylag kevés, könnyen mérhető geokémiai adat alapján, egyszerű lépésekben tudunk becslést adni kontinentális alkáli bazaltok olivin ± klinopiroxén frakcionációjára, valamint ez alapján a bazaltok szülőmagmájának főelem-összetételére. További előnye, hogy az ismert és gyakran használt primitív magmaösszetétel kalkulátorokkal szemben (pl. HERZBERG & ASIMOW 2008, 2015; LEE et al. 2009) e módszer alkalmas a klinopiroxén-frakcionáció modellezésére és az alkáli bazaltos olvadékok egyedi  $D_{Ni}^{ol-olv}$  értékének kiszámítására is.

A modellezéshez szükséges adatok:

- 1.) a vizsgált kőzet petrográfiai tulajdonságai;
- 2.) a fenokristályok (mind az olivinek és klinopiroxének) és a kőzet főelem-összetétele és Ni-koncentrációja.

Modellünk abban az esetben működik megbízhatóan, ha:

- 1.) a vizsgált kőzet olivin- vagy olivin- és klinopiroxén-firos, üde alkáli bazalt;
- 2.) a kőzet — és így a benne található olivinek — nem oxidálódtak;
- 3.) a kőzetben nincs jelentős mennyiségű Ni-gazdag magnetit vagy földköpeny eredetű olivin xenokristály, és nagyfokú amfibol frakcionáció sem történt.

A modell gyengeségei:

- 1.) Alacsony maximális Fo- és Ni-koncentrációjú olivinpopuláció esetén a számolást — a kizárólag olivinkristályosodás jellemezte Fo–Ni trend hiányában — nem tudjuk elvégezni.
- 2.) Habár a frakcionáció számolás egyes lépései egyszerűek, a klinopiroxént is tartalmazó kőzetek esetében a számolás igen hosszadalmas és további — főképp programozási — fejlesztést igényel.
- 3.) Módszerünk nem alkalmas a nagy nyomáson történt, köpenylitoszféra-beli kriptikus klinopiroxén frakcionáció (SMITH et al. 2008) modellezésére/kimutatására.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönjük BATKI Anikónak és KOVÁCS Istvánnak a kézirat alapos, részletes és lényegre törő bírálatát. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok során nyújtott segítségért BENDŐ Zsoltot illeti köszönet. A tanulmány SÁGI Tamás „ELTE/12422/115 (2017)” azonosító számú ÚNKP pályázata révén az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-17-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatásával készült.



## Irodalom — References

- ALI, S. & NTAFLÓS, T. 2011: Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region. — *Lithos* **121**, 176–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.001>
- ALI, S., NTAFLÓS, T. & UPTON, B. G. J. 2013: Petrogenesis and mantle source characteristics of Quaternary alkaline mafic lavas in the western Carpathian–Pannonian Region, Styria, Austria. — *Chemical Geology* **337–338**, 99–113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.12.001>
- BALÁZS E. & NUSSZER A. 1987: Magyarország medenceterületeinek kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli vulkanizmusa. (Unterpannonischer Vulkanismus der Beckengebiete Ungarns). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **69**, 95–113.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica Petrographica (Szeged)* **28**, 75–94.
- BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, CS. 1994: K/Ar-alter Tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. — In: CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologischen Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, 55–72.
- BALOGH K., LOBITZER, H., PÉCSKAY Z., RAVASZ C. & SOLTÍ G. 1990: Kelet-Stájerországi és Burgenlandi terciér vulkanitok K/Ar kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1988. évről* **I**, 451–468.
- CANÓN-TAPIA, E. 2016: Reappraisal of the significance of volcanic fields. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **310**, 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.010>
- CORTÉS, J. A., WILSON, M., CONDLIFFE, E. & FRANCALANCI, L. 2006: The occurrence of forsterite and highly oxidizing conditions in basaltic lavas from Stromboli volcano, Italy. — *Journal of Petrology* **47/7**, 1345–1373. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl012>
- DEMÉNY, A., VENNEMANN, T. W., HOMONNAY, Z., MILTON, A., EMBEY-ISZTIN, A. & NAGY, G. 2005: Origin of amphibole megacrysts in the Pliocene–Pleistocene basalts of the Carpathian–Pannonian region. — *Geologica Carpathica* **56/2**, 179–189.
- DOBOSI, G. & FODOR, L. 1992: Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, Southern Slovakia. — *Lithos* **28**, 133–150. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90028-W](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90028-W)
- DOBOSI, G. & JENNER, G. A. 1999: Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, north Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. — *Lithos* **46/4**, 731–749. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00093-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00093-0)
- DOBOSI, G., DOWNES, H., MATTEY, D. & EMBEY-ISZTIN, A. 1998: Oxygen isotope ratios of phenocrysts from alkali basalts of the Pannonian basin: evidence for an O-isotopically homogeneous upper mantle beneath a subduction-influenced area. — *Lithos* **42**, 213–223. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00043-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00043-1)
- DOBOSI, G., FODOR, R. V. & GOLDBERG, S. A. 1995: Late Cenozoic alkali basalt magmatism in Northern Hungary and Slovakia: Petrology, source compositions and relationship to tectonics. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 199–207.
- DOBOSI, G., SCHULTZ-GÜTTLER, R., KURAT, G. & KRACHER, A. 1991: Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. — *Mineralogy and Petrology* **43/4**, 275–292. <https://doi.org/10.1007/BF01164531>
- DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKACS, A., DOBOSI, G., JAMES, D. E., VASELLI, O., RIGBY, I. J., INGRAM, G. A., REX, D. & PÉCSKAY, Z. 1995: Petrology and Geochemistry of Late Tertiary Quaternary Mafic Alkaline Volcanism in Romania. — *Lithos* **35/1–2**, 6581. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)91152-Y](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)91152-Y)
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene–Pleistocene alkali basalts, Carpathian–Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 155–166.
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 2007: Composition of olivines in the young alkali basalts and their peridotite xenoliths from the Pannonian Basin. — *Annales Musei Historico-naturalis Hungarici* **99**, 5–22.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H. & DOBOSI, G. 2001: Geochemical characterization of the Pannonian Basin mantle lithosphere and asthenosphere: an overview. — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 259–280.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R. S. & SCHARBERT, H. G. 1993a: The Petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic-Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central-Europe. — *Journal of Petrology* **34/2**, 317–343. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.317>
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., JAMES, D., DOWNES, H., POULTIDIS CH. & SCHARBERT H. G. 1993b: A compilation of new major, trace element and isotope geochemical analyses of the young alkali basalts from the Pannonian Basin. — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* **16**, 5–26.
- FILLERUP, M. A., KNAPP, J. H., KNAPP, C. C. & RAILANU, V. 2010: Mantle earthquakes in the absence of subduction? Continental delamination in the Romanian Carpathians. — *Lithosphere* **2/5**, 333–340. <https://doi.org/10.1130/L102.1>
- GÎRBACEA, R. & FRISCH, W. 1998: Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat. — *Geology* **26/7**, 611–614. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0611:SITWPL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0611:SITWPL>2.3.CO;2)
- HARANGI, R. & HARANGI, SZ. 1995: Volcanological study of the Neogene basaltic volcano of Ság-hegy (Little Hungarian Plain volcanic field, Western Hungary). — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 189–197.
- HARANGI, SZ. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region — a review. — *Acta Geologica Hungarica* **44 2–3**, 223–258.
- HARANGI SZ. 2007: A Kárpát–Pannon térség legutolsó vulkáni kitérései — lesz-e még folytatás? (The last volcanic eruptions in the Carpathian–Pannonian Region — to be continued?). — *Földrajzi Közlemények* **131/4**, 271–288.
- HARANGI, SZ. & LENKEY, L. 2007: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. — In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds): *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area* Geological Society of America, Boulder, Colorado (USA), 67–92.
- HARANGI, SZ., VASELLI, O., TONARINZ C., SZABÓ CS., HARANGI, R. & CORADOSSI, R. 1995: Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (western Hungary). — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 173–188.

- HARANGI, SZ., MOLNÁR, M., VINKLER, A.P., KISS, B., JULL, A. T. J. & LEONARD, A. G. 2010: Radiocarbon dating of the last volcanic eruptions of Ciomadul Volcano, Southeast Carpathians, Eastern-Central Europe. — *Radiocarbon* **52/3**, 1498–1507. <https://doi.org/10.1017/S0033822200046580>
- HARANGI, SZ., SÁGI, T., SEGHEDI, I. & NTAFLÓS, T. 2013: A combined whole-rock and mineral-scale investigation to reveal the origin of the basaltic magmas of the Perşani monogenetic volcanic field, Romania, eastern-central Europe. — *Lithos* **180–181**, 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025>
- HARANGI, SZ., JANKOVICS, M.É., SÁGI, T., KISS, B., LUKÁCS, R. & SOÓS, I. 2015: Origin and geodynamic relationships of the late Miocene to quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern-central Europe. — *International Journal of Earth Sciences* **104**, 2007–2032. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-105-7>
- HART, S. R. & DAVIS, K. E. 1978: Nickel Partitioning between Olivine and Silicate Melt. — *Earth and Planetary Science Letters* **40/2**, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90091-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90091-2)
- HERZBERG, C. 2011: Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins. — *Journal of Petrology* **52**, 113–146. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egq075>
- HERZBERG, C. & ASIMOW, P. D. 2008: Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **9**, Q09001. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002057>
- HERZBERG, C. & ASIMOW, P. D. 2015: PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **16**, 563–578. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GC005631>
- HERZBERG, C. & O'HARA, M. J. 2002: Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. — *Journal of Petrology* **43/10**, 1857–1883. <https://doi.org/10.1093/ptrology/43.10.1857>
- HERZBERG, C., ASIMOW, P. D., ARNDT, N. T., NIU, Y., LESHNER, C. M., FITTON, J. G., CHEADLE, M. J. & SAUNDERS, A. D. 2007: Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites and komatiites. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **8**, Q02006. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001390>
- INKEY B. 1878: Két magyarhoni doleritről. — *Földtani Közlöny* **8**, 223–231.
- JANKOVICS, M. É., HARANGI, SZ. & NTAFLÓS, T. 2009: A mineral-scale investigation of the origin of the 2.6 Ma Füzes-tó basalt, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Pannonian Basin, Hungary). — *Central European Geology* **52/2**, 97–124. <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.2.1>
- JANKOVICS, M. É., HARANGI, SZ., KISS, B. & NTAFLÓS, T. 2012: Open-system evolution of the Füzes-tó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: Constraints from mineral textures and compositions. — *Lithos* **140**, 25–37. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.020>
- JANKOVICS, M. É., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., KISS, B., SÁGI, T., HARANGI, S. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. — *Bulletin of Volcanology* **75**, 749. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0749-7>
- JANKOVICS, M. É., HARANGI, SZ., NÉMETH, K., KISS, B. & NTAFLÓS, 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.
- JANKOVICS, M. É., TARACSAK, Z., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., BATKI, A., HARANGI, SZ. & HAUZENBERGER, CH. 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/10.1016/j.lithos.2016.06.030>
- JUGOVICS L. 1937: A Sághegy felépítése és vulkánológiai viszonyai. — *Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítő* **56**, 1214–1235.
- JUGOVICS L. 1948: Adatok Tátika-Prága-Sarvaly-hegyek vulkánológiai felépítéséhez. — *Földtani Közlöny* **78**, 196–205.
- JUGOVICS L. 1972: A Kisalföld bazalt és bazalttufa előfordulásai. — *Magyar Állami Földtani intézet évi jelentése az 1970. évről*, 79–101.
- KAWABATA, H., HANYU, T., CHANG, Q., KIMURA, J. I., NICHOLS, A. R. L. & TATSUMI, Y. 2011: The Petrology and Geochemistry of St. Helena Alkali Basalts: Evaluation of the Oceanic Crust-recycling Model for HIMU OIB. — *Journal of Petrology* **52/4**, 791–838. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egr003>
- KARÁTSÓN, D., TELBISZ, T., HARANGI, SZ., MAGYARI, E., DUNKL, I., KISS, B., JÁNOSI, C., VERES, D., BRAUN, M., FODOR, E., BIRÓ, T., KÓSIK, S., VON EYNATTEN, H. & LIN, D. 2013: Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **255**, 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.013>
- KARÁTSÓN, D., WULF, S., VERES, D., MAGYARI, E. K., GERTISSER, R., TIMAR-GABOR, A., NOVOTHNY, Á., TELBISZ, T., SZALAI, Z., ANECHITEI-DACU, V., APPELT, O., BORMANN, M., JÁNOSI, CS., HUBAY, K. & SCHÄBITZ, F. 2016: The latest explosive eruptions of Ciomadul (Csomad) volcano, East Carpathians — A tephrostratigraphic approach for the 51–29ka BP time interval. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **319**, 29–51. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.005>
- KIMURA, J.-I., & KAWABATA, H. 2015: Ocean Basalt Simulator version 1 (OBS1): Trace element mass balance in adiabatic melting of a pyroxenite-bearing peridotite. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **16**, 267–300. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GC005606>
- KISS B. 2014: A csomádi dácit petrogenézise: következtetések a magmatározó-rendszer felépítésére és folyamataira. — *PhD értekezés, ELTE Középtan-Geokémiai Tanszék, Budapest* 140 p.
- KISS, B., HARANGI, SZ., NTAFLÓS, T., MASON, P. R. D. & PÁL-MOLNÁR, E. 2014: Amphibole perspective to unravel pre-eruptive processes and conditions in volcanic plumbing systems beneath intermediate arc volcanoes: a case study from Ciomadul volcano (SE Carpathians). — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167**, 986. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0986-6>
- KONEČNÝ, V., LEXA, J. & BALOGH, K. 1999: Neogene–Quaternary alkali basalt volcanism of Slovakia: Review of volcanic forms and evolution. — *Geologica Carpathica* **50**, 112–115.

- KOVÁCS, I., FALUS GY., STUART, G., HIDAS, K., SZABÓ, CS., FLOWER, M. F. J., HEGEDŰS, E., POSGAY, K. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2012: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? — *Tectonophysics* **514**, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022>
- KOVÁČ, M., MÁRTON, E., OSZCZYPKO, N., VOJTKO, R., HÓK, J., KRÁLIKPVÁ, S., PLAŠIENKA, D., KLUČIAR, T., HUDÁČKOVÁ, N. & OSZCZYPKO-CLOWES, M. 2017: Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. — *Global and Planetary Change* **155**, 133–154. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004>
- LAUBIER, M., GROVE, T. L. & LANGMUIR, C. H. 2014: Trace element mineral/melt partitioning for basaltic and basaltic andesitic melts: An experimental and laser ICP-MS study with application to the oxidation state of mantle source regions. — *Earth and Planetary Science Letters* **392**, 265–278. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.053>
- LE BAS, M. J., LEMAITRE, R. W. & WOOLLEY, A. R. 1992: The Construction of the Total Alkali-Silica Chemical Classification of Volcanic-Rocks. — *Mineralogy and Petrology* **46/1**, 1–22. <https://doi.org/10.1007/BF01160698>
- LEE, C.-T. A., LUFFI, P., PLANK, T., DALTON, H. & LEEMAN, W. P. 2009: Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets. — *Earth and Planetary Science Letters* **279**, 20–33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.020>
- LEMARCHAND, F., VILLEMANT, B. & CALAS, G. 1987: Trace-Element Distribution Coefficients in Alkaline Series. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51/5**, 1071–1081. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90201-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90201-8)
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica, series Geologica* **26**, 192 p.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2005: Eruptive and depositional history of a Pliocene tuff ring that developed in a fluvio-lacustrine basin: Kissomlyó volcano (western Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **147/3–4**, 342–356. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.019>
- MASON, P. R. D., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & DOWNES, H. 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **297**, 157–176. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00167-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00167-X)
- MATTSSON, H. B. 2012: Rapid magma ascent and short eruption durations in the Lake Natron-Engaruka monogenetic volcanic field (Tanzania): A case study of the olivine melilititic Pello Hill scoria cone. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **247**, 16–25. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.07.009>
- MAURITZ B. & HARWOOD, H. F. 1937a: A celldömölki Sághegy bazaltos kőzete. — *Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítő* **55**, 938–958.
- MAURITZ B. & HARWOOD, H. F. 1937b: A Tátika-csoport bazaltos kőzetei. — *Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Természettudományi Értesítő* **55**, 75–103.
- MAURITZ B., HARWOOD, H. F., THEOBALD, L. S. & ENDRÉDY, E. 1948: A Dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. — *Földtani Közlöny* **78**, 134–169.
- MCGEE, L. E., BEIER, C., SMITH, I. E. M. & TURNER, S. P. 2011: Dynamics of melting beneath a small-scale basaltic system: a U-Th-Ra study from Rangitoto volcano, Auckland volcanic field, New Zealand. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **162/3**, 547–563. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0611-x>
- MCGEE, L. E., SMITH, I. E. M., MILLET, M. A., HANDLEY, H. K. & LINDSAY, A. M. 2013: Asthenospheric Control of Melting Processes in a Monogenetic Basaltic System: a Case Study of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. — *Journal of Petrology* **54/10**, 2125–2153. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt043>
- MYSEN, B. O. 1979: Nickel partitioning between olivine and silicate melt: Henry's law revisited. — *American Mineralogist* **64**, 1107–1114.
- NÉMETH, K. 2010: Volcanic glass textures, shape characteristics and compositions of phreatomagmatic rock units from the Western Hungarian monogenetic volcanic fields and their implications for magma fragmentation. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 399–419. <https://doi.org/10.2478/v10085-010-0015-6>
- NÉMETH, K. & KERESZTURI, G. 2015: Monogenetic volcanism: personal views and discussion. — *International Journal of Earth Sciences* **104/8**, 2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>
- NIU, Y. & O'HARA, M. 2003: Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. — *Journal of Geophysical Research* **108**, 2209–2228. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002048>
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONECNY, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ZEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 15–28.
- PELTZ, S., VAJDEA, E., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 1987: Contributions to the geochronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). — *D. S. Institutul de Geologie și Geofizică* **72**, 323 p.
- PILET, S., BAKER, M. B. & STOLPER, E. M. 2008: Metasomatized Lithosphere and the Origin of Alkaline Lavas. — *Science* **320 (5878)**, 916–919. <https://doi.org/10.1126/science.1156563>
- POUCHOU, J. L. & PICOIR, F. 1991: Quantitative Analysis of Homogeneous or Stratified Microvolumes Applying the Model "PAP". — In: HEINRICH, K. F. J. & NEWBURY, D. E. (eds): *Electron Probe Quantitation*. Springer, Boston, 31–75. [https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2617-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-1-4899-2617-3_4)
- PUTIRKA, K. D. 2005: Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: Evidence for thermally driven mantle plumes. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **6**, Q05L08. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GC000915>
- 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>

- SÁGI T. 2008: Petrogenetikai következtetések a Pannon-medence nyugati részén előforduló alkáli bazaltok képződésére olivin és spinell összetétel adatok alapján. — *Diplomamunka*, ELTE Közvetlen-Geokémiai Tanszék, 93 p.
- SATO, H. 1977: Nickel Content of Basaltic Magmas - Identification of Primary Magmas and a Measure of Degree of Olivine Fractionation. — *Lithos* **10/2**, 113–120. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(77\)90037-8](https://doi.org/10.1016/0024-4937(77)90037-8)
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., VASELLI, O., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., & PÉCSKAY, Z. 2004: Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian–Pannonian region: A review. — *Tectonophysics* **393**, 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.051>
- SEGHEDI, I., MAȚENCO, L., DOWNES, H., MASON, P. R. D., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2011: Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. — *Tectonophysics* **502/1–2**, 146–157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>
- SEGHEDI, I., POPA, R. G., PANAIOTU, C. G., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2016: Short-lived eruptive episodes during the construction of a Na-alkalic basaltic field (Perșani Mountains, SE Transylvania, Romania). — *Bulletin of Volcanology* **78**: 69. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1063-y>
- ŠIMON, & MAGLAY, J. 2005: Dating of sediments underlying the Putikov vrsoč volcano lava flow by the OSL method. — *Mineralia Slovaca* **37**, 7–40.
- SMITH, I. E. M., BLAKE, S., WILSON, C. J. N. & HOUGHTON, B. F. 2008: Deep-seated fractionation during the rise of a small-volume basalt magma batch: Crater Hill, Auckland, New Zealand. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155/4**, 511–527. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0255-z>
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1995: The Călimani–Gurghiu–Harghita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 145–153.
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 2013: The relevance of volcanic hazard in Romania: is there any? — *Environmental Engineering and Management Journal* **12**, 125–135.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1993: Peculiarities of South Harghita Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. — *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, Géologie* **37**, 21–37.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 2002: The most recent volcanism in the Carpathian–Pannonian Region. Is there any volcanic hazard? — *Geologica Carpathica* **53**, 193–194.
- TSCHIEGG, C., NTAFLOR, T., KIRALY, F. & HARANGI, SZ. 2010: High temperature corrosion of olivine phenocrysts in Pliocene basalts from Banat, Romania. — *Austrian Journal of Earth Sciences* **103**, 101–110.
- VALENTINE, G. A. & CONNOR, B. C. 2015: Basaltic Volcanic Fields. — In: SIGURDSSON, H. (ed.): *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edition). Academic Press, London, 423–439. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00023-7>
- VILLEMANT, B., JAFFREZIC, H., JORON, J. L. & TREUIL, M. 1981: Distribution Coefficients of Major and Trace-Elements - Fractional Crystallization in the Alkali Basalt Series of Chaîne-Des-Puys (Massif Central, France). — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45/11**, 1997–2016. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90055-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90055-7)
- VINKLER A. P., HARANGI SZ., NTAFLOR, T. & SZAKÁCS, A. 2007: A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata — petrogenetikai következtetések. — *Földtani Közöny* **137/1**, 103–128.
- 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/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009>
- ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I., SZABÓ, CS., HALTER, W. & PETTKE, T. 2007: Evolution of mafic alkaline melts crystallized in the uppermost lithospheric mantle: a melt inclusion study of olivine-clinopyroxenite xenoliths, northern Hungary. — *Journal of Petrology* **48/5**, 853–883. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm004>

Kézirat beérkezett: 2018. 02. 16.