

A dinamikus olvadási oszlop modell alkalmazása intrakontinentális bazaltvulkáni területeken

Taracsák Zoltán

Geológus MSc I. évfolyam

Témavezető:

Dr. Harangi Szabolcs, tanszékvezető egyetemi tanár (ELTE
TTK Közettan-Geokémiai Tanszék)

Konzulens:

Dr. Molnár Gábor, tudományos főmunkatárs (MTA–ELTE
Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport)

OTDK dolgozat

Budapest, 2014



Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Az olvadás folyamata, olvadási modellek	5
2.1. Az olvadás folyamatának geodinamikai háttere, fizikai és kémiai ismertetése	5
2.2. Pontszerű olvadási modellek és egyenletek	8
2.2.1. Egyensúlyi és frakcionációs olvadás	9
2.2.2. Dinamikus olvadás	10
2.3. A dinamikus olvadási oszlop modell	12
3. A dinamikus olvadási oszlop modell alkalmazási lehetőségei intrakontinentális bazaltvulkáni területeken	16
3.1. Az olvadás mélysége, és annak összefüggése a litoszféra vastagsággal	16
4. Esettanulmány a Kárpát-Pannon térségben: magmaképződés folyamata különböző vulkáni területeken	19
4.1. A Kárpát-Pannon térség geodinamikai háttere és neogén-kvarter vulkanizmusa	19
4.2. A vizsgált vulkáni területek teljes-kőzet geokémiája	21
4.2.1. Főelem-geokémia	21
4.2.2. Nyomelem-geokémia	23
4.3. Az alkáli bazaltok forrásrégiója, a nyomelem gazdagodás folyamata	23
4.4. Litoszféra vastagság meghatározása a vulkáni területek alatt	28
5. Összefoglalás	31
6. Köszönetnyilvánítás	33
7. Hivatkozáslista	34

1. Bevezetés

A bazaltos olvadékoknak kulcsfontosságú szerepe volt és van mind a mai napig a Föld arculatának kialakításában. Ezek felelősek a földtörténet korai szakaszában végbement differenciációs folyamatokért (mint például a földkéreg kialakulása), vagy a mai óceáni kéreg jelentős részének képződésért. A bazaltos olvadékok a felső földköpeny részleges (parciális) olvadásával keletkeznek, jellemzően 40-150 km-es mélységben, 1300-1500 °C hőmérsékleten. Ennek következménye, hogy az olvadás folyamatát a természetben nincs lehetőség megfigyelni. Az 1960-as évektől azonban lehetőség nyílt nagy nyomású és hőmérsékletű kísérletekkel reprodukálni ezeket a körülményeket (pl. Boyd és England, 1960), így utat adva a köpenyolvadás folyamatának mesterségesen történő tanulmányozásának, mely során főképp a különböző elemek és ásványfázisok viselkedését vizsgálták az olvadás során (pl. Green és Ringwood, 1967; Irving, 1978; Green és Pearson, 1983). A kísérletek mellett több, matematikai modell is született, melyek a különböző elemek koncentrációját számszerűen adják meg az olvadékban és a szilárd fázisban az olvadás során (Gast, 1968; Shaw, 1970; Maaløe, 1982; Sobolev és Shimizu, 1992; Zou, 1998; Shaw, 2000) adott beviteli paraméterek ismerete mellett, melyeket főképp a korábban említett kísérleti adatok szolgáltatnak. Ezeken az egyenleteken alapul a direkt olvadási modellezés módszere, mely során különböző forrásközetekből származtatott és olvadási mértékekkel számított olvadék-összetételeket összehasonlítunk mért, teljes közet-összetételekkel, így kvantitatívan meghatározhatjuk az adott közet forrásrégiójának kémiai és modális összetételét, valamint az olvadás mértékét. Ilyen direkt olvadási modellek az egyensúlyi olvadás (Schilling és Winchester, 1967; Gast, 1968) és a frakcionációs olvadás (Gast, 1968, Shaw 1970), melyek alkalmazása a legelterjedtebb. A legújabb olvadási modell az úgynevezett dinamikus olvadás (vagy más néven kritikus, vagy folytonos olvadás) mely az előző két modellhez képest összetettebben kezeli az olvadás folyamatát (Maaløe, 1982; Sobolev és Shimizu, 1992; Zou, 1998; Shaw, 2000).

Direkt olvadási modellezés során a különböző beviteli paramétereket (olvadás mértéke, teljes közetre vonatkoztatott megoszlási együtthatók, kémiai összetétel) jellemzően állandónak szokás tekinteni (pl. Jung és Marsberg, 1998; Jung et al., 2006; Harangi és Lenkey, 2007; Brenna et al., 2012; McGee et al., 2013), így magmás tevékenységek során a felszínre került olvadékokat egy vagy több, homogénnek tekinthető forrásrégióból származó

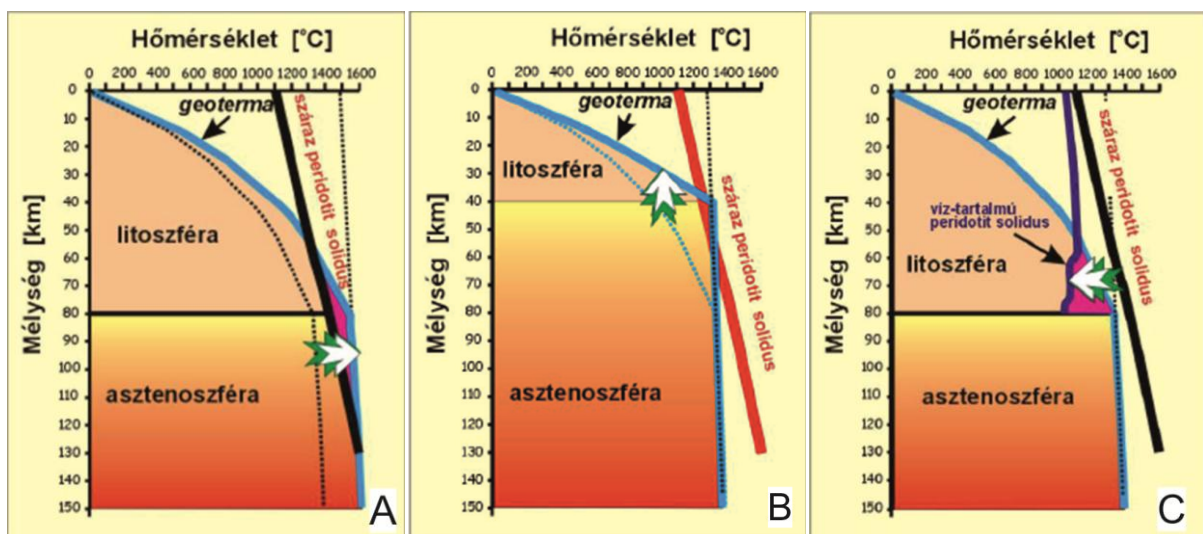
olvadékból, vagy olvadékok keverékéből lehet előállítani. Ezt pontszerű olvadási modellnek nevezzük, hisz ekkor az olvadás folyamata a forrásrégió egy pontjának olvadásával leírható. Ez azonban nem tekinthető reálisnak minden esetben, hisz sokszor a forrásrégió mind kémiai, mind közettanilag heterogén, valamint az olvadás mértéke se tekinthető állandónak a megolvadó közzettestben, főképp dekompressziós olvadás esetén. E problémák kiküszöbölésére nyílik lehetőség a dinamikus olvadási oszlop modellel, mely alapjait óceánközépi-hátságoknál keletkező bazaltokra (MORB, Mid Ocean Ridge Basalts) dolgozták ki (Langmuir et al., 1977). E modellnek (mely az olvadás folyamatát a korábbiakhoz képest valóságghűbben írja le) lehetséges alkalmazási módjai intrakontinentális területeken azonban kevésbé ismertek, bár korábbi, főelemeken alapuló modellezés alkalmazásra már van példa (Harangi et al., 2014). Emellett a nyomelemek viselkedése sincs leírva matematikai módszerekkel olvadási oszlop modellek esetén.

A dolgozatom során a korábban már főelemekre elvégzett modellezési módszernek nyomelemekre történő kiterjesztésére teszek kísérletet, valamint egy esettanulmányt is bemutatok, mely a Kárpát-Pannon térség négy (Bakony–Balaton-felvidéki, Kisalföldi, Persányi, valamint a Selmeci Vulkáni Területek) korábban már pontszerű, nyomelem alapú olvadási modellekkel megvizsgált (pl. Harangi, 2001; Harangi és Lenkey, 2007) vulkáni területének magmaképződésével foglalkozik.

2. Az olvadás folyamata, olvadási modellek

2.1 Az olvadás folyamatának geodinamikai háttere, fizikai és kémiai ismertetése

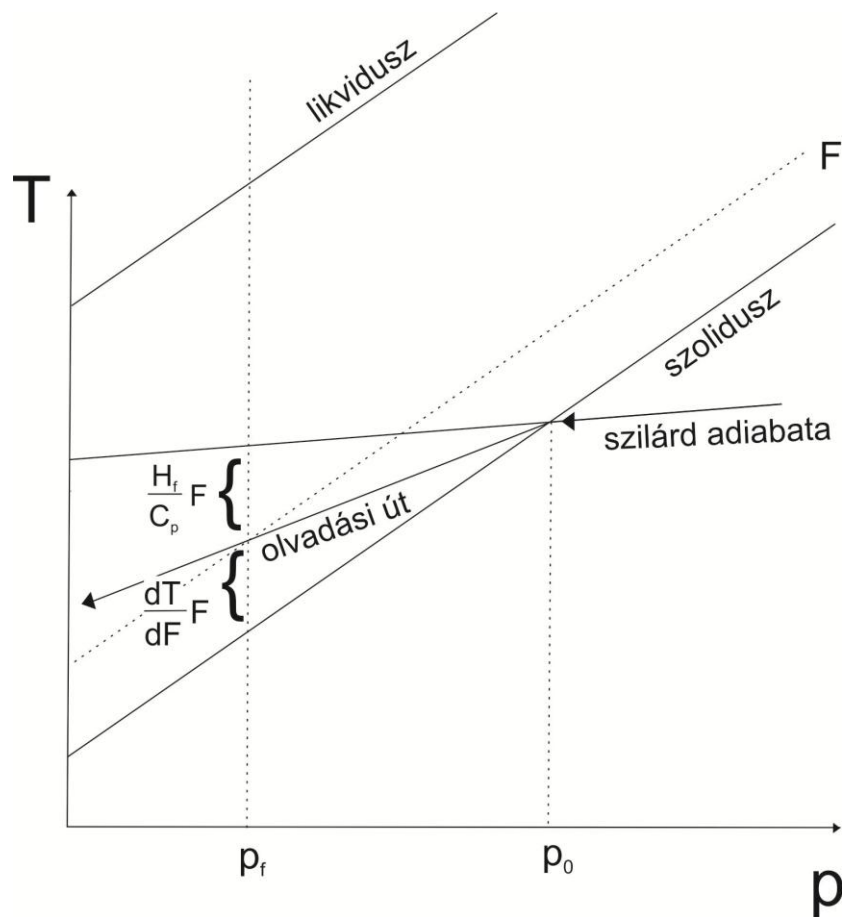
Ahhoz, hogy egy szilárd kőzetanyag olvadása megkezdődjön, át kell lépnie az adott ásványi és kémiai összetételre vonatkozó szoliduszt. Erre háromféleképpen van lehetőség: a kőzettel energiát közölve, így megemelve a hőmérsékletét szolidusz fölé (1/A. ábra.), a kőzetre eső nyomás mennyiségét csökkentve (1/B. ábra), valamint a szolidusz értékét csökkentve (valamilyen kémiai komponens, pl. H_2O vagy CO_2 hozzáadásával, 1/C. ábra). Az első eset leginkább forró foltoknál végbemenő olvadáshoz köthető. A második eset óceánközépi-hátságok, valamint ív mögötti medencék alatt jellemző (úgynevezett dekompressziós olvadás), míg a harmadik szubdukciós területeken fordul elő. Mivel a bazaltos intrakontinentális vulkáni területek többsége a második csoportba tartozik (főképp ív mögötti medencékhez köthetőek), ezért részletesebben ez lesz tárgyalva.



1. ábra: Az olvadás folyamatának lehetséges módjai. A: geoterma megemelkedése miatt végbemenő olvadás; B: dekompressziós olvadás; C: a szolidusz hőmérsékletének csökkenése adott nyomáson (forrás: Harangi, 2001).

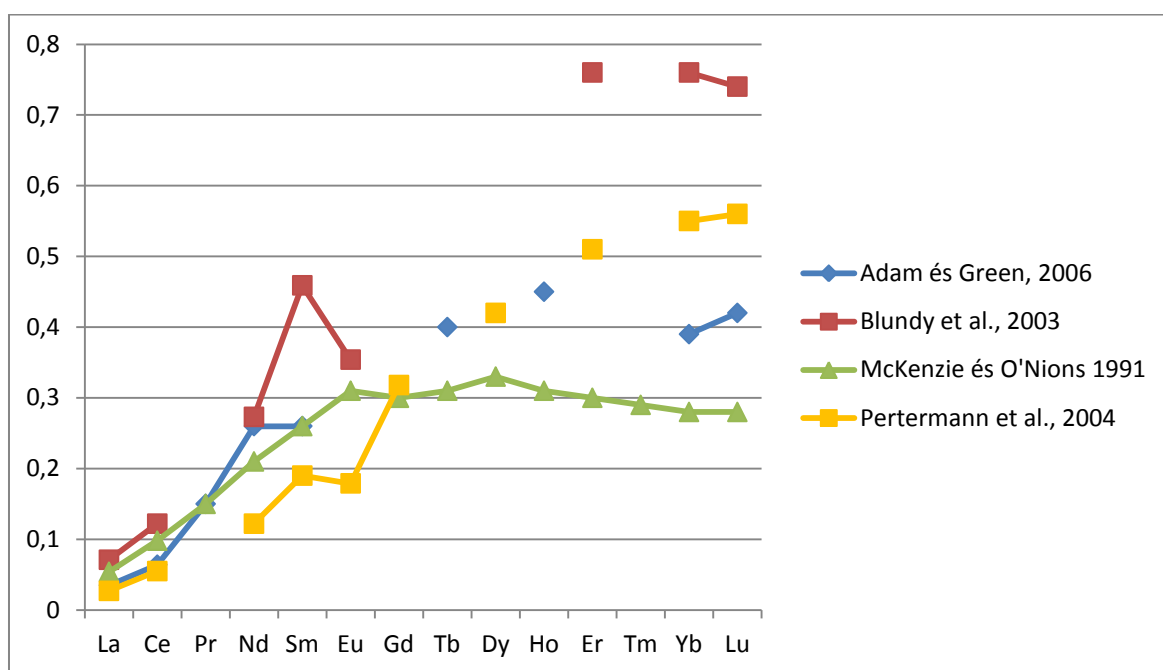
Dekompressziós olvadás során (1/B. ábra) az olvadást az asztenoszféra kvázi-adiabatikus felemelkedése idézi elő. A szolidusz eléréséig a felemelkedő anyag hőmérséklete kis mértékben csökken ($(dT/dp)_{ad}$ ennek értéke óceánközépi-hátságok esetén $10\text{ }^{\circ}\text{C/GPa}$ és $20\text{ }^{\circ}\text{C/GPa}$ közé esik, 2. ábra), majd az olvadás megkezdődése után a hőmérséklet meredekebben kezd csökkeni, mivel az olvadás folyamata hőt fog elvonni a rendszerből. Ez a

hőmérséklet csökkenés megegyezik $(H_f/C_p)F$ -el (ahol H_f az anyag olvadáshője, C_p a fajhője, és F az olvadás mértéke, 2. ábra). A felemelkedő kőzetanyagban az olvadás mértéke a nyomáscsökkenéssel együtt nőni fog, azon esetben, ha az olvadási görbe meredeksége kisebb, mint a szoliduszé (a szolidusz értéke 2 és 4 GPa nyomás között egyenesnek tekinthető, mely meredeksége $100\text{ }^{\circ}\text{C/GPa}$, Hirschmann, 2000). E növekedés leírható egy jellemzően konstans értékkel (melting function, $\gamma=dF/dp$, az olvadás mértékének változása egységnyi nyomáscsökkenés hatására). Így, a felemelkedő asztenoszféra anyagban létrejön egy úgynevezett olvadási oszlop, melyben az olvadás mértéke a mélység csökkenésével növekszik (Langmuir et al., 1977). Ebben az olvadási oszlopban az olvadás mértéke átlagosan $F_{\max}/2$ -nek tekinthető (Langmuir et al, 1992).



2. ábra: A dekompresszió olvadás folyamata p/T diagramon (Langmuir et al. 1992 után). Az olvadás p_0 nyomáson indul, ahol a szoliduszt metszi a felemelkedő anyag adiabatája. Az olvadás során az olvadás mértéke nyomáscsökkenéssel nő egy adott nyomásig, ahol az olvadás megáll (ez a nyomás p_f és az olvadás mértéke itt $F_{\max}$).

A keletkező olvadékok összetételét a fizikai paraméterek (nyomás, potenciális hőmérséklet) mellett kémiai és közettani paraméterek is befolyásolják, mint például a forrásközet kémiai összetétele, illótartalma, valamint az ásványos összetétel és az ásvány/olvadék megoszlási együtthatók (3. ábra). A megoszlási együtthatók értékét jellemzően nagy nyomáson/hőmérsékleten elvégzett olvasztási/frakcionációs kísérletekkel határozzák meg (pl. Blundy et al., 2003; Pertermann et al., 2004; Adam & Green, 2006). A kísérleti adatokból számolt megoszlási együtthatókban azonban sok esetben jelentős eltérések lehetnek, mely oka főképp a különböző körülmények között (p, T, kémiai összetétel, stb.) végrehajtott kísérletek. Ezért, kvantitatív modellezés során különösen fontos a körülményeknek leginkább megfelelő megoszlási együtthatókat felhasználni.



3. ábra: Olvasztási/kristályosítási kísérletekkel meghatározott ritkaföldfém megoszlási együtthatók klinopiroxén és bazaltos/bazanitos olvadék között. Látható, hogy míg könnyű-ritkaföldfémekre a megoszlási együtthatók értéke csak kis mértékben különbözik, nehéz-ritkaföldfémek esetén az eltérés akár kétszeresnél is nagyobb lehet.

Egyes elemek segítségével lehetőség nyílik az olvadás körülményeire következtetni. A főelemek közül a nátrium, a foszfor és a titán leginkább az olvadás mértékére érzékenyek. A magnézium és a vas-tartalom növekedik, a szilícium, a kalcium és az alumínium-tartalom pedig csökken nyomáscsökkenés hatására (Niu et al., 2011). A nyomelemek közül a legfontosabb elemek az erősen inkompatibilis elemek, melyek érzékenyen jelzik az olvadás mértékét. A nehéz-ritkaföldfémek a forrásközet ásványos összetételéről szolgáltatnak

információt (koncentrációjuk lényesen alacsonyabb, ha a forráskőzet gránátot is tartalmazott), a LIL elemek pedig (Large Ion Lithophile Elements, kis töltésű/nagy ionsugarú litofil elemek) szubdukciós környezetet indikálnak (a köpenyékben végbemenő metasomatózis hatására dúsulnak a forráskőzetben).

2.2 Pontszerű olvadási modellek, olvadási egyenletek

Az egyes elemek koncentrációját az olvadékban lehetséges különböző olvadási egyenletekkel megadni. Az elmúlt fél évszázadban három olvadási modell is született, melyekkel az olvadás folyamatát próbálták leírni. Ezek az egyensúlyi olvadás (Schilling és Winchester, 1967; Gast, 1968), a frakcionációs olvadás (Shaw, 1970), valamint a dinamikus olvadás (Langmuir et al. 1977; Maaløe, 1982; Sobolev és Shimizu, 1992; Zou, 1998). E modellek minden esetben pontszerű olvadást tételeznek fel (pontszerű olvadás során az olvadás egy kőzettanilag és kémiaiilag teljesen homogén anyagban megy végbe, és a megolvadó térrészben az olvadás mértéke állandónak tekintett). Az olvadási egyenletekben felhasznált jelölések a következők:

A_α : α fázis mennyisége a forráskőzetben

B_α : α fázis mennyisége a kiolvadó fázisokban

C_0 : az adott elem koncentrációja a forráskőzetben olvadás előtt

C_l : az adott elem koncentrációja az olvadékban

$D_{\alpha/l}$: α fázis és az olvadék közötti megoszlási együttható

D_0 : az adott elem teljes kőzetre vonatkoztatott megoszlási együtthatója

F : az olvadás mértéke

P_0 : az adott elem kiolvadó fázisokra vonatkoztatott teljes megoszlási együtthatója

X : A szegregálódott olvadék mennyisége a kiindulási kőzet mennyiségére vonatkoztatva

Φ : Kritikus tömegporozitás

D_0, P_0, X kiszámításának módja a következő:

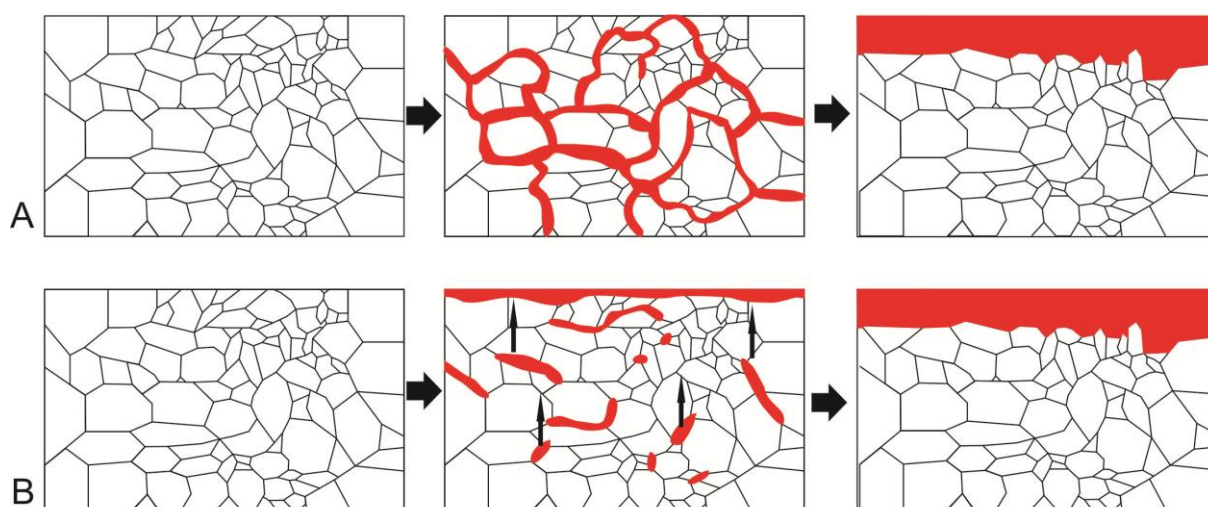
$$D_o = \sum A_\alpha D_{\alpha/l} \quad (1)$$

$$P_o = \sum B_\alpha D_{\alpha/l} \quad (2)$$

$$X = \frac{F - \Phi}{1 - \Phi} \quad (3)$$

2.2.1 Egyensúlyi és frakcionációs olvadás

Az egyensúlyi és a frakcionációs olvadási modellek két végpontot képviselnek az olvadási modellek között. Egyensúlyi olvadás során az olvadék állandó kémiai egyensúlyt tart a megolvadó kőzettel, majd az olvadás befejeztével az olvadékfázis tökéletesen szegregálódik a szilárd fázistól (így létrehozva egy reziduális fázist, mely összetételét tekintve kimerült jellegű, 4/A ábra; 6. ábra). Frakcionációs olvadás során az olvadék nem fog kémiai egyensúlyt fenntartani a szilárd fázissal, hanem az egyes olvadékcseppek keletkezésük után azonnal elkülönülnek a szilárd fázistól (4/B ábra; 6. ábra). Az olvadékcseppek később összeállhatnak, így nagyobb olvadékcsoomagokat alkotva indulnak a felszín felé (ez az úgynevezett akkumulációs frakcionációs olvadás). Az olvadék elkülönülését mindkét modell esetén a szilárd és az olvadékfázis közötti sűrűségkülönbség hajtja (a bazaltos olvadék sűrűsége jellemzően 2800 kg/m^3 , míg a megolvadó köpenyanyagé $\sim 3300 \text{ kg/m}^3$, McKenzie, 1984). Bár a frakcionációs és az egyensúlyi olvadás között a különbség a szegregáció módja, ez egyben az olvadék kémiai összetételére is befolyással lesz (4. és 5. egyenlet, 5. ábra).



4. ábra: Az olvadék elkülönülés folyamata egyensúlyi (A) és frakcionációs (B) olvadás esetén. Egyensúlyi olvadás során az olvadékcseppek mindvégig kapcsolatban vannak a megolvadó kőzettel, valamint a többi olvadékcseppel egyaránt, míg frakcionációs olvadás esetén az olvadék gyakorlatilag azonnal szegregálódik. A végső fázisban az olvadék mindkét esetben tökéletesen szegregálódik a forráskőzettől, és bár mennyisége megegyező, mégis eltérő összetétellel fog rendelkezni.

Az egyensúlyi olvadási modellt elsőként Gast (1968) írta le (4. egyenlet), mellyel megadható adott F esetén a C_0 értéke. A frakcionációs olvadást az 5. egyenlet írja le (Shaw, 1970). A bemutatott egyenletek minden esetben nem-modális olvadási móddal számolnak

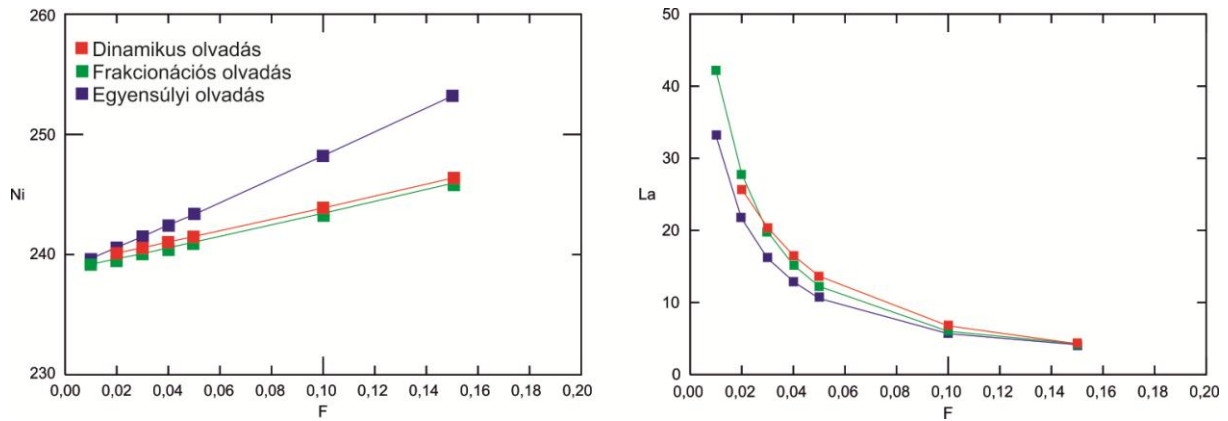
(tehát az olvadás során a kőzetet alkotó ásványfázisok nem a modális összetétellel megegyező módon lépnek az olvadékba):

$$C_l = \frac{C_0}{D_0 + F(1 - P_0)} \quad (4)$$

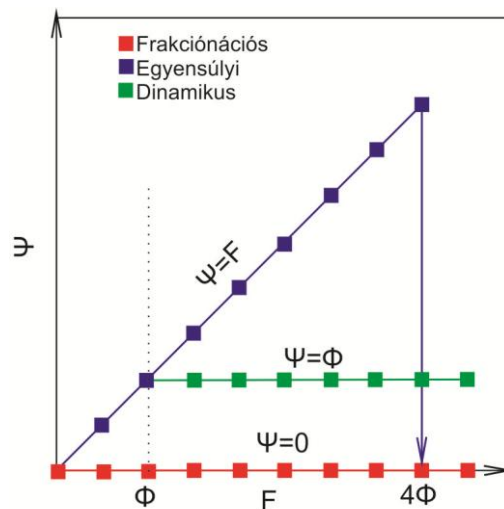
$$C_l = \frac{C_0}{F} \left(1 - \left(1 - \frac{FP_0}{D_0} \right)^{1/P_0} \right) \quad (5)$$

2.2.2 Dinamikus olvadás

A dinamikus olvadás modellje, mely elméleti alapjait Langmuir és munkatársai (1977) fektették le, egyfajta átmenetet képez az egyensúlyi valamint a frakcionációs olvadás között. Az eredeti modellben a köpenyanyag feláramlása során a nyomáscsökkenés hatására eléri a szoliduszt, és elkezd olvadni. Az így keletkező olvadék mindaddig egyensúlyt tart a megolvadó köpenyanyaggal, amíg az olvadék mennyisége el nem ér egy adott értéket (a kritikus tömeg porozitás értékét, Φ , mely értékét jellemzően konstans 0,01-nek tekinthetjük). Ezt az értéket átlépve az olvadás egyensúlyiból frakcionációsba lép át. Így, ha az olvadék mennyisége meghaladja a Φ értékét dF -fel ($F = \Phi + dF$), akkor azonnal dF mennyiségű olvadék szegregálódni fog az olvadó rendszerből (6. és 7. ábra). Az olvadás végén a reziduális fázisban visszamarad a meg nem olvadt szilárd fázis, valamint Φ értékének megfelelő mennyiségű olvadék (Langmuir et al., 1977; Zou, 1998; 6/A ábra).



5. ábra: A különböző (pontoszerű) olvadási modellek hatása a La (inkompatibilis) és a Ni (kompatibilis) elemek koncentrációjára az olvadás mértékének (F) függvényében. Kompatibilis nyomelemeket leginkább az egyensúlyi olvadás dúsítja, legkevésbé pedig a frakcionációs olvadás, míg az inkompatibilis nyomelemek esetén ez pont fordítva történik. Dinamikus olvadás során a koncentrációértékek a két másik olvadási modell között helyezkednek el, bár megegyező mértékű olvadás esetén az inkompatibilis nyomelemek nagyobb mértékben dúsulnak dinamikus olvadás során, mint frakcionációs olvadáskor (ha $F > 3\%$). Ennek oka, hogy dinamikus olvadás során a szegregálódott olvadék mennyisége 1%-al kevesebb (kismértékű olvadás esetén), mint frakcionációs olvadáskor, így az olvadék összetétele egy kisebb mértékű olvadást jelez (bár ez az eltérés 8-10%-os F felett már mérési hibán belüli). A koncentráció értékek ppm-ben.



6. ábra: A tömegporozitás (Ψ , mely megadja az olvadék mennyiségét a megolvadó kőzetben) értékének változása az olvadás mértékének függvényében egyensúlyi, frakcionációs, valamint dinamikus olvadás esetén (Zou, 1998 után). Egyensúlyi olvadáskor Ψ megegyezik F-fel az olvadás befejeződéséig, tehát az olvadék végig kapcsolatban van a megolvadó kőzettel. Frakcionációs olvadás során az olvadék azonnal távozik az olvadás helyéről, így Ψ értéke konstans 0. Dinamikus olvadás során $F \leq \Phi$ értékig $\Psi = F$, míg ha $F \geq \Phi$, akkor $\Psi = \Phi$.

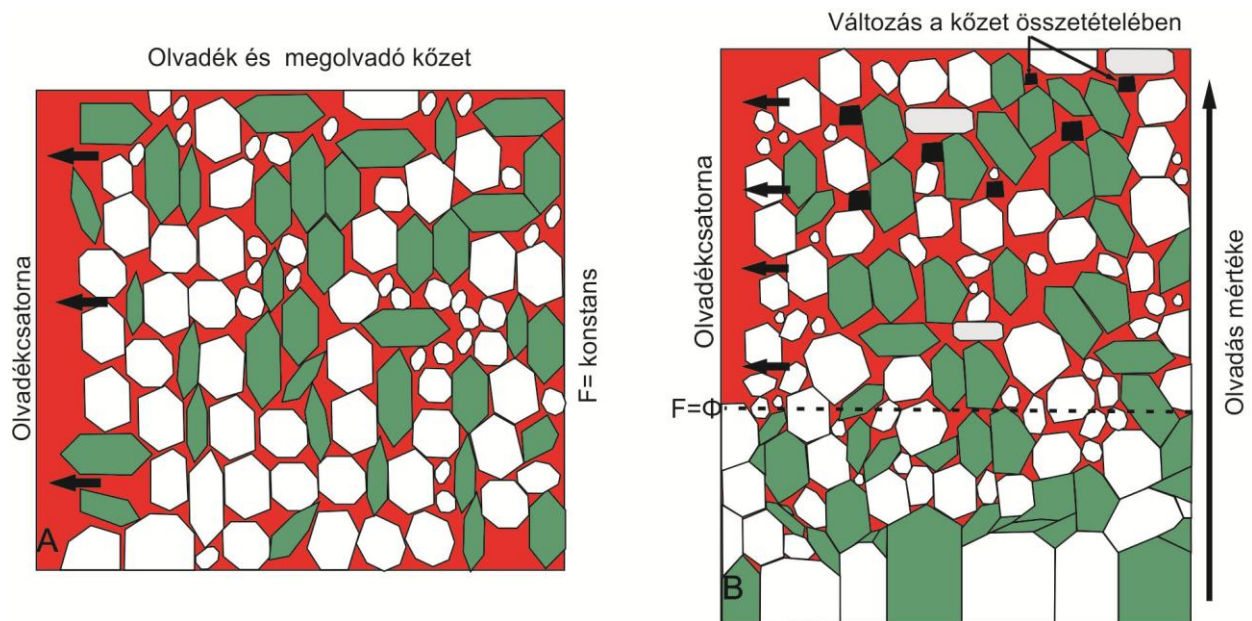
Dinamikus olvadás során az olvadék összetétele jellemzően az egyensúlyi és a frakcionációs olvadás során kapott összetételek közé esik (5. ábra), bár az jobban hasonlít a frakcionációs olvadással számolt olvadék-összetételekhez. Ennek oka, hogy a Φ értékét jellemzően igen kicsinek (0,01) vesszük, így az olvadás folyamatát inkább a frakcionációs

olvadással jellemezhető szakasz dominálja. A dinamikus olvadás során keletkező olvadék összetétele, ha a frakcionációs olvadáshoz hasonlóan akkumulációt feltételezünk az olvadás után (Zou, 1998):

$$C_l = \frac{C_0}{X} \left(1 - \left(1 - \frac{X(P_0 + \Phi(1-P_0))}{D_0 + \Phi(1-P_0)} \right)^{\frac{1}{\Phi + (1-\Phi)P_0}} \right) \quad (6)$$

2.3 A dinamikus olvadási oszlop modell

A korábban bemutatott modellek, mint az a 4., 5., és 6. egyenletben látható, csak kémiai és modális összetétel szempontjából homogén forrásközet esetén alkalmazhatóak. Egyes bazaltos olvadékok összetétele azonban nem magyarázható homogén kőzetek megolvadásával. Ennek fő oka az lehet, hogy a bazaltok jellemző forrásrégiója, a felső asztenoszféra sok esetben inhomogén összetételű, mely oka a szubdukció során az asztenoszféraába kerülő óceáni kéregdarabok különböző mélységben történő felhalmozódása, jellemzően MORB jellegű eklogitként (pl. Zindler et al., 1984; Weaver, 1991). Ennek a heterogenitásnak kézzel fogható bizonyítékai a különböző kratonok területén, jellemzően kimberlitek által felszín közelbe hozott eklogit xenolitok, melyeket prekambriumi óceáni kéreg maradványinak feltételeznek (Barth et al., 2001; Jacob et al., 2005).



7. ábra: A pontszerű dinamikus olvadás (A), valamint a dinamikus olvadási oszlopban végbemenő olvadás (B) folyamata. Pontszerű olvadás esetén a homogén forráskőzet teljes részén állandó az olvadékelkülönülés az olvadékcsonalába (ha $F > \Phi$). Ezzel szemben az olvadási oszlopban, amíg F nem éri el Φ értékét, addig nincs szegregáció, majd ezt átlépve megindul az elkülönülés, és az olvadék az olvadékcsonalán keresztül távozik az olvadás helyéről. Az olvadási oszlopba beleépíthető ásványtani változás is. A szegregálódott olvadékban az egyes elemek koncentrációja eltérő lesz a két modell esetén.

A pontszerű olvadási modellekkel ezt a problémát kétféleképpen lehet kiküszöbölni. Az egyik lehetőség, hogy a több különböző forráskőzet kémiai és ásványtani összetételét, valamint a kiolvadó fázisok arányát súlyozottan átlagoljuk a forrásrégióban található kőzetekre jellemző értékekkel, így egy, a forrásrégió egészét jól leíró, homogén összetétellel számolhatunk. A másik lehetséges mód, hogy a heterogén forrásrégió különböző komponenseit úgy kezeljük, mintha azok egymástól elkülönült kőzettestek lennének, így a végleges olvadék összetételét több forrásból származó olvadékok súlyozott átlagolásával állítjuk elő. Ezen módszerek azonban aligha kezelik megfelelően a forrásrégió heterogenitása miatt felmerülő problémákat. Az előbbi módszer esetén nincs lehetőség a különböző forráskőzetek különböző mértékben történő megolvasztására, annak ellenére, hogy a különböző komponensek szolidusza jellemzően eltérő (ez akár több mint 100-200 °C-os eltérés is lehet). Így, ha a hőmérsékletük nem tér el drasztikusan (ami az asztenoszféra konvektív hővezetése miatt nem valószínű), az alacsonyabb szolidusszal rendelkező kőzet nagyobb mértékben tud megolvadni. Az utóbbi modell legfőbb problémája, hogy az olvadás folyamatát irreális módon írja le, mivel egymástól külön kezeli a forráskőzeteket, bár a valóságban azok egy rendszert alkotnak.

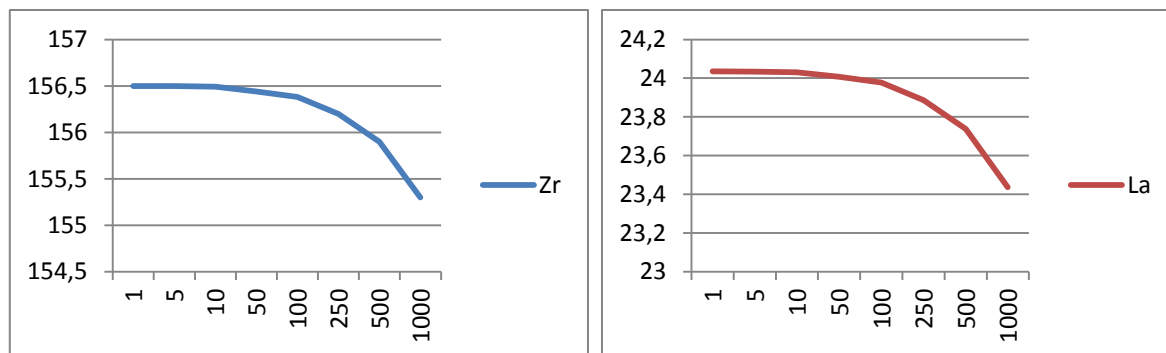
E problémák kiküszöbölésére lehetőség nyílik a dinamikus olvadási oszlop modell segítségével. A dinamikus olvadás modelljét már első leírásakor is olvadási oszlopra alkalmazták (Langmuir et al., 1977), azonban matematikailag is felírt modell eddig csak pontszerű olvadásra készült (6. egyenlet, Zou, 1998).

Ahhoz, hogy a dinamikus olvadás modelljével, olvadási oszlopból szegregálódó olvadék összetételét megadjuk, elsőként a különböző paramétereket (C_0 , D_0 , P_0 , F) változóként kell tekintsük. F értéke az olvadási oszlopban felfelé minden esetben növekedni fog, jellemzően egy konstans értékkel (2. ábra), míg a C_0 , D_0 , és P_0 értékét változóként kezelve lehetőség nyílik a modellbe közettani és/vagy kémiai heterogenitást beépíteni (7. ábra). Ha a közettani heterogenitás miatt a szoliduszban különbségek lépnek fel (pl. adott mélységben víztartalmú peridotitot, vagy eklogitot feltételezünk), akkor lehetőség van a modellben az olvadás mértékét a megfelelő értékre növelni az adott mélységintervallumra.

Ezen értékeket legegyszerűbben úgy lehet kvázi változóként tekinteni, ha az olvadási oszlopot mélységben kis kiterjedésű cellákból építjük fel. Ezekben az „olvadási cellákban” már reálisan tételezhetünk fel homogén közettani és kémiai jelleget, valamint állandó F értéket, így alkalmazhatjuk a pontszerű olvadás egyenletét. Az olvadási cellák kiterjedését lehetőség van továbbá az olvadási oszlopon belül változtatni. A cellák vastagságának csökkentésével pontosabb eredményekhez juthatunk ásványfázis átalakulások zónájában, vagy heterogén forrás esetén (8. ábra). Egy adott elem koncentrációja az olvadékban megadható az alábbi egyenlettel, i darab olvadási cella esetén (a részletes levezetés az 2. függelékben található):

$$C_l = \frac{\sum_{i=1}^n C_{0i} \left(1 - \left(1 - \frac{X_i (P_{0i} + \Phi(1-P_{0i}))}{D_{0i} + \Phi(1-P_{0i})}\right)^{\frac{1}{\Phi(1-\Phi)P_{0i}}}\right)}{\sum_{i=1}^n X_i} \quad (7)$$

Az olvadási oszlop modell esetén már nem csak az olvadás mértéke, a kiindulási koncentráció és a megoszlási együtthatók, hanem az olvadási cellák kiterjedése, valamint a γ (dF/dp) értéke (ezek csak heterogén forrásrégió esetén befolyásoló tényezők) is befolyásolják az olvadék összetételét (8. ábra). A γ emellett az olvadási oszlop vastagságát kontrollálja (ha γ értéke nagyobb, kisebb vastagságú oszloppal lehet ugyanakkora mennyiségű olvadékot előállítani).



8. ábra: Az olvadási cella vastagságának (méterben) hatása a Zr és a La koncentrációra (ppm-ben) az olvadási oszlopból szegregálódott olvadékra, homogén gránát lherzolitos primitív köpeny olvadása esetén (Hofmann, 1988), 3 %-os maximális olvadás és $\gamma=1\%/GPa$. A cellák vastagságának változtatása kis mértékben változtatja a számított olvadék-összetételt, de ennek az értéke jellemzően a teljes-kőzet geokémiai mérések hibáján belül van.

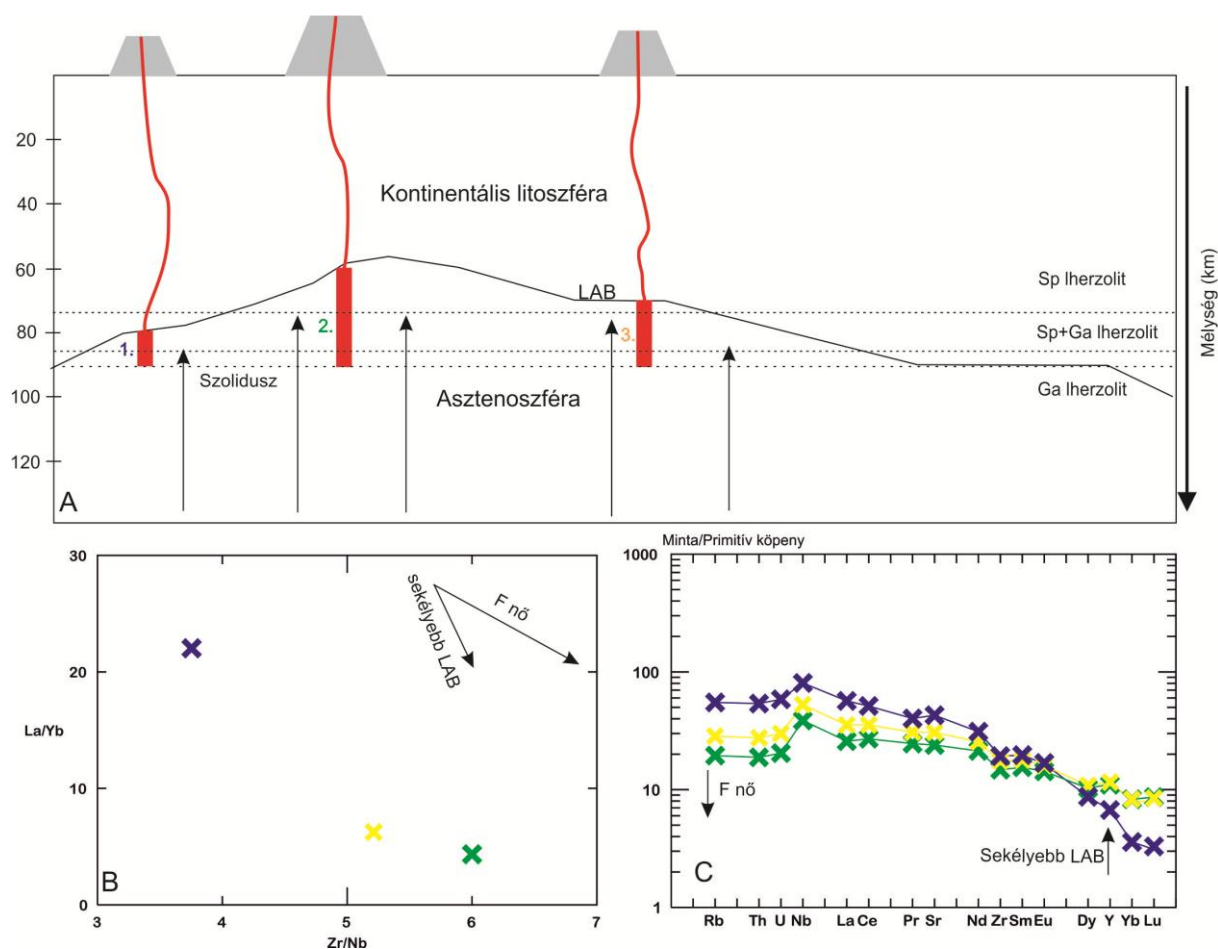
3. A dinamikus olvadási oszlop modell alkalmazási lehetőségei intrakontinentális bazaltvulkáni területeken

3.1 Az olvadási mélysége és annak összefüggése a litoszféra vastagsággal

A dinamikus olvadási oszlop modell alkalmazási lehetőségei nem merülnek ki az olvadás mértékének, valamint a forrásközet összetételének meghatározásában. E modell segítségével lehetőség nyílik az olvadási mélység kvantitatív meghatározására is, bizonyos keretek között (9. ábra). Az olvadás mélyégét eddig főképp főelem–összetételt felhasználó modellek segítségével volt lehetőség megadni, mely modellek MORB közetekre lettek kidolgozva (Klein és Langmuir, 1987; Langmuir et al., 1992; Niu és O'Hara, 2008). Ezen számítások egyes főelemek (főképp a vas és a szilícium) koncentrációjának nyomásfüggését használják ki az olvadás során, így határozva meg az olvadási oszlopban a p_f valamint az átlagos nyomás értékét. A főelemeken alapuló modellek azonban óceáni hátságoknál végbemenő olvadékképződésre lettek kidolgozva, ahol a litoszféra vastagsága elhanyagolható, ami más magmaképződési környezetekről nem mondható el.

Főelem-összetétel alapú nyomásbecslésre azonban lehetőség van vastagabb litoszférával rendelkező környezetekben is. Ilyen esetekben fellép az úgynevezett „fedélhatás” (lid effect, pl. Niu et al., 2011), mely kontrollálja a végső olvadási nyomás értékét. Feltételezve, hogy a feláramló köpenyanyag nem képes átlépni a litoszféra-asztenoszféra határt (LAB), az olvadék összetételéből megállapíthatjuk a p_f nyomást, ami meg fog egyezni a litoszféra alján található nyomásértékkel, melyből annak vastagsága meghatározható. Mivel az óceáni litoszféra vastagsága annak korával arányos (pl. Parsons és Sclater, 1977; Morgan és Smith, 1992), így lehetőség van óceán-szigeti bazaltok (OIB, Ocean Island Basalts) összetételének változékonyságát globális szinten a litoszféra vastagság változásával, vagyis a fedélhatással magyarázni (Niu és Hékinian, 1997; Niu és O'Hara, 2008; Humphreys és Niu, 2009).

A litoszféra vastagságának hatása a bazaltos olvadékok összetételére azonban nem csak óceán-szigeti bazaltok esetén figyelhető meg, kontinentális területeken ugyanúgy észlelhető; így lehetőség nyílik olyan intrakontinentális vulkáni területek alatt az olvadási mélységet (p_f) meghatározni főelem-összetétel alapján, ahol az olvadékképződést elsődlegesen dekompressziós olvadás uralja (Harangi et al., 2014).



9. ábra: Különböző vastagságú kontinentális litoszféra alatt kialakuló olvadási oszlopok (A) és a belőlük szegregálódó olvadék nyomelem összetétele La/Yb vs. Zr/Nb (B) és primitív köpenyre (Sun és McDonough, 1989) normált sokelemes diagramon (C). A modellezés beviteli paraméterei: szolidusz mélysége 90 km (p_0), homogén primitív köpeny a összetétellel (Hofmann, 1988), lineáris spinell-gránát átalakulással 75-85 km között (Klemme és O’Niell, 2000), $\gamma=10\%/GPa$. Az 1. oszlop (kék kereszt) esetén a litoszféra vastagsága 80 km, 3. oszlop (sárga kereszt) esetén 70 km, míg a 2. oszlopnál (zöld kereszt) pedig 60 km. Látható, hogy a litoszféra vastagság csökkenésével a La/Yb és a Zr/Nb arány drasztikusan csökken. Az előbbi a gránát lherzolit részesedésének csökkenése okozza a forrásközetben, míg az utóbbi oka az olvadás mértékében végbement változás. Sokelemes diagramon ugyanezek a hatások figyelhetők meg: az erősen inkompatibilis elemek (pl. Rb, Th, Nb, La, Ce) koncentrációja F növekedésével csökken, míg sekélyebb litoszféra esetén a nehéz ritkaföldfémek (Dy, Yb, Lu) koncentrációja nő. Rövidítések sp: spinell; ga: gránát

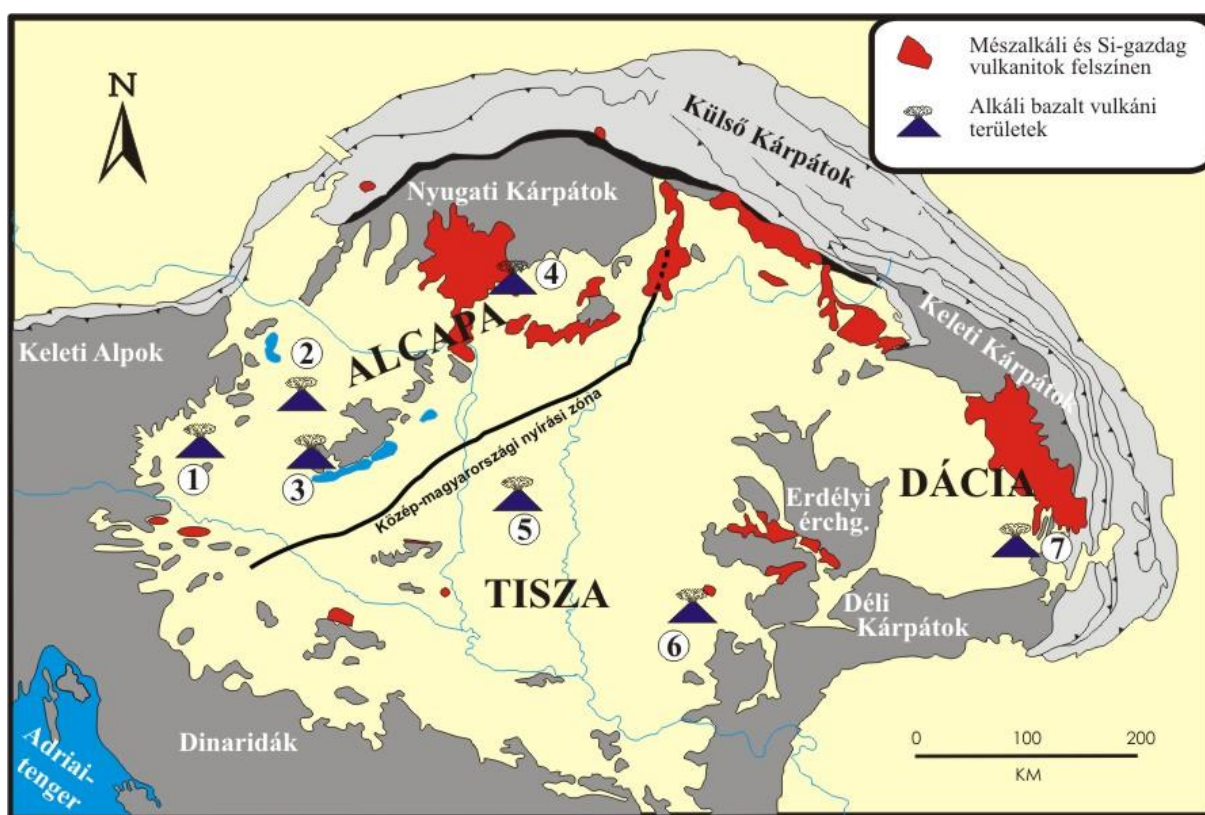
A főelemek mellett a bazaltok nyomelem-összetétele is hordoz információt az olvadás mélységéről. Ennek oka, hogy a felső köpenyben a hőmérséklet és a köpeny kimerültségének függvényében, ~60-90 km-es mélységben (Klemme és O’Niell, 2000, Klemme, 2004) a spinell lherzolit gránát lherzolittá alakul, így megváltozik a kőzetre vonatkozó teljes megoszlási együtthatók értéke. A spinell-gránát átalakulás leginkább a ritkaföldfém eloszlásra van hatással: spinell lherzolit olvadása során minden ritkaföldfém erősen inkompatibilisen viselkedik, míg gránát lherzolit olvadásakor a könnyű-ritkaföldfémek erősen inkompatibilisen, míg a nehéz-ritkaföldfémek kompatibilisebben viselkednek, így

frakcionálódnak egymástól (9/C. ábra). Ez az átalakulási mélység esetenként egybeesik az intrakontinentális vulkáni területek alatt végbemenő olvadás mélységével (ez a helyzet a Pannon-medence legtöbb alkáli bazalt esetében), így az olvadék összetételéből meghatározható az olvadás mélysége. Ezt korábban már pontszerű olvadási modellek esetén is kihasználták különböző vulkáni területek esetében (pl. Jung és Marsberg, 1998; Brenna et al., 2012; McGee et al., 2013); bár ekkor a mélység meghatározása csak relatív. A dinamikus olvadási oszlop alkalmazásával viszont lehetőség nyílik az olvadás mélységének számszerű meghatározására is, kihasználva a spinell-gránát átalakulást. Egy adott területen, ha az asztenoszféra hőmérsékletét állandónak tekintjük (így a szolidusz is állandó mélységben helyezkedik el), az olvadási oszlop p_0 értéke a szolidusz mélységében lesz, míg a p_f a litoszféra alját jelöli ki. Így vékonyabb litoszféra esetén az olvadási oszlopban (ha γ konstans) nagyobb lesz az olvadás mértéke (egyben a szegregálódott olvadék mennyisége is, 9. ábra). Ha az olvadási oszlop átlép a spinell lhezolit stabilitási zónájába, akkor a könnyű/nehézritkaföldfémek aránya is erősen csökkenni fog (9. ábra). E módszerrel nyomelemek segítségével is lehetőség nyílik a kontinentális litoszféra vastagságának megbecslésére intrakontinentális vulkáni területek alatt.

4. Esettanulmány a Kárpát-Pannon térségben: Magmaképződés folyamata különböző vulkáni területeken

4.1 A Kárpát-Pannon térség geodinamikai háttere és neogén-kvarter vulkanizmusa

A Kárpát-Pannon térség, mely magában foglalja a Kárpáti orogén ívet, valamint a kivékonyodott litoszférával (50-80 km) jellemezhető Pannon-medencét, Közép-Európa keleti felén, az Alpi-Mediterrán régió északkeleti részén található (Csontos et al., 1992; Fodor et al., 1999; Tari et al., 1999; Bada és Horváth, 2001).



10. ábra: A Kárpát-Pannon térség térképe, és az ott található alkáli bazalt vulkáni területek (kék vulkánok) elhelyezkedése: 1=Stájer-medence, 2=Kisalföld, 3=Bakony-Balaton-felvidék, 4=Selmec és Nógrád-Gömör, 5=Kecel és térsége, 6=Bánát, 7=Persányi-hegység (Harangi, 2002 alapján, módosítva).

A mai Kárpát-Pannon térség keleti részén a kora-miocén során dél-délnyugat irányú szubdukció indult (Kárpáti szubdukciós zóna), majd a kora-miocénben az addig előrehaladó szubdukció hátrálni kezdett, így a szubdukálódó kőzetlemez hátragördülését (subduction rollback) eredményezve (Royden, 1993), ezzel az ív mögötti lemezben (Pannon-medence) extenziót és litoszféra kivékonyodását eredményezve a középső-miocénre (Horváth, 1993).

Az extenzió hatására riftesedés következett be a középső- és késő-miocénben (szin-rift fázis, 17-12 millió éve, Horváth, 1995) amit termális süllyedés követett (poszt-rift fázis), mely során több kilométernyi üledék keletkezett a Pannon-medencében.

A Pannon-medence alkáli bazaltos vulkanizmusa ehhez a poszt-rift fázishoz köthető, 11-0,13 millió éve zajlott. Főképp a Pannon-medence peremi területeire koncentrált (10. ábra). Ezek kizárólag monogenetikus vulkáni területek, melyeket időben hosszan elnyúló aktivitással, és rövid, egyszeri kitörésekkel (Walker, 1993) valamint kis magmaproduktivitással lehet jellemezni (pl. Hasenaka és Carmichael, 1985; Takada 1994, Martin és Németh, 2004).

A Kárpát-Pannon térség alkáli bazaltos magmatizmusát több modellel is magyarázták. Az egyik korábbi elmélet szerint a Pannon-medence alatt elszórva köpenydiapírok helyezkedtek el, melyek a litoszféra extenzió hatására az asztenoszféra passzív felemelkedése során, dekompressziós olvadással keletkeztek (Stegena et al., 1975).

Az 1990-es években született egy újabb modell, miszerint Európa alatt lokális köpenyfeláramlások találhatóak, melyek egy közös rezervoárból („Európai asztenoszféra rezervoár”) származnak (Cebriá és Wilson, 1995; Hoernle et al., 1995). Ezeket a feláramlásokat tartják továbbá Európa más területein végbement alkáli bazalt vulkanizmusért (pl. Central Massif, Eifel Vulkáni Terület, Bohémiai Masszívum stb.) is felelősnek (Granet et al., 1995; Seghedi et al., 2004).

A legújabb modell szerint a litoszféra kivékonyodás hatására meredek litoszféra-asztenoszféra határfelület (LAB) keletkezett (asztenoszféradóm). Így, az extenzió szívó hatása miatt a vastag litoszférával rendelkező Alpok alól magas hőmérsékletű asztenoszféra anyag áramlott a Pannon-medence alá. Mivel a litoszféra-asztenoszféra határ a medenceperem mentén meredeken emelkedik, ezért az itt áramló köpenyanyag mozgása egy közel vertikális komponenssel jellemezhető, így lehetőség nyílt a dekompressziós olvadásra (Harangi és Lenkey, 2007).

A vizsgált vulkáni területek közül az utóbb említett modellel lehetséges magyarázni a magmaképződést a Kisalföldi, a Bakony-Balaton-felvidéki, valamint a Selmeci Vulkáni Területek esetében, azonban ez a Persányi Vulkáni Területre ez nem mondható el. Az utóbbi esetében a magmaképződésre a litoszférában keletkezett lokális hasadékok kialakulása adhat magyarázatot, melyek a Vrancea zónában végbemenő litoszféra szudukció/lemezletörés szívó hatása miatt keletkeztek (Seghedi et al., 2011, Harangi et al., 2013).

A továbbiakban négy különböző vulkáni területen végbement magmaképződés kerül bemutatásra, név szerint a Kisalföldi, Bakony–Balaton-felvidéki, Persányi és a Selmeci Vulkáni Területeken. Ezek közül az első kettő a nyugati felén, a Persányi a délkeleti szélén, míg a Selmeci (Putikóv kitörési központ) az északi részén (a Nógrádi Vulkáni Területtől kissé nyugatra) található a Kárpát-Pannon térségnek (10. ábra). Az egyes vulkáni területek (az elhelyezkedés mellett) aktivitási időtartama is lényegesen eltér. A Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület aktivitása, kisebb-nagyobb szünetekkel 8-2,3 millió évvel ezelőttre tehető, míg a Kisalföldi Vulkáni Területen a kitörések kora 5,5-4,2 Ma közé esik (Wijbrans et al., 2007). A Persányi, valamint a Selmeci Vulkáni Terület az előző kettőnél jóval fiatalabbak: az előbbi kora 1,2-0,6 millió évvel ezelőttre tehető (Panaiotu et al., 2004; 2013) míg az utóbbi aktivitása egy 6,7 millió év korú, valamint egy 0,14-0,13 millió év korú szakaszra bontható (a korábbi időpont a Putikóv kitörési központ kora, mely a legfiatalabb alkáli bazaltos kitörési központ a Kárpát-Pannon Térségben; Simon és Halouzka, 1996).

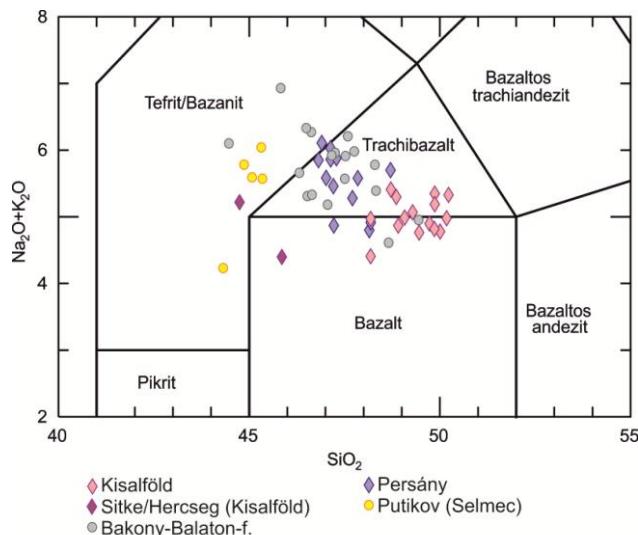
4.2 A vizsgált vulkáni területek teljes-kőzet geokémiája

4.2.1 Főelem-geokémia

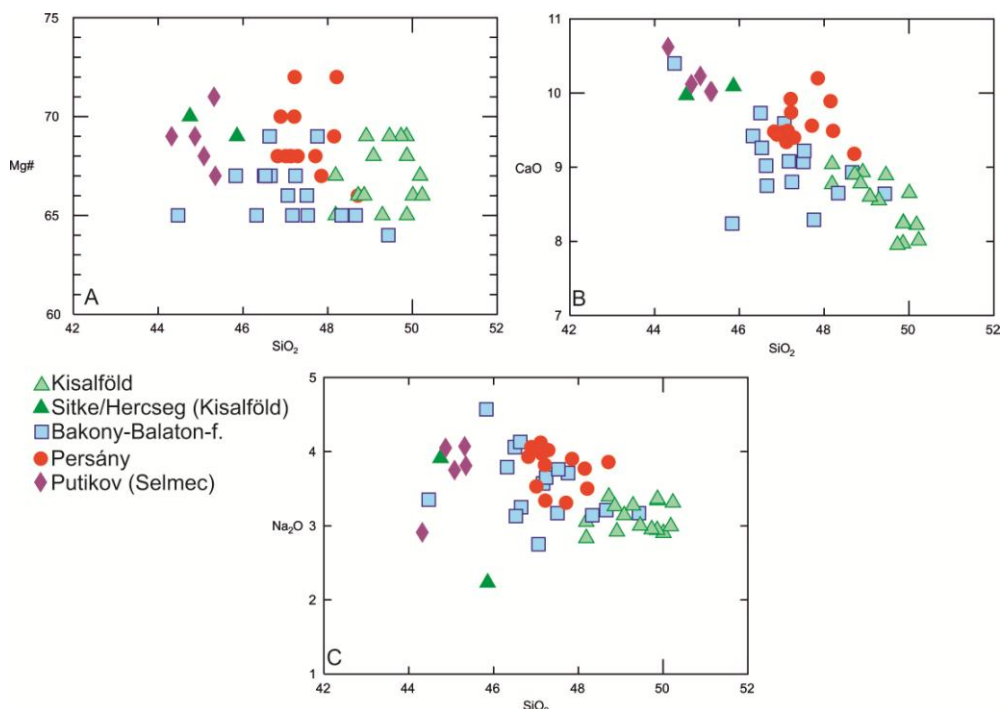
Kvantitatív petrogenetikai modellezés során szükséges meggyőződnünk arról, hogy a vizsgált kőzetek nem estek át felszínre kerülésük előtt frakcionációs folyamatokon. Emiatt különösen fontos, hogy a kőzeteket előzetesen részletesen megvizsgáljuk mind petrográfiai, mind geokémiai módszerekkel. Intrakontinentális bazaltvulkáni területeken a jellemző kristályosodó fázisok az olivin, valamint magasabb nyomáson a titángazdag augit, de esetenként plagioklász, vagy spinell frakcionáció is végbemehet. Ezen ásványok kiválása szerencsére egyáltalán nem, vagy csak kis mértékben változtatja meg a különböző nyomelemek arányát a magmában (az inkompatibilis nyomelemek koncentrációja hasonló mértékben növekedni fog), így sok esetben lehetőség van kissé fejlettebb magmákra is pontos eredményeket kapni modellezés során. A frakcionáció mellett idősebb kőzetek esetén fontos kiszűrni a mállás hatását is, melyet a kőzet megnövekedett izzítási vesztesége (LOI), valamint az alkália tartalom csökkenése jelez. A modellezéshez felhasznált teljes kőzetösszetételek viszonylag primitívek (11. ábra).

A korábban említett ásványfázisok frakcionációját néhány főelem képes jelezni: olivin frakcionáció során a magnéziumtartalom erősen csökkeni fog, míg a szilíciumtartalom csak kissé növekedik, titán gazdag augit kiválással az olvadék kalciumtartalma csökken állandó

szilíciumtartalom mellett, míg plagioklász frakcionációkor a nátriumtartalom csökken az olvadékban (pl. Smith és Leeman, 2005). Ezen hatások közül egyértelműen egyik se jelentkezik nagyobb mértékben a vizsgált tejes kőzetösszetételekben, így a minták összetétele feltehetően jól reprezentálja az eredeti, kiindulási olvadékot (11. és 12. ábra).



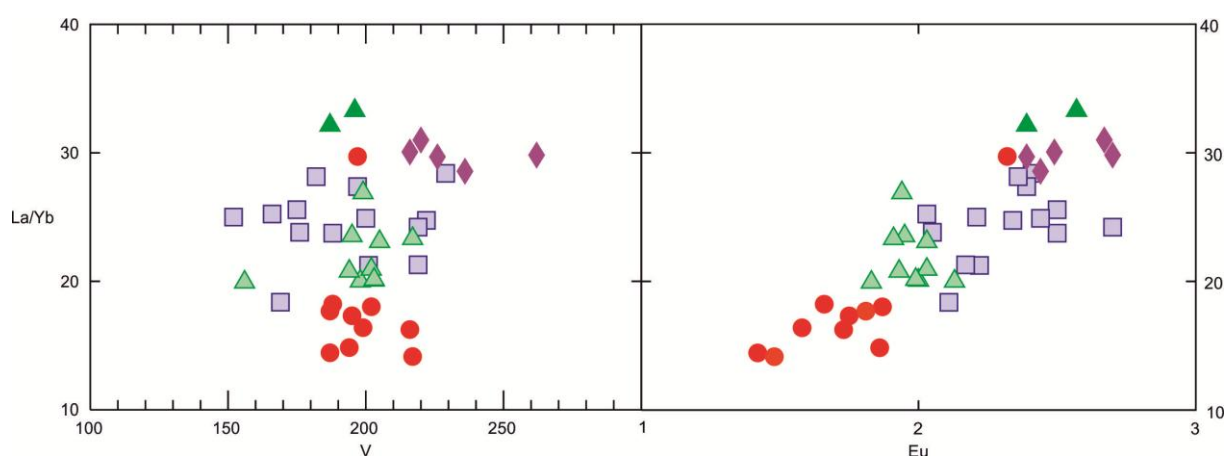
11. ábra: A modellezés során felhasznált bazaltok összetétele TAS diagramon (Le Bas et al., 1986 után). A minták bazanitos, trachibazaltos valamint bazaltos összetételt mutatnak. A mállás hatása kizárható, mivel ezen esetekben a kőzet alkália ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) tartalma jellemzően erősen csökken, ez azonban itt nem figyelhető meg. A felhasznált összetételek hivatkozásai a 2/3. táblázatban találhatóak.



12. ábra: A vizsgált vulkáni területek bazaltjainak Na_2O (C), CaO tartalma (B), valamint Mg-száma (A, $\text{Mg\#} = \text{MgO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$) a SiO_2 tartalom függvényében. A Mg-szám 64-72 közé esik, ami viszonylag primitív összetételt jelez, bár kismértékű olivin frakcionáció hatása feltételezhető egyes összetételek alapján. A kalcium-tartalom negatívan korrelál a szilíciumtartalommal (leginkább a Kisalföldi minták esetében), míg a nátrium-tartalom nem változik.

4.2.2 Nyomelem-geokémia

Egyes nyomelemek segítségével is lehetőség nyílik frakcionáció kimutatására. Bazaltos rendszerekben a klinopiroxén valamint a plagioklász egyes nyomelemekre kompatibilisebb, mint más ásványfázisok, így ha azokban az elemekben kimerülés tapasztalható, akkor feltételezhető, hogy a kőzet frakcionáción esett át, így összetétele nem tekinthető teljesen primitívnek. Az olvadékban klinopiroxén frakcionációt például a vanádium ($K_{d,V}^{cpx/olv}=1,31$, McKenzie és O’Nions, 1995), a plagioklászét pedig az eurórium koncentrációjának relatív csökkenése például a La/Yb arányhoz képest ($K_{d,Eu}^{plag/olv}=0,73$, McKenzie és O’Nions, 1991) jelzi (13. ábra).



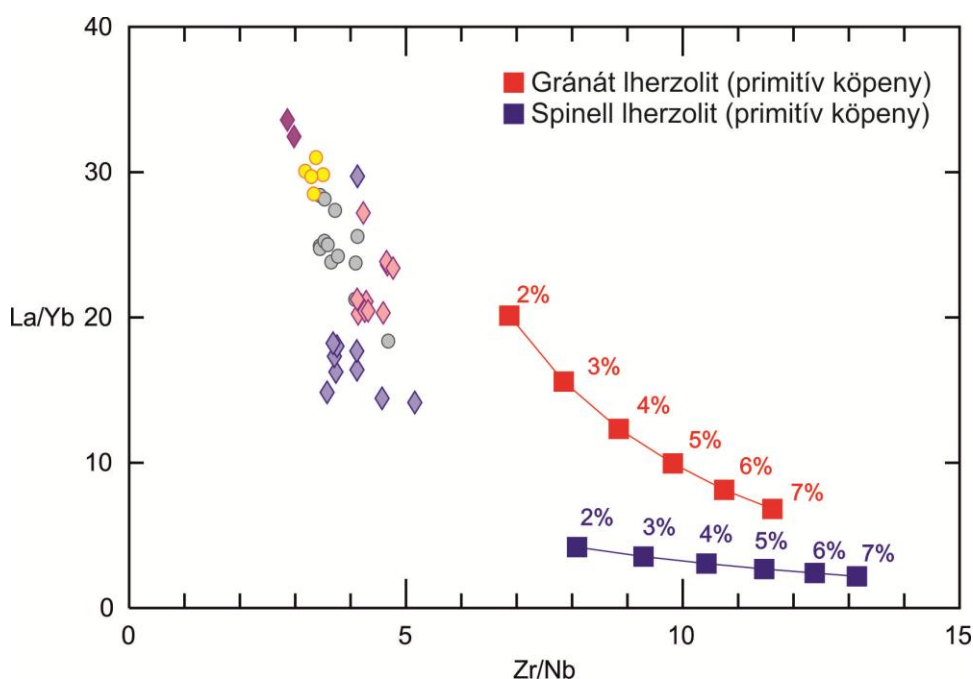
13. ábra: A La/Yb arány változása a vanádium (A) valamint az eurórium-tartalom (B) függvényében. Klinopiroxén frakcionáció során a vanádium tartalom erősen csökken, míg a La/Yb arány kissé nő. Plagioklász kristályosodás során az olvadék eurórium tartalma nagyobb mértékben fog csökkenni, mint ahogy a lantán/itterbium arány csökken. A Bakony–Balaton-felvidéki mintákon kismértékű klinopiroxén frakcionáció mehetett végbe (bár ez nem hat ki a La/Yb arányra), míg plagioklász frakcionáció hatása nem mutatható ki (ez összhangban van a korábbi petrográfiai megfigyelésekkel is). A jelmagyarázat a 12. ábrában található. Koncentráció értékek ppm-ben értendők.

4.3 Az alkáli bazaltok forrásrégiója, a nyomelem gazdagodás folyamata

Olvadási modellezéskor az olvadék összetételét, bár több paraméter is befolyásolja, leginkább a forráskőzet kémiai összetétele fogja meghatározni. Ez különösen igaz az inkompatibilis elemekre, mivel elenyésző (akár tized ppm alatti) változások a forráskőzetben erősen befolyásolják a modellezéskor kapott olvadék összetételt. Ezért különösen fontos, hogy a számításokhoz minél realisabb forrásrégió összetételt válasszunk ki.

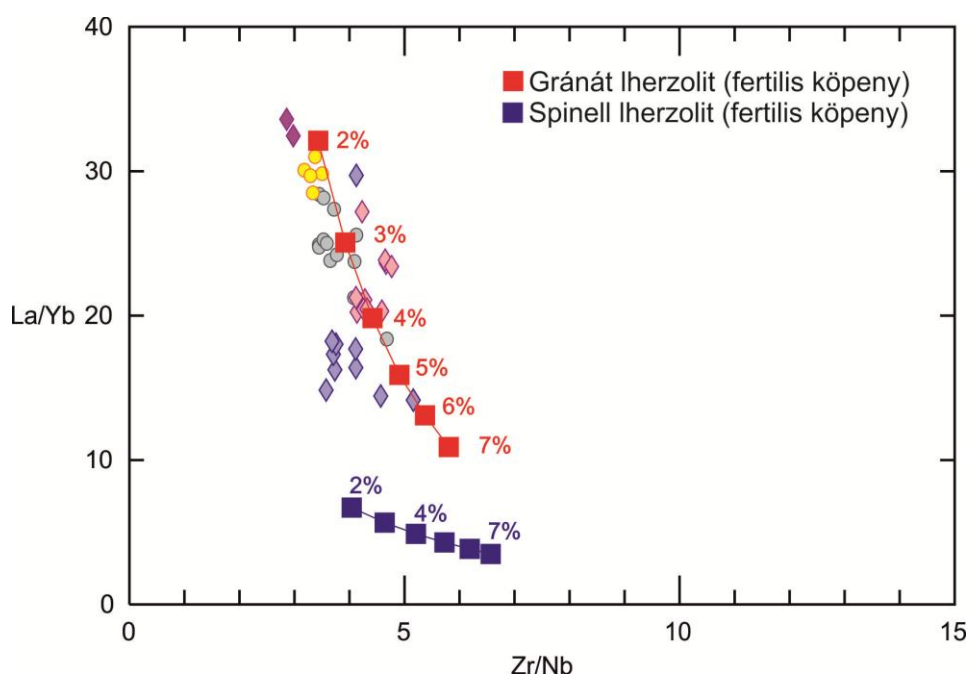
Kvantitatív modellezéshez a legsűrűbben használt kiindulási összetétel a primitív köpeny, azonban sok esetben metasztatikusan átalakított köpeny is szerepet játszhat az olvadékképződésben (pl. Brenna et al., 2012, McGee et al., 2013). Kiindulási összetételként nem csak számított köpenyösszetételeket, hanem az alkáli bazaltok által felszínre hozott peridotit xenolitok összetételét is lehet alkalmazni (pl. Jung et al., 2006). Erre azonban csak akkor van lehetőség, ha a xenolit és a forrásrégió összetétele között nincs eltérés (ami sok esetben nem teljesül, mivel a xenolitok jellemzően a litoszférából származnak, míg a forrásrégió az esetek többségében mélyebben, az asztenoszférában található, mely összetétele a litoszférától eltérő).

A Kárpát-Pannon térségben található alkáli bazaltokra korábban készített, pontszerű olvadási modellek (Harangi, 2001, Harangi és Lenkey, 2007) már kimutatták, hogy ezek a kőzetek nem képződhettek primitív köpeny összetételű forrásrégió részleges olvadásával, mivel inkompatibilis nyomelem-összetételük lényegesen magasabb, mint azt primitív köpeny olvadásával el lehet érni (14. ábra). A korábbi modellek ezért a primitív köpeny nyomelem-összetételének 1,5-4-szeresét vették egyes elemek esetében (4-szeres dúsulást erősen inkompatibilis elemekre pl. La, Nb, 1,5-szerest pedig gyengén inkompatibilis elemekre, pl. Yb) kiindulási összetételnek, így kapva intrakontinentális területekre reális olvadási mértéket.



14. ábra: A vizsgált teljes kőzet-összetételek, valamint primitív köpeny-összetételből (Hofmann, 1988) számított modell összetételek La/Yb vs. Zr/Nb diagramon (a modellezés során nem-modális dinamikus olvadást feltételezve; felhasznált beviteli adatok a 3. függelékben találhatóak). Látható, hogy az erősen inkompatibilis nyomelemek nagyobb mértékben dúsulnak a Kárpát-Pannon térség bazaltos kőzeteiben, mint ahogy az primitív köpenyforrás esetén lehetséges lenne. Jelmagyarázat a 11. ábrával megegyező.

Az inkompatibilis nyomelemekben jelentősen gazdagodott bazaltok főképp óceán-szigeti környezetben fordulnak elő (pl. Weaver et al., 1986; Palacz és Saunders., 1986; Weaver, 1991), mely gazdagodást idősebb óceáni litoszféradarabok forrásrégióba történő bekerülésével magyarázzák. Ez kétféleképpen történhet meg: a szubdukálódott litoszféra nagyobb mélységeken (átmeneti zóna, D'' réteg) akkumulálódva, majd felmelegedve „mantle plume-okat” alkot, melyek a felszín közelbe kerülve megolvadnak, létrehozva a forró foltokat (pl. Hofmann és White, 1982; Hofmann, 1997). A másik lehetőség, hogy az alábukó litoszféra kisebb mélységben blokkokat alkotva lokális heterogenitásokat okoz a köpenyben (pl. Weaver, 1991; Hirschmann et al., 2003) melyek alacsonyabb olvadáspontjuk miatt fertilizálhatják a köpenyt, vagy akár a felszínre került magmák forrásaként is szerepet játszhatnak (pl. Sobolev et al., 2007). Ezen szubdukálódott litoszférából a legnagyobb szerepe az óceáni kéregdaraboknak lesz a folyamatban, melyek asztenoszféra körülmények között eklogittá alakulnak, nyomelemtartalmuk pedig többszöröse a primitív köpenyének. Mára már kísérleti módszerekkel is igazolt, hogy az eklogit forrású olvadékok valamint peridotit reakciójaként létrejöhet egy fertilis köpenykomponens, mely ásványos összetételét tekintve peridotit vagy piroxenit, a hozzáadódó olvadék mennyiségének függvényében (Yaxley és Green, 1998; Mallik és Dasgupta, 2012).



15. ábra: 97% primitív köpeny komponensből (Hofmann, 1988) valamint 3%, eklogit 15%-os olvadásából származó olvadék (Boniface et al., 2012) keverékéből előállított forrásközetre készített olvadási modell (nem-modális pontszerű dinamikus olvadás), valamint a vizsgált teljes közet-összetételek Zr/Nb vs. La/Yb diagramon (paraméterek megegyeznek a 14. ábrával). Látható, hogy az alkáli bazaltok összetétele átfed a fertilis köpenyből származó olvadék összetételével.

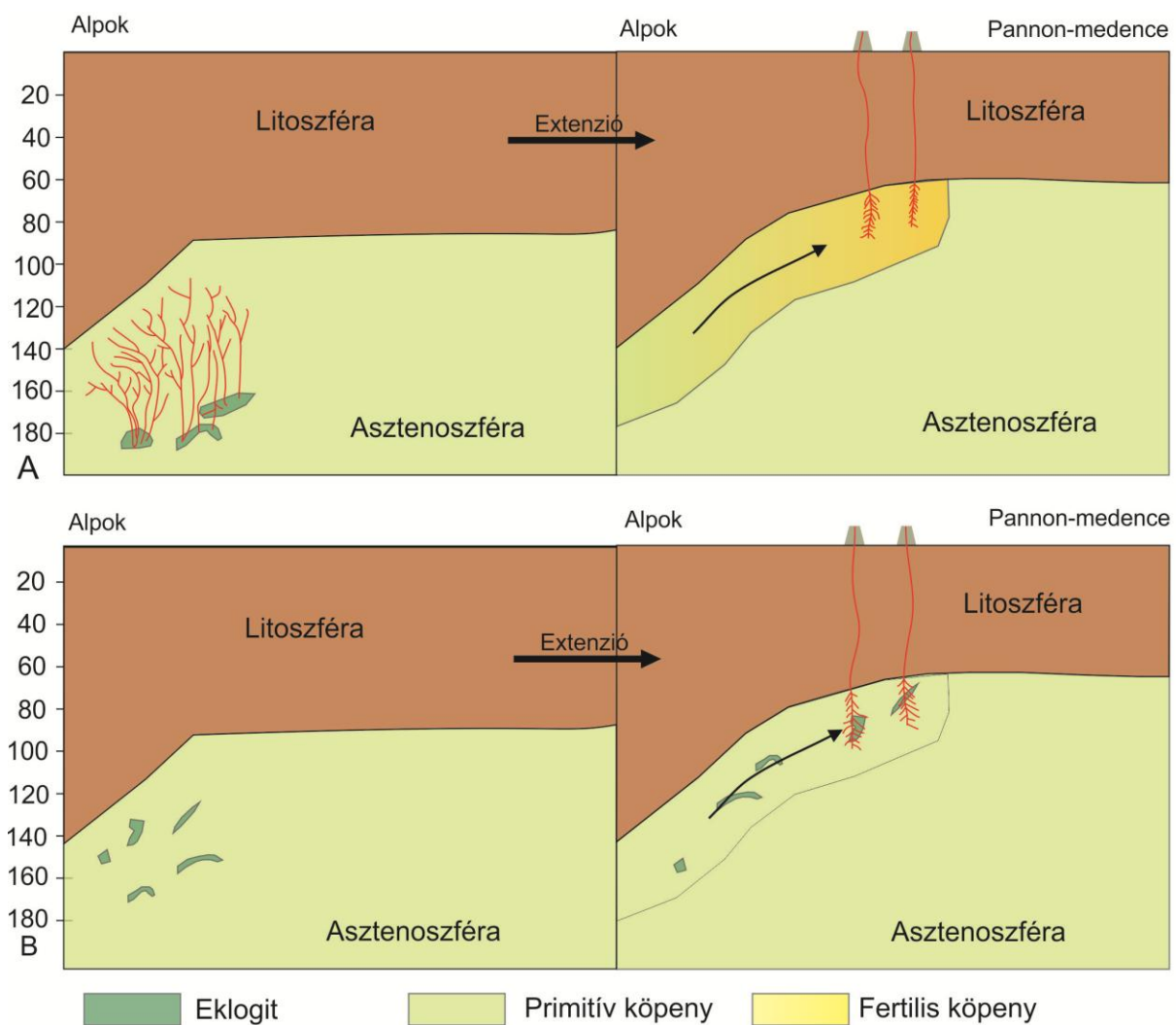
Ugyanezzel a fertilizációs folyamattal magyarázható a Kárpát-Pannon térség alatt található asztenoszféra gazdagodásának folyamata is, melyre már korábbi publikációk is utaltak (Harangi et al., 2014). A már korábban bemutatott modellek szerint a térség alatt található asztenoszféra a környező területek (Alpok, Délkeleti-Kárpátok) alól származik, melyben találhatóak korábbi szubdukción események utáni litoszféra maradványok, melyeknek bizonyítékként a Keleti-Alpokban (pl. Miller és Thöni, 1997; Janák et al., 2004; Millet et al., 2005), valamint a Délkeleti-Kárpátokban (pl. Medaris et al., 2003) található eklogitok szolgálnak.

Ezt a feltételezést, miszerint a Kárpát-Pannon térség alatt található asztenoszférában MORB-jellegű protolitból keletkezett eklogitok helyezkednek el alátámasztja a vizsgált teljes-kőzet összetételek, valamint a számított modell összetételek átfedése (15., 17. és 18. ábra). Az eklogitokat alkotó kőzetek feltehetően a késő-kréta-oligocén során, a mai Alpok és Délkeleti-Kárpátok területén végbement szubdukción események során kerülhettek az asztenoszféra (nyugaton a Pennini-óceánág, keleten a Géta mikrolemmez szubdukciójával; pl. Nemcok et al., 1998). A forráskőzet összetételének meghatározása azonban még ennek tudatában sem egyértelmű. Ennek oka, hogy nincs közvetlen kémiai információ ezeknek az eklogitoknak az összetételéről. Ez a probléma kiküszöbölhető, ha azt feltételezzük, hogy a régió környezetében (pl. Keleti-Alpok) található, felszínen előforduló eklogitok összetétele megegyezik a szubdukció során az asztenoszférába került eklogitokéval.

Egy másik lehetőség abból kiindulni, hogy az óceánközépi hátságoknál felszínre kerülő bazaltok összetétele a földtörténet során nagyjából állandónak tekinthető, így lehetőség van akár kimberlitek által felszínre hozott eklogit xenolitok összetételét alkalmazni. A modellezés során az utóbbi lett alkalmazva, mivel ezek a kőzetzárványok feltehetően jobban reprezentálják az asztenoszférában található eklogitok összetételét, mind modálisan, mind kémiaiailag.

A Kárpát-Pannon térség bazaltjainak forrásrégiója azonban még így se adható meg egyértelműen, két lehetséges modell is felmerült keletkezésükre (16. ábra). Az első modellben a szubdukálódott óceáni kéregdarabokat reprezentáló eklogitok olvadása még nagy mélységben, a vastag litoszféra alatt megy végbe, majd a keletkezett olvadék átjárja a peridotitot, melyben ugyan az ásványos összetételt nem változtatja meg jelentősen (modellezés során 3%-os olvadék hozzáadódás lett feltételezve, míg változások a modális összetételben csak ~10% olvadék hozzáadódásakor jelentkeznek, Mallik és Dasgupta, 2012), de az inkompatibilis nyomelemeket dúsítja. A későbbi extenzió hatására így már egy fertilis,

kvázi homogén köpeny kerülhetett a Pannon-medence alá (16/A ábra). A másik lehetséges modell szerint az eklogit nem olvad meg nagyobb mélységekben, hanem a peridotittal együtt benyomul a Kárpát-Pannon régió alá, létrehozva egy heterogén asztenoszférát, mely a nyomáscsökkenés hatására megolvad, így produkálva az alkáli bazalt vulkanizmust tápláló magmákat (16/B ábra). Az átalakított köpeny modell kialakulásának az esélye nagyobb, ha az eklogit illótartalma magasabb (olvadáspontja alacsonyabb) míg „száraz” eklogit esetén a heterogén köpeny modell lehet valószínűbb.



16. ábra: A vizsgált alkáli bazaltok forrásközetének lehetséges kialakulási módjai, a Kárpát-Pannon térség nyugati oldalának példáján (Harangi és Lenkey, 2007 és Harangi et al., 2014 után, kiegészítve). A fertilis köpeny modellben (A) a szubdukálódott óceáni kéregdarabokból származó eklogitok olvadása nagyobb mélységben (alpi litoszféra alatt) végbemegy, majd az így keletkezett olvadék inkompatibilis nyomelemekben dúsítja a felette elhelyezkedő asztenoszférát, ami extenzió után benyomul a Pannon-medence alá, és ott a dekompresszió hatására megolvad. A heterogén köpeny modell (B) esetén az eklogit nem olvad meg nagyobb mélységekben, így az extenzió hatására egy heterogén asztenoszféra anyag kerül, és olvad meg a Pannon-medence alatt.

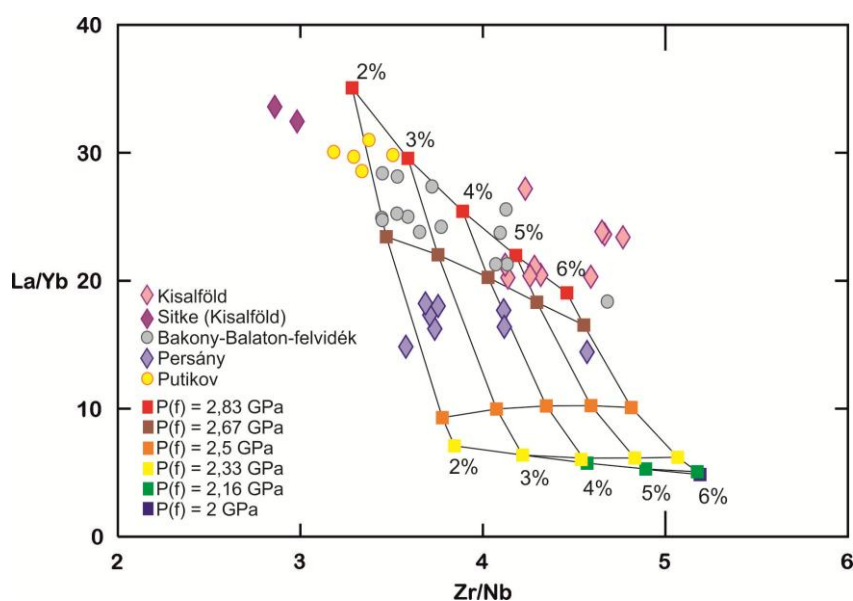
A modellezés kiindulási összetételének egy homogénnek tekintett, fertilis asztenoszféra komponens lett választva (ennek keletkezése a 16/A. ábrán bemutatott modellel egyezik meg). Ekkor a beviteli paraméterek könnyebben kezelhetőek, mivel nem szükséges az olvadási oszlopban a C_0 értékét változtatni, valamint F is lineárisan fog változni. Mindemellett nem kizárható a heterogén köpeny, mint forráskőzet a vizsgált vulkáni területek alatt, hiszen így is hasonló összetételű olvadékok szegregálódnának a forrásrégióból. A modellezés során felhasznált kiindulási összetétel 3%, MORB protolitú eklogit xenolit (Boniface et al., 2012) 15%-os olvadása során keletkezett olvadékból, valamint 97% primitív köpeny (Hofmann, 1988) komponensből lett előállítva. A vizsgált területek alatt található asztenoszféra potenciális hőmérséklete 1350-1430 °C közé esik (Harangi et al., 2014), mely hőmérsékleten egy MORB-jellegű eklogit akár több mint 20%-os olvadáson is áteshet (Pertermann és Hirschmann, 2003). Ha feltételezzük, hogy az asztenosztra hőmérséklete csak kis mértékben változott a dekompresszió során (ami adiabatikus felemelkedés során ~ 10 °C/GPa-nak vehető, tehát az asztenoszféra az Alpok alatt 10-20 °C-al lehetett melegebb) akkor az Alpok alatt található asztenoszféra p/T viszonyai között az eklogit 15%-os olvadási mérték reálisnak mondható.

4.4 Litoszféra vastagság meghatározása a vulkáni területek alatt

Mint ahogy az már korábban említésre került, a dinamikus olvadási oszlop modell segítségével lehetőség nyílik a litoszféra-asztenoszféra határ (LAB) mélységének kvantitatív meghatározására, az asztenoszférában végbemenő spinell-gránát átalakulás során végbemenő modális összetétel változás miatt. Ennek az átalakulásnak a mélysége leginkább a hőmérséklettől, valamint a kimerültségének mértékétől függ (Klemme és O’Niell, 2000; Klemme, 2004). A Pannon-medence alatt található asztenoszféra hőmérséklete alapján (Harangi et al., 2014) ez az átalakulás 75-85 km közé esne (75 km-es mélységig spinell lherzolit található, 75-85 km-es mélységben spinell-gránát lherzolit, majd 85 km-től gránát lherzolit). A modellezés során az átalakulás egy lineáris, állandó meredekségű függvényvel lett leírva. Modellezéshez 250 m-es olvadási cellák lettek alkalmazva, hisz ennél kisebb cellák esetén a koncentráció értékek változása elenyésző (8. ábra), azonban vékonyabb cellák esetén lényegesen megnőne a számítások időigénye. A γ értéke 10%/GPa-nak lett meghatározva (ez az óceán-középi hátságokra is jellemző érték, McKenzie és Bickle, 1988, Langmuir et al.,

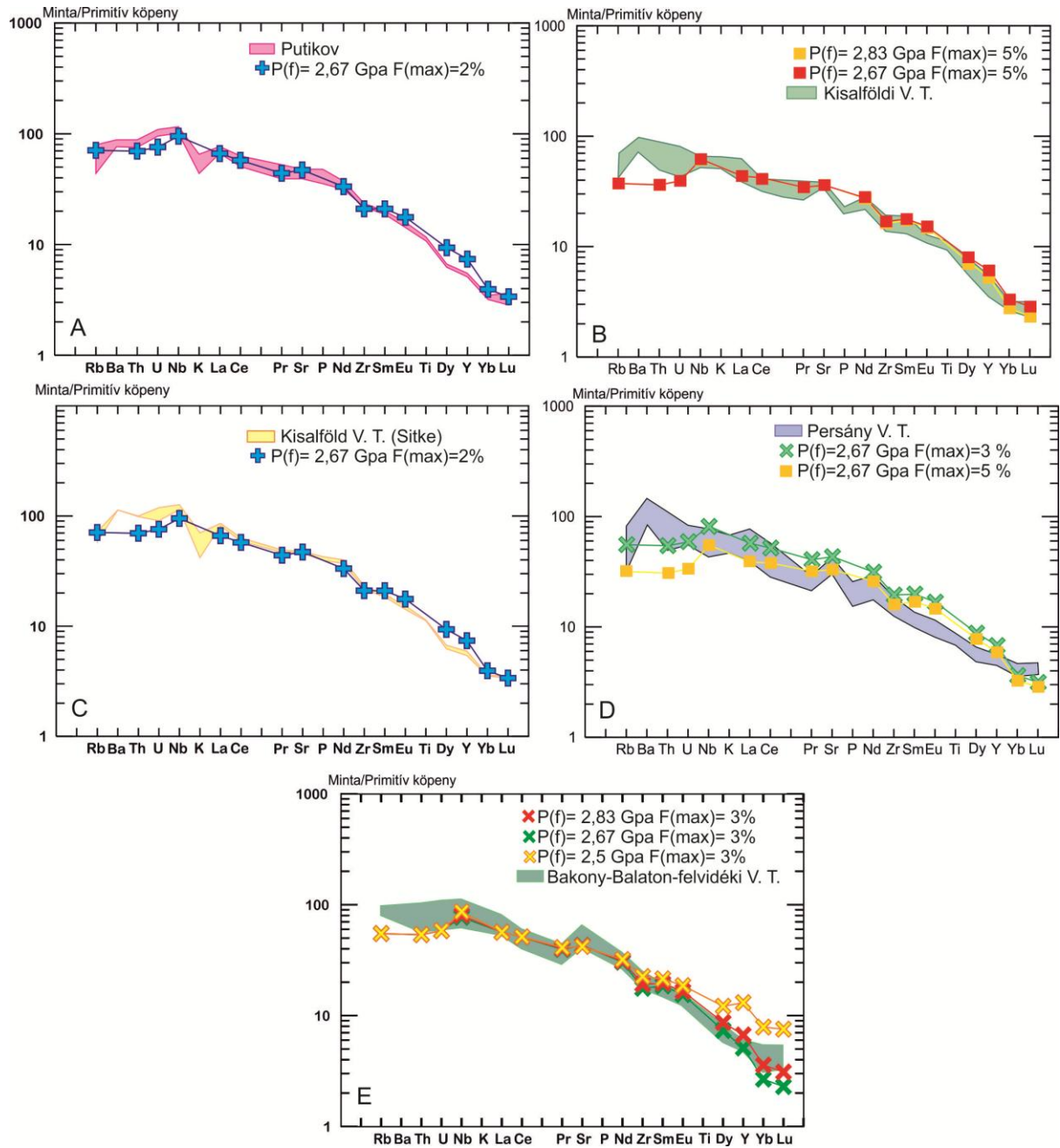
1992). A megoszlási együtthatók, valamint a kiindulási koncentrációk a 3. függelékben található.

Az egyes vulkáni területekre meghatározott olvadási mélységek jellemzően nagyobb nyomást jeleznek (kivéve a Putikov esetében), mint a korábbi, főelem-modellezésen alapuló adatok (Harangi et al., 2014). Az egyes vulkáni területeken a p_f értéke, valamint az ebből adódó litoszféra vastagságok a következők: Kisalföld: $>2,7$ GPa, $\sim 85-90$ km; Bakony–Balaton-felvidék: $\sim 2,7$ GPa, ~ 85 km; Putikov: $>2,75$ GPa, ~ 90 km; Persány: $2,5-2,6$ GPa, $75-80$ km (17. ábra). Az olvadás mértéke az egyes vulkáni területeken erősen változó: a $F_{\max}$ értéke $1,5-6\%$ közé esik. Különösen nagy különbség észlelhető a Kisalföldi Vulkáni Terület egyes kitörési központjai között: a Sitke kitörési központ lényegesen alacsonyabb ($F_{\max}$ $1,5\%$ körüli), olvadási mértéket mutat, míg a Ság-hegyi bazaltok ennél jóval magasabb ($F_{\max}=4-6\%$) olvadással keletkeztek. Emellett a Sitke, a Kisalföld többi bazaltjával ellentétben, rendelkezik egy negatív-kálium anomáliával is ($K/K^*=0,4-0,5$) mely fellelhető a Putikov alkáli bazaltjaiban is (18. ábra; Harangi et al., 2014). E két területen az olvadás mértéke is megegyező (lényegesen alacsonyabb, mint a többi területen, 17. ábra).



17. ábra: Dinamikus olvadási oszlop modell alapján számított lehetséges olvadási mélységek, valamint a vizsgált teljes kőzet összetételek Zr/Nb vs. La/Yb diagramon. Látható, hogy a modell a leginkább $2,33-2,83$ GPa közötti jelzi érzékenyen P_f értékek. Az olvadás mértékének csökkentésével szintén növelhető a modell érzékenysége. A százalékos értékek a diagramokon $F_{\max}$ értékek (az átlagos olvadás mértéke $F_{\max}/2$). A modellezés paraméterei és részletes eredményei a szövegben olvashatóak.

A sokelemes diagramokon látható, hogy az egyes vulkáni területeken vizsgált teljeskörű nyomelem-összetételek jól korrelálnak a modellezés során számított összetételekkel, mind az erősen, mind gyengén inkompatibilis elemek esetében (18. ábra). Az olvadás mértéke az egyes vulkáni területeken változó, mely a sokelemes diagramokon is látható. A Bakony–Balaton-felvidéken az $F_{\max}$ értéke 3%-nak adódik, míg a Kisalföldön ez 5%. Mivel a p_f értéke nagyjából 0,1 GPa eltérést mutat a két terület esetében, és a γ értéke 10%/GPa-nak vehető, így a szolidusz mélysége ezeken a területeken kissé eltérő mélységben található. A Kisalföldi Vulkáni Terület alatt a szolidusz 3,3 GPa (~100 km), a Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület alatt pedig 3 GPa (~90 km) nyomáson található. A Sitke kitörési centrum összetétele lényegesen eltér a többi, Kisalföldi alkáli bazaltétól (18. ábra), melynek kisebb mértékű olvadással, vagy nagyobb mértékű eklogitos komponens hozzáadódásával magyarázható. Ezek közül az utóbbi nagyobb valószínűségű, mivel ilyen mértékű különbség olvadás mértékében csak a szolidusz mélységének nagymértékű (20 km) csökkenésével érhető el, ami ilyen kis távolságon nem valószínű. Feltehetően ezzel magyarázható a Putikóv kitörési központra kapott különösen alacsony olvadási mérték is. A Persányi Vulkáni Területen az olvadás maximális mértéke 2-5%-ra tehető. Az p_f valamint $F_{\max}$ értékéből a Persányi Vulkáni Terület alatt az olvadási oszlopok 75-80 km valamint ~90 km közötti mélységben helyezkedhettek el.



18. ábra: Primitív köpenyre normált (Sun és McDonough, 1989) sokelemes diagramokon feltüntetett teljes kőzet, valamint modell összetételek. A: Putikov kitörési centrum (Selmec); B: Kisalföld; C: Sitke (Kisalföld); D: Persány; E: Bakony–Balaton-felvidék. Az ábramagyarázat a szövegben található.

5. Összefoglalás

A nyomelemeken alapuló direkt olvadási modellezéssel olyan jellegű információkat lehetséges szerezni egy adott terület alatti asztenoszférről, melyre más módszerekkel nincs lehetőség, mint például az adott kőzet forrásrégiójának összetétele, az olvadás mértéke és mélysége. Ezeket a dolgozatomban egy korábban intrakontinentális vulkáni területeken nem alkalmazott olvadási modellel, a dinamikus olvadási oszlop modellel határoztam meg. Mivel ez a modell eddig nem volt alkalmazva nyomelem alapú olvadási modellezéshez, ezért új olvadási egyenlet kidolgozására volt szükség. Az újonnan kidolgozott dinamikus olvadási oszlop egyenlettel lehetőség nyílik reálisabban leírni az olvadás folyamatát, a kvantitatív modellezés során pedig pontosabb eredményeket kapni a keletkező olvadék összetételéről, valamint további paramétereket beépíteni az olvadás folyamatába, mint modális és/vagy kémiai heterogenitás, melyekre a korábbi modellekkel nem volt lehetőség.

Sikerült kidolgozni egy új modellt is, melyben nyomelemek és a köpenyben található spinell-gránát ásványfázis átalakulás felhasználásával olvadási mélység becslésre van lehetőség. A nyomásbecslés leginkább a 60-85 km-es maximális olvadási mélységben alkalmazható.

A direkt olvadási modellezés dinamikus olvadási oszloppal négy, a Kárpát-Pannon térségben található vulkáni területre lett elvégezve. Az itt található alkáli bazaltok forrásköze kis mennyiségben tartalmaz korábban (feltehetően a felső-kréta során) szubdukálódott óceáni kéregdarabokat. Az alkáli bazaltok forrásának kialakulására két modell lett felállítva: egy homogén, fertilis köpeny alakulhatott ki eklogit forrású olvadék valamint primitív köpeny keverékéből, vagy egy alapvetően heterogén forrásból származnak a bazaltos kőzetek.

Modellezés során sikerült továbbá megállapítani a vizsgált vulkáni területeken az olvadás mélységét, valamint mértékét. A legmélyebb olvadással a Kisalföldi Vulkáni Terület, valamint a Putikov kitörési centrum jellemezhető a vizsgált területek közül, míg a Bakony–Balaton-felvidéken az olvadási mélység ennél ~5 km-rel kisebb. A legsekélyebben a Persányi Vulkáni Terület alatt ment végbe az olvadás. Az olvadás átlagos mértéke jellemzően 1,5-3%-ra tehető, kivétel a Putikov esetében, ahol ez ~1% körüli.

Az dinamikus olvadási oszlop modell alkalmazásával a jövőben lehetőség van a Kárpát-Pannon térség többi vulkáni területén (Stájér-medence, Nógrád–Gömör Vulkáni Terület stb.) nyomelem alapú olvadási nyomásbecslést készíteni, valamint alkalmazása akár

kiterjeszhető a világ többi, intrakontinentális vulkáni területére is. Így tovább tesztelhető a módszer pontossága, alkalmazási lehetőségei és korlátjai.

6. Köszönetnyilvánítás

Elsőként szeretném megköszönni témavezetőmnek, Dr Harangi Szabolcsnak (ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék, MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport) segítségét és támogatását, amit munkám során nyújtott. Külön szeretnem megköszönni Jankovics M. Évának, valamint Kiss Balázsnak (MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport) a hasznos beszélgetéseket, Sági Tamásnak (ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék, MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport) a dolgozatom bírálatát, valamint Dr. Molnár Gábornak (MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport) a modellezés matematikai részében nyújtott segítséget és az érdekes beszélgetéseket. Szeretném megköszönni Csomós Boglárkának és Spránitz Tamásnak dolgozatom helyesírásának átnézését. Emellett szeretném megköszönni az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék, valamint a MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport minden dolgozójának és hallgatójának a kellemes hangulatot, ami nagyban elősegítette dolgozatom írását.

7. Hivatkozáslista

- Adam J., Green, T., 2006: Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 152, p. 1-17.
- Bada, G., Horváth, F., 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. *Acta Geologica Hungarica*, vol. 44, p. 301-327.
- Barth M.G., Rudnick R.L., Horn I., McDonough W.F., Spicuzza M.J., Valley J.W., Haggerty S.E., 2001: Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part I: A link between low MgO eclogites and Archean crust formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 65, 1499-1527.
- Blundy, J.D., McDade P., Wood B.J., 2003: Trace element partitioning on the Tinaquillo Lherzolite solidus at 1.5 GPa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 139, p. 129–147.
- Boniface N., Schenk V., Appel P., 2012: Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): Evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry. *Precambrian Research*, vol., 192-195, p. 16-33.
- Boyd F.R., England J.L., 1960: Apparatus for phase-equilibrium measurements at pressures up to 50 kbar and temperatures up to 1750 °C. *Journal of Geophysical Research*, vol. 65, p. 741-748.
- Brenna M., Shane J.C., Smith I.E.M, Mass R., Kwan Y., 2012: How Small-volume Basaltic Magmatic Systems Develop: a Case Study from the Jeju Island Volcanic Field, Korea. *Journal of Petrology*, doi:10.1093/petrology/egs007.
- Cebriá J.M., Wilson M., 1995: Cenozoic mafic magmatism in western-central Europe: A common European asthenospheric reservoir? *Terra Nova*, vol. 7, p. 162.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovac, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* vol. 208, p. 221-241.
- 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*, vol. 7, p. 199-207.
- Downes H., Seghedi I., Szakács 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*, vol. 35, p. 65-81.
- Embey-Isztin A, Downes H, James D.E., Upton B.G.J., Dobosi G., Ingram G.A., Harmon R.S., Scharbert H.G., 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology*, vol. 34, p. 317-343.

- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Benkovics, L., Györfi, I., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Carpatho-Pannonian region: a new synthesis of paleostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (eds.), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*, Geological Society, London, Special Publications vol. 156, p. 295-334.
- Gast P.W., 1968: Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 32, p. 1057-1086.
- Granet, M., Wilson, M., Achauer, V. L., 1995: Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 136, p. 281-296.
- Green D.H., Ringwood A.E., 1967: The genesis of basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 15, p. 103-190.
- Green T.H., Pearson N.J., 1983: Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. *Nature*, vol. 305, p. 414-416.
- Harangi S., Sági T., Seghedi I., Ntaflou 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*, vol. 180-181, p. 43-57.
- Harangi S., Vaselli O., Tonarini S., Szabó C., Harangi R., Coradossi N. 1995: Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (Western Hungary). *Acta Vulcanologica*, vol. 7, p. 173-187.
- 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 Special Paper 418, p. 67-92.
- Harangi Sz., 2001: Neogene magmatism in the Alpine-Pannonian Transition Zone – a model for melt generation in a complex geodynamic setting. In: *Tertiary Magmatism in the Dinarides* (eds H. Downes, O. Vaselli) *Acta Vulcanologica*, vol. 13 (1-2), p. 25-39.
- Harangi Sz., Jankovics É.M., Sági T., Kiss B., Lukács R., Soós I., (2014): 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*, doi:10.1007/s00531-014-1105-7.
- Harangi, Sz., 2002: Új eredmények a Kárpát-Pannon-Térség neogén vulkanizmusának ismeretéhez. MTA Doktori Értekezés, Budapest, p. 290.
- Hasenaka T., Carmichael I.S.E., 1985: The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 25, p. 105–124.
- Hills D. V., Haggerty S. E. 1989: Petrochemistry of eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 103, p. 397–422.
- Hirschmann M. M., Kogiso T., Baker M.B., Stolper E.M., 2003: Alkaline magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology*, vol. 31, p. 481–484.

- Hirschmann M.M., 2000: Mantle solidus: experimental constraints and the effects of peridotite composition. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 1, 2000GC000070.
- Hoernle, K., Zhang, Y. S., Graham, D., 1995: Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, vol. 374, p. 34-39.
- Hoffmann A.W., 1988: Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 90., p. 297-314.
- Hofmann A.W., White W.M., 1982: Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 57, p. 421-436.
- Hofmann, A.W., 1997: Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature* v. 385, p. 219–229.
- Horváth F., 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration, *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, p. 837-844.
- Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, vol. 226, p. 333-357.
- Humphreys E.R., Niu Y.L., 2009: On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*, vol 112, p. 118-136.
- Irving A.J., 1978: A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 42, p. 743-770.
- Jacob D.E., Bizimis M., Salters V.J.M., 2005: Lu–Hf and geochemical systematics of recycled ancient oceanic crust: evidence from Roberts Victor eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 148, p. 707-720.
- Janák M., Froitzheim N., Lupták B., Vrabec M., Krogh Ravna E.J., 2004: First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. *Tectonics*, 23 TC5014, doi:10.1029/2004TC001641.
- Jung C., Jung S., Hoffer E., Berndt J., 2006: Petrogenesis of tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel, Germany. *Journal of Petrology*, vol 47., p. 1637-1671.
- Jung S., Masberg P., 1998: Major- and trace element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (Central Germany)—constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 86, p 151–177.
- Klein E.M., Langmuir C.H., 1987: Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research*, vol. 92, p. 8089-8115.
- Klemme S., 2004: The influence of Cr on the garnet–spinel transition in the Earth’s mantle: experiments in the system MgO–Cr₂O₃–SiO₂ and thermodynamic modelling. *Lithos*, vol., 77, p. 639-646.

- Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J., 2002: Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* vol. 66, p. 3109-3123.
- Klemme S., O'Neill, H.S.C., 2000: The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 138, p. 237– 248.
- Kostopoulos D.K., James S.D., 1992: Parameterization of the melting regime of the shallow upper mantle and the effects of variable lithospheric stretching on mantle modal stratification and trace element concentrations in magmas. *Journal of Petrology* vol. 33, p. 665–691.
- Langmuir C.H., Bender J.F., Bence A.E., Hanson G.N., Taylor S.R., 1977: Petrogenesis of basalts from the FAMOUS-area, Mid-Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 36, p. 133–156.
- Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T., 1992: Petrological Systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts: Constraints on Melt Generation Beneath Ocean Ridges. In: *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges* (eds J. P. Morgan, D. K. Blackman and J. M. Sinton), American Geophysical Union, Geophysical Monograph 71, p. 183-280.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, vol. 27, p. 745-750.
- Maaløe S., 1982: Geochemical aspects of permeability-controlled partial melting and fractional crystallization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 46, p. 43–57.
- Mallik A., Dasgupta R., 2012: Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 329-330, p. 97-108.
- Martin U., Németh K., 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin, *Geologica Hungarica Series Geologica*, vol. 26, p. 1-198.
- McGee L.E., Smith I. E.M., Millet M.A., Handley H.K., Lindsay J.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*, vol. 54, p 2125-2153.
- McKenzie D., 1984: The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology*, vol. 25, p. 713-765.
- McKenzie D., Bickle M. J., 1988: The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology* vol. 29, p. 625-679.
- McKenzie D., O'Nions R.K., 1991: Partial melt distributions from inversion of rare-earth element concentrations. *Journal of Petrology*, vol. 32, p. 1021–1091.
- McKenzie D., O'Nions R.K., 1995: The Source Regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology*, vol. 36, p. 133-159.
- Miller C., Mundil R., Thöni M., Konzett J., 2005: Refining the timing of eclogite metamorphism: a geochemical, petrological, Sm-Nd and U-Pb case study from the Pohorje

- Mountains, Slovenia (Eastern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 105, p. 70-84.
- Medaris G., Ducea M., Ghent E., Iancu V., 2003: Conditions and timing of high-pressure Variscan metamorphism in the South Carpathians, Romania. *Lithos*, vol. 70, p. 141-161.
- Miller C., Thöni M., 1997: Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Austria): new petrological, geochemical and geochronological data. *Chemical Geology*, vol. 137, p. 283–310.
- Nemcok M., Pospisil L., Lexa J., Donelick R.A., 1998: Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian–Pannonian region. *Tectonophysics*, vol. 295, p. 307-340.
- Niu Y., Wilson M., Humphreys E.R., O'Hara M.J., 2011: The Origin of Intra-plate Ocean Island Basalts (OIB): the Lid Effect and its Geodynamic Implications. *Journal of Petrology*, vol. 52, p. 1443-1468.
- Niu Y.L., Hékinian R., 1997: Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, vol. 385, p.326-329.
- Niu Y.L., O'Hara M.J., 2008: Global Correlations of Ocean Ridge Basalt Chemistry with Axial Depth: a New Perspective. *Journal of Petrology*, vol. 49, p. 633-664.
- Palacz Z., Saunders A.D., 1986: Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 79, p. 270-280.
- Panaiotu C.G., Pécskay Z., Hambach U., Seghedi I., Panaiotu C.E., Tetsumaru I., Orleanu M., Szakács A., 2004: Short-lived Quaternary volcanism in the Persani Mountains(Romania) revealed by combined K–Ar and paleomagnetic data. *Geologica Carpathica*, vol. 55, p. 333–339.
- Panaiotu C.G., Jicha B.R., Singer B.S., Tugui A., Seghedi I., Panaiotu A.G., Necula C., 2013: ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology and paleomagnetism of Quaternary basaltic lavas from the Perșani Mountains (East Carpathians). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 221, p. 1–24.
- Parsons B., Sclater J.G., 1977: An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, vol. 82, p. 803-827.
- Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., Günther D., Schmidt M.W., 2004: Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite. *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*, vol. 5, doi:10.1029/2003GC000638.
- Pertermann, M., Hirschmann M.M., 2003: Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: Phase relations, phase compositions and mineral/melt partitioning of major elements at 2–3 GPa. *Journal of Petrology*, vol. 44, p. 2173–2201.
- Morgan P.J., Smith W.H.F., 1992: Flattening of the sea-floor depth-age curve as a response to asthenospheric flow. *Nature*, vol. 359, p. 524-527.

Royden, L. H., 1993: Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, vol. 12, p. 629-638.

Schilling J.G., Winchester J.W., 1967: Rare-earth fractionation and magmatic processes. In: *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets*. (ed Runcorn S.K.), p. 267-283.

Seghedi I., Downes H., Szakács, A., Mason P. R. D., Thirlwall M. F., Rosu E., Pécskay Z., Marton E., Panaiotu C., 2004: Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: A synthesis. *Lithos*, vol. 72, p. 117-146.

Seghedi I., Maţenco 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* vol. 502, p. 146–157.

Simon L., Halouzka R., 1996: Pútikov vršok volcano—the youngest volcano in the Western Carpathians. *Slovak Geological Magazine*, vol. 2, p. 103-123.

Shaw D.M., 1970: Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 34 no. 2, p. 237-243.

Shaw D.M., 2000: Continuous (dynamic) melting theory revisited. *Canadian Minerologist*, vol. 38, p. 1041-1063.

Smith, D.R., Leeman W.P., 2005: Chromian spinel–olivine phase chemistry and the origin of primitive basalts of the southern Washington Cascades. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 140, p. 49-66.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., et al., 2007 The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science*, vol. 316, p. 412–417.

Sobolev A.V., Shimizu N., 1992: Superdepleted melts and ocean mantle permeability. *Doklady Rossiyskoy Akademii Nauk*, vol. 326, p. 354–360.

Stegena L., Géczy B., Horváth F., 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin, *Tectonophysics*, vol. 26, p. 71-91.

Sun S.S., McDonough W.F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. and Norry M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications vol. 42, p. 313-345.

Takada A., 1994: The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, p. 13563–13573.

Tari G., Dövényi P., Dunkl I., Horváth F., Lenkey L., Stefanescu M., Szafián P., Tóth T., 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (eds.), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*, Geological Society, London, Special Publications vol. 156, p. 215-250.

- Walker G. P. L., 1993: Basaltic-volcano systems. In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W., Nearly, C. R. (eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication vol. 73., p. 3–38.
- Weaver B.L., 1991: The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 104, p 381-397.
- Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J., Joron J.L, 1986: Role of subducted sediment in the genesis of ocean island basalts: Geochemical evidence from South Atlantic Ocean Islands. *Geology*, vol. 14, p. 275-278.
- 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*, vol. 164, p. 193-204.
- Yaxley G.M., and Green D.H., 1998: Reactions between eclogite and peridotite: Mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, vol. 78, p. 243–255.
- Zindler A., Staudigel H., Batiza R. 1984: Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 70, p 175---195.
- Zou H., 1998: Trace element fractionation during modal and nonmodaldynamic melting and open-system melting: A mathematical treatment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 62, p. 1937–1945.

1. függelék

Munkám során a Kárpát-Pannon térségben található négy, alkáli bazaltos vulkáni területre készítettem nyomelem alapú direkt olvadási modelleket (Kisaföldi-, Bakony-Balaton-felvidéki-, Selmeci- valamint a Persányi Vulkáni Területre). A modellezés során az adott vulkáni területekről származó, primitív, korábban már publikált teljes közet geokémiai adatokat gyűjtöttem össze (50 adatsor), majd használtam fel. A modelladatok kiszámításához szintén adatgyűjtést hajtottam végre, mely során a számolásokhoz leginkább megfelelő megoszlási együtthatókat, kémiai és modális összetételeket kerestem ki, főképp kísérleti közettani publikációkban.

A modellezéshez továbbá egy már korábban felvetett olvadási modellt, az úgynevezett dinamikus olvadási oszlop modell alkalmazási lehetőségeinek kiterjesztésére is szükség volt. Ehhez egy új olvadási egyenletet dolgoztam ki. Ennek az olvadási egyenletnek segítségével MATLAB programban egy kódot készítettem konzulensem, Dr. Molnár Gábor segítségével, mellyel a modellezéshez szükséges számításokat végeztem el. A számítások során kapott adatokat ezek után összevetettem a korábban összegyűjtött teljes közet adatokkal különböző nyomelemeket, valamint nyomelemarányokat feltüntető diagramokon, így meghatározva a vizsgált alkáli bazaltokat létrehozó olvadék keletkezési körülményeit (olvadás mértéke, végső olvadási nyomás, forráskőzet kémiai összetétele). A végső olvadási nyomásadatokról ezen felül a vulkáni területek alatt található litoszféra vastagságát is meghatároztam, majd a kapott eredményeket korábbi, főelem-geokémiai számításokon alapuló adatokkal hasonlítottam össze, melyekhez képest kissé nagyobb litoszféra vastagságok adódtak.

2. függelék

Ha az olvadás egy d (m) vastagságú olvadási oszlopban ment végbe, akkor ezt a d -t feloszthatjuk n darab olvadási cellára. Ezekben a cellákban C_0 , D_0 , P_0 , és F értéke legyen állandó. Az i -edik olvadási cellában ezek értéke C_{0i} , D_{0i} , P_{0i} , F_i lesz, az n -edik cellában pedig C_{0n} , D_{0n} , P_{0n} , F_n . Az i -edik cellából szegregálódó olvadék összetétele, ha a cellákban dinamikus olvadást feltételezünk (Zou, 1998 egyenlete alapján):

$$C_{li} = \frac{C_{0i}}{X_i} \left(1 - \left(1 - \frac{X_i(P_{0i} + \Phi(1-P_{0i}))}{D_{0i} + \Phi(1-P_{0i})} \right)^{\frac{1}{\Phi + (1-\Phi)P_{0i}}} \right) \quad (1/a)$$

míg teljes oszlopból szegregálódott olvadék mennyisége $X_1 + X_2 + X_3 + \dots + X_{n-1} + X_n$, tehát

$$\sum_{i=1}^n X_i \quad (1/b)$$

Az egyes olvadási cellákból különböző mennyiségű olvadék fog szegregálódni, így eltérő arányban jelennek meg az egyes cellákból származó olvadékok az akkumulált fázisban. Ezért i cella C_{li} értékét meg kell szorozni X_i -vel ahhoz, hogy megkapjuk az i cellában keletkezett olvadék koncentrációjának súlyozott értékét az akkumulált olvadékban. Ekkor az 1/a egyenletbe ezt behelyettesítve:

$$C_{li} \text{ (súlyozott)} = C_{0i} \left(1 - \left(1 - \frac{X_i(P_{0i} + \Phi(1-P_{0i}))}{D_{0i} + \Phi(1-P_{0i})} \right)^{\frac{1}{\Phi + (1-\Phi)P_{0i}}} \right) \quad (1/c)$$

Az akkumulált olvadékban az adott elem koncentrációja a súlyozott C_{li} értékek összegének, valamint a teljes akkumulálódott olvadék mennyiségének hányadosa adja meg (1/c és 1/b hányadosa):

$$C_l = \frac{\sum_{i=1}^n C_{0i} \left(1 - \left(1 - \frac{X_i(P_{0i} + \Phi(1-P_{0i}))}{D_{0i} + \Phi(1-P_{0i})} \right)^{\frac{1}{\Phi + (1-\Phi)P_{0i}}} \right)}{\sum_{i=1}^n X_i} \quad (1/d)$$

3. függelék

2/1. táblázat: A modellezés során felhasznált modális és kémiai összetételek. P.k.: primitív köpeny; Ek: eklogit; Ol: olivin; Cpx: klinopiroxén; Opx: ortopiroxén; Sp: spinell; Ga: gránát. Az eklogitos forráskőzet 15%-os olvadásával keletkezett olvadék nem-modális dinamikus olvadási modellel lett számolva. Hivatkozások: **1:** Kostoupolus és James, 1992; **2:** Hofmann, 1988; **3:** Hills és Haggerty, 1989; **4:** Boniface et al., 2012.

Koncentráció értékek ppm-ben

Adat	P. k. (ga)	P. k. (sp)	Eklogit	Kolv. P.k. (ga)	Kolv. P.k. (sp)	Kiolv. Ek.	Ek-olv. (15%)	Forrásrégió
Hivatkozás	1, 2	1, 2	3, 4	1	1			
Ol	0,60	0,57	0,00	0,01	0,01	0,00		
Cpx	0,14	0,15	0,58	0,36	0,76	0,44		
Opx	0,19	0,26	0,00	0,09	0,08	0,00		
Sp	0,00	0,03	0,00	0,00	0,14	0,00		
Ga	0,07	0,00	0,42	0,54	0,00	0,56		
Rb	0,54	0,54	0,55				3,89	1,57
Sr	18,21	18,21	74,00				497,23	32,58
Zr	9,71	9,71	33,20				96,18	12,31
Nb	0,62	0,62	4,56				32,24	0,64
Y	3,94	3,94	25,50				13,69	4,23
Th	0,08	0,08	0,02				0,11	0,08
La	0,61	0,61	1,93				13,57	1,00
Ce	1,60	1,60	6,80				45,97	2,93
Pr	0,24	0,24	1,22				7,37	0,46
Nd	1,19	1,19	6,53				32,96	2,14
Sm	0,39	0,39	2,27				6,13	0,56
Eu	0,15	0,15	0,83				2,35	0,21
Gd	0,51	0,51	3,52				5,12	0,65
Tb	0,09	0,09	0,69				1,30	0,13
Dy	0,64	0,64	4,73				3,49	0,72
Ho	0,14	0,14	1,01				1,23	0,17
Er	0,42	0,42	2,78				1,10	0,44
Tm	0,06	0,06	0,41				0,30	0,07
Yb	0,41	0,41	2,68				0,69	0,42
Lu	0,07	0,07	0,39				0,08	0,07
Hf	0,27	0,27	1,23				3,40	0,36
U	0,02	0,02	0,01				0,07	0,02

2/2. táblázat: A modellezés során felhasznált ásvány olvadék megoszlási együtthatók. Rövidítések a 2/1. táblázattal megegyezők. Hivatkozások: 1: McKenzie és O’Nions, 1995; 2: McKenzie és O’Nions, 1991; 3: Kostoupolus és James, 1992; 4: Pertermann et al., 2004; 5: Klemme et al., 2002.

Adat	ol/olv	opx/olv	cpx/olv	sp/olv	ga/olv	ga/olv (ek)	cpx/olv (ek)
Hivatkozás	1, 2, 3	1, 2	1, 2	1, 2, 3	1, 2	2, 4, 5	2, 4, 5
Rb	0,0002	0,0006	0,0010	0,0001	0,0007	0,0094	0,0018
Sr	0,0002	0,0070	0,1300	0,0001	0,0011	0,0110	0,0620
Zr	0,0100	0,0300	0,1000	0,0500	0,3200	0,4600	0,1600
Nb	0,0050	0,0050	0,0200	0,0001	0,0700	0,0063	0,0110
Y	0,0050	0,0050	0,2000	0,0078	2,1100	3,6600	0,7600
Th	0,0001	0,0001	0,0003	0,0001	0,0001	0,0016	0,0068
La	0,0004	0,0020	0,0540	0,0100	0,0100	0,0050	0,0300
Ce	0,0005	0,0030	0,0980	0,0100	0,0210	0,0090	0,0600
Pr	0,0008	0,0048	0,1500	0,0100	0,0540	0,0110	0,1100
Nd	0,0010	0,0068	0,2100	0,0100	0,0870	0,0650	0,1460
Sm	0,0013	0,0100	0,2600	0,0100	0,2170	0,3050	0,3130
Eu	0,0016	0,0130	0,3100	0,0100	0,3200	0,3420	0,2550
Gd	0,0015	0,0160	0,3000	0,0100	0,4980	0,9120	0,4850
Tb	0,0015	0,0190	0,3100	0,0100	0,7500	0,7500	0,3100
Dy	0,0017	0,0220	0,3300	0,0100	1,0600	2,4600	0,6500
Ho	0,0016	0,0260	0,3100	0,0100	1,5300	1,5300	0,3100
Er	0,0015	0,0300	0,3000	0,0100	2,0000	5,2800	0,8500
Tm	0,0015	0,0400	0,2900	0,0100	3,0000	3,0000	0,2900
Yb	0,0015	0,0490	0,2800	0,0100	4,0300	8,7400	0,9800
Lu	0,0015	0,0600	0,2800	0,0100	5,5000	10,4000	1,0900
Hf	0,0100	0,0100	0,2330	0,0800	0,2300	0,3500	0,2670
U	0,0001	0,0001	0,0004	0,0003	0,0001	0,0184	0,0087

2/3. táblázat: A felhasznált tejles kőzet összetételek. Koncentráció értékek főelemekre (SiO₂-Fe₂O₃) tömegszázalékban, nyomelemekre (V-U) ppm-ben. Mg-szám=MgO/(FeO+MgO). Hivatkozások: 1: Embey-Isztin et al., 1993; 2: Harangi et al., 2014; 3: Harangi et al., 2013; 4: Downes et al., 1995; 5: Harangi et al, 1995; 6: Dobosi et al., 1995.

Mintanév	GUL-2574	SZ-651	DIS-687	HAL-503	AG-2602	HAM-04	kk1	ha1	bad2	cso2	S-1
Lelőhely	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT
Hivatkozás	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2
SiO ₂	47,17	47,06	47,51	49,43	48,66	46,50	46,65	46,63	45,83	47,76	47,24
TiO ₂	2,17	2,30	2,13	2,08	2,10	2,23	2,19	2,14	2,09	1,94	2,18
Al ₂ O ₃	15,84	16,06	15,56	15,89	16,29	15,68	16,24	16,79	17,80	16,88	15,51
Fe ₂ O ₃ (t)	10,57	10,46	10,58	10,32	10,28	10,08	10,80	9,45	9,78	9,47	10,35
MnO	0,16	0,15	0,17	0,15	0,18	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,16
MgO	8,31	8,57	8,65	8,01	8,28	8,67	9,32	9,05	8,52	8,93	9,03
CaO	9,08	9,59	9,07	8,64	8,93	9,73	8,75	9,02	8,24	8,29	8,80
Na ₂ O	3,57	2,75	3,17	3,17	3,21	4,06	3,25	4,13	4,57	3,71	3,65
K ₂ O	2,35	2,43	2,40	1,78	1,40	2,27	2,08	2,14	2,36	2,27	2,30
P ₂ O ₅	0,78	0,62	0,76	0,52	0,68	0,62	0,56	0,49	0,65	0,60	0,79
FeO	8,06	7,98	8,07	7,87	7,84	7,69	8,24	7,21	7,46	7,22	7,89
Fe ₂ O ₃	1,61	1,60	1,61	1,57	1,57	1,54	1,65	1,44	1,49	1,44	1,58
LOI	0,17	1,11	0,15	0,16	0,61	0,72	0,79	0,57	0,26	2,10	1,50
Mg-szám	0,65	0,66	0,66	0,64	0,65	0,67	0,67	0,69	0,67	0,69	0,67
V	188,0	200,0	175,0	169,0	165,0	201,0	229,0	222,0	219,0	197,0	182,0
Rb	60,0	58,0	62,0	55,0	75,0	59,0	54,0	55,0	61,0	51,0	56,8
Ba	881,0	723,0	867,0	552,0	769,0	784,0	735,0	838,0	939,0	882,0	877,0
Pb	5,30	5,70	5,60	4,40	5,70	7,00					5,70
Sr	915,0	1230,0	865,0	1006,0	1213,0	792,0	1099,0	794,0	826,0	842,0	1159,2
Zr	303,0	265,0	293,0	206,0	249,0	241,0	169,0	200,0	264,0	227,0	282,9
Nb	74,0	60,0	71,0	44,0	59,0	59,0	49,0	58,0	70,0	61,0	80,1
Y	27,0	24,0	27,0	23,0	24,0	23,0	17,0	18,0	21,0	20,0	27,5
Th	9,30	5,90	9,00	4,80	6,90	6,40	6,20	7,20	7,90	7,30	8,80
La	52,0	36,0	56,0	36,0	43,0	41,0	46,0	48,0	54,0	52,0	52,9
Ce	101,0	81,0	106,0	71,0	87,0	84,0	74,0	82,0	96,0	86,0	101,3
Pr											12,20
Nd	44,30	37,00	48,30	35,50	37,00	37,70	31,10	31,60	53,00	34,30	48,70
Sm	8,10		8,00	6,70		7,10	7,20	7,10	7,70	7,40	8,13
Eu	2,50		2,50	2,11		2,22	2,41	2,34	2,70	2,39	2,36
Gd											6,76
Tb											0,80
Dy											4,86
Ho											0,84
Er											2,21
Tm											0,31
Yb	2,19		2,19	1,96		1,93	1,62	1,94	2,23	1,90	1,88
Lu	0,33		0,33	0,30		0,30	0,24	0,28	0,31	0,29	0,28
Hf											6,00
Ta											4,50
U											2,30

2/3 táblázat: folytatás.

Mintanév	BAD1	HTU-1	KK-1	U-1	RAC-1	RAC-3	BARC	GRU1	GRU2	barc	bog1	bog2	comana	racos
Lelőhely	BBFVT	BBFVT	BBFVT	BBFVT	PVT	PVT	PVT	PVT	PVT	PVT	PVT	PVT	PVT	PVT
Hivatkozás	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4
SiO2	46,32	44,47	46,53	47,53	47,21	47,22	46,82	47,71	47,01	47,11	47,29	47,14	48,71	48,21
TiO2	2,18	2,38	2,24	2,06	1,56	1,53	1,78	1,82	1,79	1,73	1,71	1,76	1,63	1,53
Al2O3	15,94	16,17	15,37	15,64	15,91	15,85	16,01	16,37	16,39	16,26	16,29	16,25	16,84	15,77
Fe2O3 (t)	10,82	10,96	10,86	10,46	9,64	9,58	10,16	9,75	10,06	9,86	9,78	9,87	9,47	9,21
MnO	0,17	0,18	0,15	0,16	0,16	0,15	0,17	0,16	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,15
MgO	8,69	8,67	9,61	8,29	9,75	10,72	9,26	8,83	9,00	8,99	8,98	8,96	7,85	10,36
CaO	9,42	10,40	9,26	9,22	9,92	9,74	9,48	9,56	9,47	9,34	9,40	9,49	9,18	9,49
Na2O	3,79	3,35	3,13	3,76	3,82	3,34	3,93	3,31	3,53	4,12	4,02	3,97	3,86	3,50
K2O	1,87	2,75	2,18	2,15	1,64	1,53	1,92	1,97	2,06	1,90	1,86	1,89	1,84	1,42
P2O5	0,80	0,66	0,67	0,73	0,39	0,34	0,48	0,51	0,53	0,51	0,51	0,51	0,46	0,36
FeO	8,25	8,36	8,28	7,98	7,35	7,31	7,75	7,44	7,67	7,52	7,46	7,53	7,22	7,02
Fe2O3	1,65	1,67	1,66	1,60	1,47	1,46	1,55	1,49	1,53	1,50	1,49	1,51	1,44	1,40
LOI	1,00	1,10	1,50	1,00	3,30	4,40	0,94	1,39	1,40	0,26	2,65	0,77	0,62	-0,06
Mg-szám	0,65	0,65	0,67	0,65	0,70	0,72	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,66	0,72
V	200,0	219,0	176,0	152,0	199,0	187,0	194,0	188,0	195,0	202,0	205,0	216,0	187,0	217,0
Rb	50,4	82,8	50,7	52,3	37,9	20,2	43,1	39,4	39,5	49,0	51,0	48,0	43,0	33,0
Ba	842,0	719,0	627,0	694,0	685,0	589,0	758,0	735,0	726,0	874,0	870,0	875,0	731,0	702,0
Pb	3,10	6,00	5,20	5,00	2,20	3,90	3,60	8,10	5,20	6,30	7,50	5,70	7,00	8,00
Sr	1013,7	790,2	1385,8	846,5	813,6	703,2	775,0	771,0	820,4	739,0	740,0	734,0	808,0	692,0
Zr	291,9	285,6	194,7	238,7	154,8	140,3	185,3	174,3	181,0	199,0	200,0	198,0	181,0	160,0
Nb	84,7	69,1	53,3	66,5	37,6	30,7	51,8	47,3	48,8	53,0	54,0	53,0	44,0	31,0
Y	29,3	27,4	21,5	24,2	21,6	20,6	23,8	20,8	22,0	24,0	25,0	24,0	24,0	22,0
Th	7,90	9,40	6,70	9,90	5,60	6,20	6,00	5,00	5,50	7,40	5,50	5,40	4,20	5,80
La	52,3	48,1	36,2	47,5	32,3	27,0	32,8	31,9	31,7	37,3	37,0	33,8	36,8	29,0
Ce	104,1	95,5	72,1	93,2	60,9	50,2	63,9	59,3	60,7	66,7	87,0	60,5	65,8	56,4
Pr	12,27	11,62	9,11	11,02	6,96	5,91	7,59	6,85	7,03					
Nd	50,30	50,90	37,80	44,80	28,20	25,50	34,00	27,80	28,80	31,00	34,80	28,00	30,20	24,10
Sm	8,45	7,75	6,69	7,70	5,18	4,69	6,04	5,12	5,22	5,82		5,31	5,73	4,61
Eu	2,44	2,17	2,05	2,21	1,58	1,42	1,86	1,66	1,75	1,87		1,73	1,81	1,48
Gd	6,91	6,22	5,67	6,05	4,26	4,06	5,14	4,79	4,98	5,28		4,91	5,19	4,60
Tb	0,84	0,82	0,73	0,77	0,60	0,57	0,70	0,74	0,76					
Dy	5,29	4,96	4,22	4,67	3,91	3,56	4,35	3,98	4,08	4,79		4,57	4,75	4,29
Ho	0,95	1,00	0,78	0,82	0,75	0,75	0,83	0,77	0,76					
Er	2,34	2,68	1,95	2,06	2,05	2,00	2,26	2,16	2,16	2,55		2,49	2,54	2,27
Tm	0,35	0,38	0,28	0,29	0,29	0,30	0,34	0,29	0,29					
Yb	2,10	2,26	1,52	1,90	1,97	1,87	2,21	1,75	1,83	2,07		2,08	2,08	2,05
Lu	0,32	0,34	0,24	0,28	0,28	0,30	0,31	0,28	0,28	0,32		0,32	0,32	0,33
Hf	6,20	7,20	4,80	5,80	3,70	3,60	4,50	4,20	4,40					
Ta	4,80	4,50	3,30	4,20	2,40	1,80	3,10	2,90	2,90					
U	2,50	2,20	1,80	2,50	1,70	1,50	1,70	1,20	1,50					

2/3 táblázat: folytatás.

Mintanév	mateias	Hoghoz	SAG-600	SH1/18	SH8/8	SH15/1	sag4	SH3	S1	S3	S4	SAG08-2	SH-III L	RS-17
Lelőhely	PVT	PVT	KVF	KVF	KVF	KVF	KVF	KVF	KVF	KVF	KVF	KVF	KVF	KVF
Hivatkozás	4	4	1	5	5	5	5	5	5	5	5	2	2	2
SiO ₂	46,89	48,15	48,91	50,01	49,87	49,29	50,18	49,86	49,73	50,23	49,87	48,19	48,19	48,72
TiO ₂	1,74	1,80	2,24	2,24	2,13	2,42	2,06	2,14	2,15	2,01	2,17	2,31	2,29	2,23
Al ₂ O ₃	15,67	15,81	14,12	15,26	15,85	14,77	16,08	15,28	15,34	15,72	15,38	14,10	14,11	14,17
Fe ₂ O ₃ (t)	9,74	9,55	10,47	10,11	9,92	10,84	9,57	10,04	10,00	9,85	9,83	11,79	11,28	11,01
MnO	0,16	0,15	0,15	0,13	0,14	0,14	0,13	0,14	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15	0,14
MgO	9,70	9,24	9,85	8,43	8,04	8,50	8,35	9,37	9,35	8,25	8,80	9,55	9,82	8,96
CaO	9,44	9,89	8,93	8,65	8,25	8,55	8,22	7,97	7,95	8,01	8,24	9,04	8,77	8,90
Na ₂ O	4,06	3,77	2,92	2,90	3,34	3,27	2,99	2,94	2,95	3,31	3,36	2,83	3,05	3,39
K ₂ O	2,04	1,03	1,90	1,83	1,96	1,75	1,94	1,83	1,90	1,97	1,78	1,53	1,87	1,97
P ₂ O ₅	0,56	0,60	0,50	0,43	0,49	0,46	0,47	0,43	0,47	0,50	0,42	0,50	0,47	0,51
FeO	7,43	7,28	7,98	7,71	7,57	8,27	7,30	7,66	7,63	7,51	7,50	8,99	8,60	8,40
Fe ₂ O ₃	1,49	1,46	1,60	1,54	1,51	1,65	1,46	1,53	1,53	1,50	1,50	1,80	1,72	1,68
LOI	0,35	0,93	1,60	2,30	1,10	1,40	2,40	0,33	0,36	-0,20	0,70	2,40	0,20	0,40
Mg-szám	0,70	0,69	0,69	0,66	0,65	0,65	0,67	0,69	0,69	0,66	0,68	0,65	0,67	0,66
V	206,0	220,0	193,0	205,0	195,0	217,0	190,0	210,0	206,0	199,0	214,0	198,0	194,0	203,0
Rb	52,0	27,0	43,0	40,0	35,0	32,0	31,0	37,0	40,0	44,0	41,0	26,5	40,0	44,2
Ba	1013,0	1580,0	647,0	592,0	609,0	596,0	657,0	629,0	641,0	684,0	632,0	602,0	555,0	601,0
Pb	8,30	11,20	3,30	7,00	7,00	8,00	8,00					2,60	2,00	2,50
Sr	863,0	1329,0	763,0	748,0	743,0	732,0	747,0	716,0	719,0	749,0	760,0	808,1	802,3	803,7
Zr	209,0	222,0	216,0	205,0	214,0	210,0	202,0	178,0	179,0	182,0	174,0	187,8	187,6	203,1
Nb	53,0	42,0	46,0	43,0	46,0	45,0	43,0	40,0	43,0	43,0	40,0	40,9	43,8	47,7
Y	24,0	25,0	22,0	22,0	25,0	22,0	21,0	17,0	16,0	17,0	17,0	21,1	19,6	20,5
Th	9,40	8,30	5,50	4,40	4,60	4,40	6,00					4,70	4,50	5,20
La	53,0	79,0	31,0	30,0	32,0	31,0	33,0	33,0	37,0	43,0	38,0	29,8	29,7	31,5
Ce	102,0	143,0	72,0	59,0	63,0	61,0	69,0	62,0	69,0	57,0	67,0	59,8	60,3	63,3
Pr												7,81	7,60	7,90
Nd	39,00	63,00	34,00		38,00	33,00				30,00		31,60	31,30	32,50
Sm				6,50	6,50	6,50				8,40		6,87	6,42	6,60
Eu				2,03	1,95	1,91				1,94		2,13	1,93	2,00
Gd												5,86	5,52	5,49
Tb												0,85	0,81	0,82
Dy												4,37	3,98	4,11
Ho												0,74	0,71	0,70
Er												1,87	1,81	1,97
Tm												0,28	0,26	0,26
Yb				1,30	1,36	1,33				1,60		1,49	1,43	1,57
Lu				0,17	0,17	0,19						0,21	0,20	0,23
Hf												4,90	4,80	5,10
Ta												2,10	2,40	2,80
U												0,90	1,20	1,30

2/3 táblázat: folytatás.

Mintanév	SHT-1L	SHT-4	SHT-5L	S-U1	HH-II-S1	I-L2	bre	Brehy	PUT-1	PUT-2	BRE08-1
Lelőhely	KVF	KVF	KVF	BBFVT	KVF	KVF	Putikov	Putikov	Putikov	Putikov	Putikov
Hivatkozás	2	2	2	2	2	2	6	2	2	2	2
SiO ₂	48,86	49,46	49,08	48,33	44,75	45,86	45,32	45,35	45,08	44,32	44,87
TiO ₂	2,28	2,27	2,24	2,04	2,43	2,47	2,42	2,33	2,47	2,53	2,47
Al ₂ O ₃	14,53	14,19	14,00	15,81	14,81	14,97	12,79	13,09	13,45	13,64	13,23
Fe ₂ O ₃ (t)	10,71	10,16	10,82	10,60	10,92	10,85	11,02	12,15	11,64	12,11	11,64
MnO	0,14	0,15	0,15	0,17	0,18	0,17	0,17	0,17	0,18	0,19	0,17
MgO	8,95	9,70	9,71	8,34	10,90	10,30	11,42	10,50	10,57	11,32	10,95
CaO	8,78	8,89	8,60	8,65	9,97	10,09	10,02	10,02	10,23	10,62	10,12
Na ₂ O	3,26	3,00	3,14	3,14	3,91	2,23	4,07	3,81	3,75	2,91	4,05
K ₂ O	1,99	1,72	1,80	2,25	1,26	2,12	1,97	1,76	1,84	1,32	1,73
P ₂ O ₅	0,49	0,46	0,47	0,67	0,86	0,93	0,79	0,82	0,79	1,04	0,77
FeO	8,17	7,75	8,25	8,08	8,33	8,27	8,40	9,27	8,88	9,24	8,88
Fe ₂ O ₃	1,63	1,55	1,65	1,62	1,67	1,65	1,68	1,85	1,78	1,85	1,78
LOI	0,64	0,36	-0,10		0,36	1,70	1,50	0,60	0,35	1,06	1,96
Mg-szám	0,66	0,69	0,68	0,65	0,70	0,69	0,71	0,67	0,68	0,69	0,69
V	202,0	203,0	156,0	166,0	196,0	187,0	262,0	220,0	226,0	216,0	236,0
Rb	41,4	33,3	31,1	55,4	37,0	45,7	47,0	49,7	42,1	27,8	40,5
Ba	616,0	584,0	507,0	636,0	840,0	792,0	576,0	578,3	578,0	617,0	534,0
Pb	2,40	3,90	2,50	5,90	3,40	6,70			3,50	2,20	1,30
Sr	789,4	953,6	748,8	751,9	1004,4	964,3	828,0	918,4	887,1	1011,0	897,2
Zr	192,9	191,7	153,9	216,0	258,2	243,3	263,0	243,7	259,1	262,9	261,0
Nb	46,8	44,4	37,2	61,2	90,3	81,6	75,0	72,2	78,7	82,6	78,2
Y	20,2	20,4	18,8	22,6	27,0	24,6	25,0	25,0	23,2	23,8	23,3
Th	4,60	4,40	4,20	8,70	8,40	8,50	7,50	7,20	6,70	6,20	6,40
La	31,6	30,2	26,5	42,9	58,9	55,9	51,0	52,7	46,6	48,1	45,7
Ce	63,1	61,1	54,2	83,1	112,2	105,0	97,0	112,1	92,8	93,4	89,8
Pr	7,95	7,71	7,30	10,24	13,55	12,89			11,03	11,35	10,80
Nd	31,50	31,90	33,30	42,40	54,20	50,30	42,60	50,60	46,00	46,90	45,40
Sm	6,68	6,67	5,82	6,87	8,60	8,17	8,68	8,90	8,30	8,65	8,38
Eu	2,03	1,99	1,83	2,03	2,57	2,39	2,70	2,67	2,39	2,49	2,44
Gd	5,65	5,66	5,34	6,02	7,17	7,19		6,95	6,44	6,86	6,48
Tb	0,82	0,82	0,61	0,71	0,81	0,79		1,04	0,81	0,83	0,81
Dy	4,19	4,31	4,09	4,56	4,95	4,60		4,82	4,63	4,91	4,59
Ho	0,70	0,73	0,65	0,74	0,83	0,82		0,93	0,83	0,80	0,83
Er	1,89	1,78	1,85	1,99	2,22	2,11		2,10	1,92	1,99	1,89
Tm	0,28	0,24	0,23	0,29	0,29	0,32			0,26	0,27	0,25
Yb	1,51	1,50	1,33	1,70	1,77	1,74	1,71	1,70	1,57	1,60	1,60
Lu	0,21	0,21	0,20	0,26	0,26	0,25	0,27	0,23	0,21	0,22	0,23
Hf	4,80	5,00	4,60	5,10	5,30	5,90		5,90	5,80	5,60	5,30
Ta	2,60	2,50	2,70	3,60	5,30	5,00		4,70	4,30	4,80	4,60
U	1,30	1,70	1,30	2,30	2,50	1,90		2,30	2,00	2,00	2,10