

A Kárpát-Pannon Térség vulkáni kőzeteinek kutatása – geokémiai megközelítés

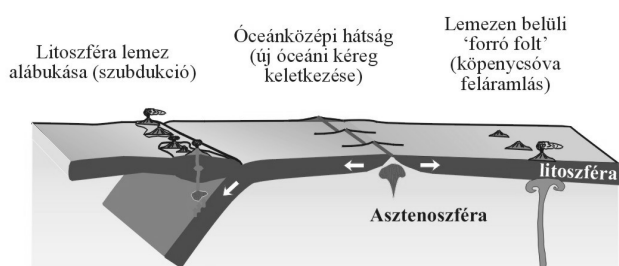
HARANGI Szabolcs*

ELTE Közzétan-Geokémiai Tanszék, Pázmány Péter sétány 1/C, 1117 Budapest, Magyarország

1. Bevezetés

A vulkáni működés kétségtelenül a Föld egyik legfontosabb természeti folyamata. Lényeges szerepet játszott a légkör kialakulásától kezdve a kontinensek megszületéséig, végigkísérte a Föld mintegy 4,5 milliárd éves fejlődéstörténetét és formálja ma is bolygónk természeti arcát. A vulkáni tevékenység során a földkéreg, vagy ritkább esetben a földkéreg részleges olvadása során keletkezett kőzetolvadék (magma) kerül a felszínre. A vulkáni kitérések jelentősen befolyásolták és befolyásolják ma is az emberi társadalmak életét és történetét. Hozzájárultak emberi társadalmak kialakulásához és fejlődéséhez, máshol fejlődő kultúrákat romboltak le, legendákat ihlettek, továbbá jelentős szerepet játszottak a földtudományok fejlődésében is¹.

Az ókori görögök és rómaiak a Föld mélyén lévő kén vagy a bitumen meggyulladásával, illetve a levegőnek a Föld mélyéről való szivárgásával magyarázták a vulkáni jelenségeket. George P. Scrope 1825-ben, majd nem sokkal később William Hopkins 1839-ben mutattak rá arra, hogy a vulkánokat tápláló magma a Föld mélyén lévő kőzetek nyomáscsökkenés következtében történő részleges olvadása során keletkezik. Arthur Holmes az 1900-as évek elején pedig már arról értekezett, hogy a bazaltos magma a peridotit kőzet részleges olvadása során jön létre, a nyomáscsökkenéses olvadásban pedig nagy szerepe van a földkéregben zajló konvektív áramlásoknak.



1. Ábra. A magmaképződés fő tektonikai környezetei.

A vulkáni kőzetek fontos információt nyújtanak a Föld mélyének jellegéről és az ott lejátszódó folyamatokról (1. ábra). E képződmények geokémiai vizsgálata feltárta többek között a földkéreg felső részének kémiai természetét és a kémiai elemek földi körforgásának törvényszerűségeit. Ezek alapján tudjuk például, hogy a földkéreg kémiai összetételét tekintve különböző mértékben heterogén. A heterogenitást elsődlegesen a magmaeltávozás és a szubdukció (óceáni litoszféralemez földkéregbe való lebukása) folyamatai okozzák. A földkéreg részleges olvadásával keletkező magma eltávozását követően lecsökken a kőzetolvadékot szerető elemek (pl. Rb, Ba, K,

U, Th) koncentrációja a visszamaradó kőzetben, azaz a felső köpeny ezen elemekben egyre kimerültebb lesz. A földkéreg viszont gazdagodik ezekben az elemekben. A szubdukció során a földkéreg anyaga visszajut a földkéregbe, azaz geokémiaiul egy újragazdagodási folyamat játszódik le. Az óceáni bazaltok kémiai összetétele tükrözi a földkéreg heterogén kémiai felépítését^{2,3}. Az óceáni hátságok mentén keletkező bazaltok (ún. MORB=Mid-Ocean Ridge Basalts) kémiai összetétele arra utal, hogy magmáik egy korábbi olvadási folyamaton átesett, azaz geokémiaiul kimerült, homogén összetételű földkéregből származnak³. Mivel a MORB kőzetek kémiai összetétele földrajzi helyzettől függetlenül nagyon hasonló, ezért az általánosan elfogadott elgondolás az, hogy az óceáni és kontinentális litoszféralemez alatt egy homogén kemizmusú felső köpeny zóna van, amit az asztenoszférával azonosítanak. Az óceáni sziget bazaltok (OIB) kémiai összetétele ezzel szemben nagyon változatos. A kutatók többsége ebből arra következtet, hogy ezek a bazaltok más forrásanyagból származnak. Többségük úgy véli, hogy a szubdukció során mélybe kerülő óceáni litoszféra anyaga a földmag és a földkéreg vagy az alsó és felső köpeny határán felhalmozódik és innen indulnak ki a forró foltok alatt feláramló köpenycsövák, amelyek kis fokú részleges olvadásával jönnek létre az OIB-jellegű magmák⁴. Az OIB kőzetek kémiai összetételében tehát tükröződik a földkéreg gazdagodási folyamata, azaz a MORB-októl eltérő kemizmusukat a földkéregbe visszajutó óceáni és kontinentális kéreganyag okozza. Mások elvetik a köpenycsövák jelenlétét és egy erősen heterogén felső köpenyvel számolnak⁵. Az óceáni bazaltok változatos kémiai összetételét a heterogén felső köpeny különböző mértékű olvadásával magyarázzák.

A vulkáni kőzetek kutatásának egy másik szempontja annak vizsgálata, hogy mi történik a magma feláramlása során, milyen változások zajlanak a magmakamrákban és ennek milyen szerepe lehet a vulkáni kitérés jellegében? Mindez elvezet a vulkáni kitérés előjelzésének területére. A vulkáni veszélyelőjelzésben nemcsak azt fontos megismerni, hogy vajon a Föld mélyében keletkezhet-e magma, hanem azt is, hogy a magmadifferenciáció milyen mértékben befolyásolja az esetlegesen kitérő magma tulajdonságait és ezáltal mennyire pusztító vulkáni kitérés következik be, ami érintheti az aktív vagy potenciálisan aktív tűzhányók közelében élő emberek millióit.

A vulkáni kőzetek kutatása tehát sokrétű. Hozzájárul bolygónk fejlődéstörténetének, a Föld belsejében zajló kémiai változások megismeréséhez, segít különböző térségek földtörténeti múltjának feltárásában és lényeges szerepet tölthet be a közeli és/vagy távolabbi jövőben

* Tel: 209-0555/8355 mellék, Fax: 381-2108, e-mail: szabolcs.harangi@geology.elte.hu

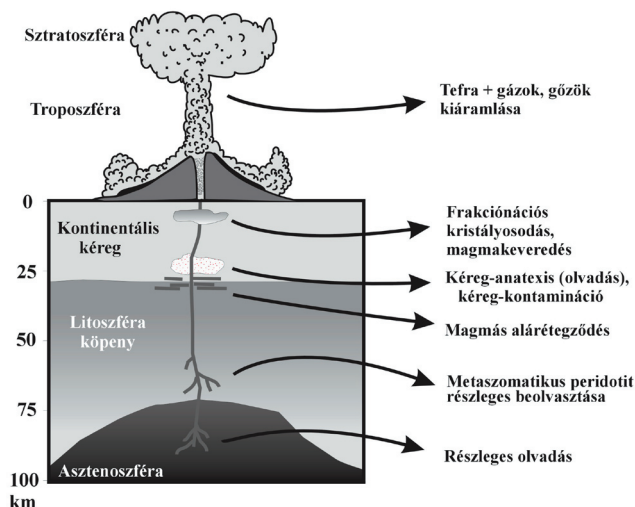
zajló esetlegesen katasztrófális természeti események előrejelzésében is. Mindezek a kutatások időszerűek térségünkben is. A Kárpát-Pannon térség jelentős területét borítják vulkáni képződmények, amelyek túlnyomó része az elmúlt 20 millió évben keletkezett^{6,7,8,9}. Ezek a kőzetek fontos információt adnak nemcsak a térség alatti litoszféra és az alatta lévő földköpeny jellegéről és folyamatairól¹⁰, hanem lényeges szerepet játszanak a terület fejlődéstörténetének rekonstrukciójában is. A legutolsó vulkáni kitörések néhány 10, illetve néhány 100 ezer éve történtek⁸. Vajon lesznek-e még vulkáni kitörések a Kárpát-Pannon térségben? A válasz nem egyértelmű, és részletes kutatást igényel. A földtani értelemben vett fiatal vulkáni képződmények mellett azonban elszórtan megjelennek több mint 100 millió éves vulkáni képződmények is. Ezek a földtörténeti középkor (mezozoikum) eseményeinek fontos tanúi (az idősebb vulkáni képződmények többnyire már erősen átalakultak).

Az alábbiakban néhány eredményt mutatok be térségünk vulkáni kőzeteinek geokémiai kutatásaiból. A vulkáni képződmények kémiai összetételének vizsgálatából feltárul a térség alatti földköpeny kémiai jellege, a vulkáni tevékenység tektonikai környezete, valamint rekonstruálhatók a magmaképződés és a magmadifferenciáció folyamatai. Az adatok közötti összefüggések értelmezésében a geokémia eszköztárának és ismeretanyagának nagy szerepe van!

2. Vulkanizmus – a földköpenytől a sztratoszféráig

A vulkáni működés lehet csendes lávafolyás vagy kisebb-nagyobb robajjal zajló robbanásos kitörés. Ez az esemény azonban csak mozzanata egy hosszú folyamatsornak, ami a földköpeny felső részén kezdődik és sok esetben egészen a sztratoszféráig tart (2. ábra). Hogyan rekonstruálható ez a folyamatsor? A vulkáni kőzetek kémiai összetételében sok folyamat együttesen tükröződik. Az analitikai módszerek fejlődésének köszönhetően ma már a periódusos rendszer elemeinek nagy része pontosan meghatározható, sőt számos elem izotópjainak aránya is mérhető. Ezekből a számadatokból megfejthető egy vulkáni kőzet története, az értelmezés legfontosabb eszköze pedig a geokémia tudományága. Mi olvasható ki a számadatok dzsungeléből? A tűzhányókat tápláló magma a földköpeny felső részének, vagy ritkábban a földkéreg kőzetanyagának részleges megolvadásával képződik. A keletkező magma kémiai összetétele függ a forráskőzet összetételétől és az olvadási folyamat mértékétől (egységnyi szilárd kőzet mekkora tömegszázaléka olvad meg). A földköpeny peridotit anyagának megolvadásával képződött bazaltos magmák sokszor nagyon rövid idő alatt a felszínre jutnak úgy, hogy kémiai összetételük nem változik meg. Ezeket a bazaltos kőzeteket primitív kőzeteknek nevezzük, mivel kémiai összetételük közvetlenül tükrözi a mélyben keletkezett magma összetételét. E kőzetek vizsgálata ezért nagy fontosságú a földköpeny összetételének megismerésében. A mélyben kialakult magmák többsége azonban különböző differenciációs folyamatokon megy keresztül, azaz elsődleges kémiai összetételük megváltozik. Ennek oka a magma frakcionációs kristályosodása, különböző összetételű magmák keveredése vagy a magmacsatornával vagy magmakamrával érintkező földkéregbeli kőzetanyag asszimilációja (más szóval kéregkontamináció) lehet. A kémiai összetétel változása függ a kikristályosodó ásványok

típusától és viszonylagos mennyiségétől, a keveredő magmák összetételétől, illetve a magmába olvasztott földkéregbeli kőzetanyag összetételétől és mennyiségétől.



2. Ábra. A magmaképződéstől a vulkáni kitörésig, avagy milyen folyamatokról nyerhetők információk a vulkáni kőzetek geokémiai tanulmányozása során.

Ezek a folyamatok tehát jelentősen megváltoztathatják az eredeti magma kémiai összetételét és különböző kőzettípusokat hozhatnak létre. A magma kikristályosodását követő másodlagos folyamatok (pl. hidrotermális folyamatok, kémiai mállás) tovább módosíthatják a kőzet kémiai összetételét. A magma egy többkomponensű rendszer, amelyben az olvadék és szilárd ásványfázisokon kívül különböző illóanyagok is vannak. Ezek az illó anyagok nagy nyomáson oldott állapotban vannak a magmában, azonban a nyomás csökkenésével kiválnak és adott esetben robbanásos vulkáni kitörést okozhatnak. A vulkáni működés során óriási mennyiségű gőz és gáz anyag kerül a légkörbe, amelyek nem ritkán globális klímaváltozást is okoznak. Mennyi és milyen típusú illóanyag jut a légkörbe a vulkáni kitörés során? A válasz szintén bennrejtőzködik a vulkáni képződményekben, például az ásványfázisokban megőrződött mikronnyi méretű szilikátolvadék zárványok és a hirtelen megdermedt kőzetüveg szilánkok kémiai összetételében¹¹.

A vulkáni kőzetek és az azokban található ásványfázisok kémiai összetételadatait tehát különböző folyamatok alakítják ki. A kérdés az, hogyan bontható vissza ez a folyamatsor, azaz a kémiai összetételadatakból hogyan következtethetünk például a forráskőzet összetételbeli jellegére, a részleges olvadás és a magmás differenciáció körülményeire vagy a magma kigázosodására? Ehhez egyrészt szükségesek a pontos koncentráció adatok, ismernünk kell az egyes elemek és izotópok sajátosságait a magmás rendszerekben és rendelkezünk kell olyan eszközökkel, amelyek segítségével megtalálhatjuk a kémiai adatok között megbúvó összefüggéseket.

3. Geokémiai eszközök: elemek és izotópok

A vulkáni kőzetekben rejtőző földtani információk kinyerésének legfontosabb eszköze a kémiai összetételadatok és koncentráció-eloszlások értelmezése. Az elemek

geokémiai eloszlását számos tényező befolyásolja. A kémiai elemek szerkezeti felépítésükből következő tulajdonságaik alapján jól csoportosíthatók (1. periódusos rendszer) és ez alapot ad a geokémiai osztályozásukra is. Az elemek földkéregbeli gyakorisága alapján elkülönítünk főelemeket (átlagos földkéregbeli koncentrációjuk nagyobb, mint 1 tömeg%, pl. Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, O), amelyek a kőzetalkotó ásványfázisok legfontosabb építőkövei. A nyomelemek átlagos földkéregbeli koncentrációja kisebb, mint 1 tömeg% (pl. Rb, Ba, Pb, Nb, Zr) és kevés kivételtől eltekintve nem alkotnak önálló ásványfázisokat a magmás kőzetekben. Ezek az elemek a főelemek részleges helyettesítésével épülhetnek be az ásványfázisokba vagy statisztikus eloszlásban jelennek meg a térrácsszerkezetben. Mégis, a nyomelemek szerepe jóval nagyobb a magmás folyamatok feltárásában, mint a főelemeké, mivel változékonyságuk jelentősebb, továbbá koncentráció megoszlásuk matematikai képletekkel számszerűen is leírható. Ennek alapja az, hogy a nyomelemek megoszlása az egyensúlyban lévő magma és szilárd fázis között pontosan meghatározható termodinamikai törvényszerűségeket (Berthelot-Nernst és Henry törvények) követ. Egy adott ásvány és a vele egyensúlyt tartó olvadék (magma) között egy i nyomelem megoszlása a következő egyenlettel fejezhető ki:

$$D_i^{\text{ásv/olv}} = C_i^{\text{ásv}} / C_i^{\text{olv}},$$

ahol $D_i^{\text{ásv/olv}}$ az i nyomelem egy adott ásványfázisra vonatkoztatott, az olvadék kémiai összetételétől, valamint az egyensúlyi hőmérséklet, nyomás és oxigénfugacitástól függő megoszlási együtthatója, C_i pedig a koncentráció értékét jelenti. Ha a rendszerben több ásványfázis tart egyensúlyt az olvadékkal, akkor egy i nyomelem megoszlását az úgynevezett teljes megoszlási együttható adja meg:

$$D_i = \sum x^{\text{ásv}} D_i^{\text{ásv/olv}},$$

ahol $x^{\text{ásv}}$ az adott ásványfázis relatív mennyisége tömegszázalékban kifejezve. E paraméterek segítségével a nyomelemek két nagy csoportba sorolhatók: Ha a $D_i < 1$, akkor az i nyomelem a magmás rendszerben inkompatibilisen viselkedik, azaz a magmában lévő ásványfázisok szerkezete nem segíti elő, hogy a nyomelem a kristályos fázisba lépjen, ezért az olvadékfázisban koncentrálódik. Ha a $D_i > 1$, akkor az i nyomelem a magmás rendszerben kompatibilisen viselkedik, azaz az ásványfázisokban főelemeket helyettesítve koncentrálódhatnak.

A nyomelemek geokémiai tulajdonságait jelentősen meghatározza szerkezeti felépítésük, ezért további geokémiai csoportosításuk követi a periódusos rendszerben elfoglalt helyüket. A magmás rendszerekben legfontosabb elemcsoportok a következők: A periódusos rendszer első két oszlopában lévő nagy ionsugarú és kis iontöltésű alkáli és alkáli földfém elemeket nagy ionsugarú litofil elemeknek (LILE=large-ion-lithophile elements) vagy más néven kis térerejű nyomelemeknek nevezik. Ezeknek az elemeknek az elektronegativitása kicsi ($< 1,0$), ezért leginkább ionos kötésben szerepelnek vegyületekben. Mivel az ionos kötés vízben könnyen szétszakad, ezért ezek az elemek vizes oldatokban mobilisak, azaz metamorfózis és mállás során, vagy éppen a szubdukálódó óceáni kőzetlemez

dehidratációja során könnyen távoznak a kőzetekből. Szilikátos magmában a nagyobb rendszámú LIL elemek (pl. Rb, Ba, Cs, Sr) inkompatibilisen viselkednek, ami azt jelenti, hogy részleges olvadás, illetve frakcionációs kristályosodás során inkább az olvadékban dúsulnak. A bazaltos magmás rendszerekben szintén inkompatibilisen viselkednek az úgynevezett nagy térerejű nyomelemek (HFSE=high-field-strength elements). Ezeknek, a periódusos rendszer negyedik és ötödik oszlopában lévő elemeknek (Zr, Hf, Nb és Ta, de bizonyos szempontból ebbe a csoportba tartozik a Ti, a Th és U is) nagy az iontöltésük (+4, +5, +6), viszont ionsugaruk kicsi ($< 0,08$ nm). A nagy iontöltésű HFS elemek elektronegativitása nagyobb (1,3-1,6), mint a LIL elemeknek, ami miatt az általuk létesített kötések kovalensebb jellegűek. Ezeket az elemeket vizes oldatok nem mobilizálják, koncentrációjuk és elemarányuk alapvetően megmarad metamorf átalakulás, dehidratáció és mállás követően is. A HFS elemekhez igen hasonlóan, tehát bazaltos rendszerben inkompatibilisen viselkednek a ritkaföldfém (RFF) elemek is. A lantanidák mellett ide sorolható az Y és bizonyos mértékben a Th és U is. A RFF elemek közös tulajdonsága, hogy $3+$ iontöltésük van, csupán a Ce és Eu szerepelhet más iontöltéssel is ($4+$, illetve $2+$) bizonyos oxidációs körülmények között. Az ionos kötés ellenére a RFF elemek kevésbé oldódnak vizes oldatokban, azaz alapvetően immobilisak. Ez elsősorban a viszonylag magas iontöltésükkel magyarázható. Az átmeneti fémek első sorozatának nyomelemei (FTSE=First-transition-series-elements) a periódusos rendszerben a negyedik sorban helyezkednek el a szkandiumtól (Sc) a cinkig (Zn). A magmás rendszerekben az FTS elemek különbözően viselkednek. A Ti, a Cu és Zn bazaltos magma esetében inkompatibilis, míg a Cr, Ni és Co ebben a rendszerben a legerősebb kompatibilitást mutatja. Ez utóbbi nyomelemek ugyanis könnyen helyettesíthetik a magnéziumot és a vasat, így a kristályosodás során a kezdetben kiváló mafikus (Mg-Fe tartalmú) szilikát ásványokba (olivin, piroxén, spinell) lépnek be. E legfontosabb nyomelem csoportok mellett azonban meg kell említeni még a periódusos rendszerben kissé különálló bór, amelynek geokémiai tulajdonságai csak az 1980-as évektől váltak ismertté. Ennek egyik oka, hogy kimutatása nem egyszerű analitikai feladat, másrészt koncentrációja a kőzetek nagy részében alacsony. A bór bazaltos magmás rendszerekben inkompatibilisen viselkedik, hasonlóan mint például a Nb és Ta, azonban vizes közegben erősen mobilis. Mivel a földköpenyben koncentrációja nagyon alacsony, a szubdukciós zónákban megjelenő vulkáni kőzetek viszonylag magas bór koncentrációja érzékenyen jelzi a földköpenybe visszajutó kéregkomponens és az alábukó óceáni kőzetlemez dehidratációs folyamatát¹². A bórhoz viszonylag hasonló geokémiai tulajdonságú az ólom, azaz inkompatibilisen viselkedik bazaltos magmákban, viszont vizes fluidumokban erősen mobilis.

A nyomelemek mellett a geokémiai értelmezés másik fő eszköze az izotóparányok vizsgálata. A magmás folyamatok feltárásában különösen nagy szerepük van az úgynevezett radiogén izotópoknak, azoknak amelyek radioaktív folyamatban vesznek részt, azaz radioaktív bomlás szenvednek vagy radioaktív bomlás során keletkeznek. A geokémiai kutatásokban izotóparányokat használunk fel, ahol a számlálóban a radioaktív bomlás során keletkező

izotóp szerepel, míg a nevezőben ugyanezen elem stabil, azaz radioaktív bomlásban nem szereplő izotópja van (pl.: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Ezeknek az izotóparányoknak a leglényegesebb tulajdonsága, hogy zárt rendszerű magmás folyamat során (pl.: részleges olvadás, frakcionációs kristályosodás) értékük nem változik. Ez azt jelenti, hogy az óceáni térségben az elmúlt 1-2 millió évben keletkezett bazaltok mért radiogén izotóparányai közvetlenül utalnak a forráskőzet, azaz a felső köpeny izotópposztételére. Az óceáni bazaltok változatos izotópposztétele tehát arra utal, hogy a földköpeny kémiaiailag erősen heterogén. A magmás kőzetek jelenleg mért radiogén izotóparányát részben a forráskőzet izotóparánya, részben a kőzet keletkezése óta eltelt idő határozza meg, feltéve hogy egyéb nyílt rendszerű folyamat, mint például kéregkontamináció, magma-keveredés vagy utólagos fluidkölcsonhatás nem történt. A radioaktív bomlás egyenletét felhasználva és ismerve a kőzet keletkezési, valamint a radioaktív bomlást szenvedő izotóp, továbbá az e folyamat során keletkező izotóp elemeinek koncentrációját, kiszámolható a kőzet képződési idejére jellemző iniciális izotóparány, ami már közvetlenül felhasználható a petrogenetikai folyamatok feltárására. Például a Sr-izotópok esetében:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t \lambda t,$$

$$\text{ahol } (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_t \approx 2.9 \text{ Rb/Sr}$$

A képletben a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ a kőzet kialakulásának időpontjában jellemző izotóparány értékét jelenti, míg a $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ a jelenleg mért értéket adja meg. A λ a bomlási állandót, a t pedig az eltelt időt jelzi.

A radiogén izotóparányok mellett fontos szerep jut az úgynevezett stabil izotópok arányainak is. A könnyű elemek radioaktív bomlásban nem szereplő izotópjai a természeti folyamatok során, elsősorban tömegkülönbségük miatt, elkülönülhetnek egymástól. A stabil izotópok közül az oxigén izotóparányok ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ arány, vagy ez az érték $\delta^{18}\text{O}$ formában kifejezve, azaz az átlagos tengervíz referenciaértékhez viszonyítva) különösen érzékenyen jelzik a kéreganyag szerepét a magmafejlődés során, mivel a földköpeny és földkéreg $\delta^{18}\text{O}$ értéke jelentősen különbözik egymástól. A $\delta^{18}\text{O}$ és $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotóparányok kombinált használata felfedheti a kéregkontamináció jellegét, azaz rekonstruálható az, hogy hol történt a kéreganyag beolvasztása: vajon a földköpenybeli forrásterület kontaminálódott kéreganyaggal ('forrásterület kontamináció') vagy a földkérgen áttörő magma asszimilált kéreganyagot magába?

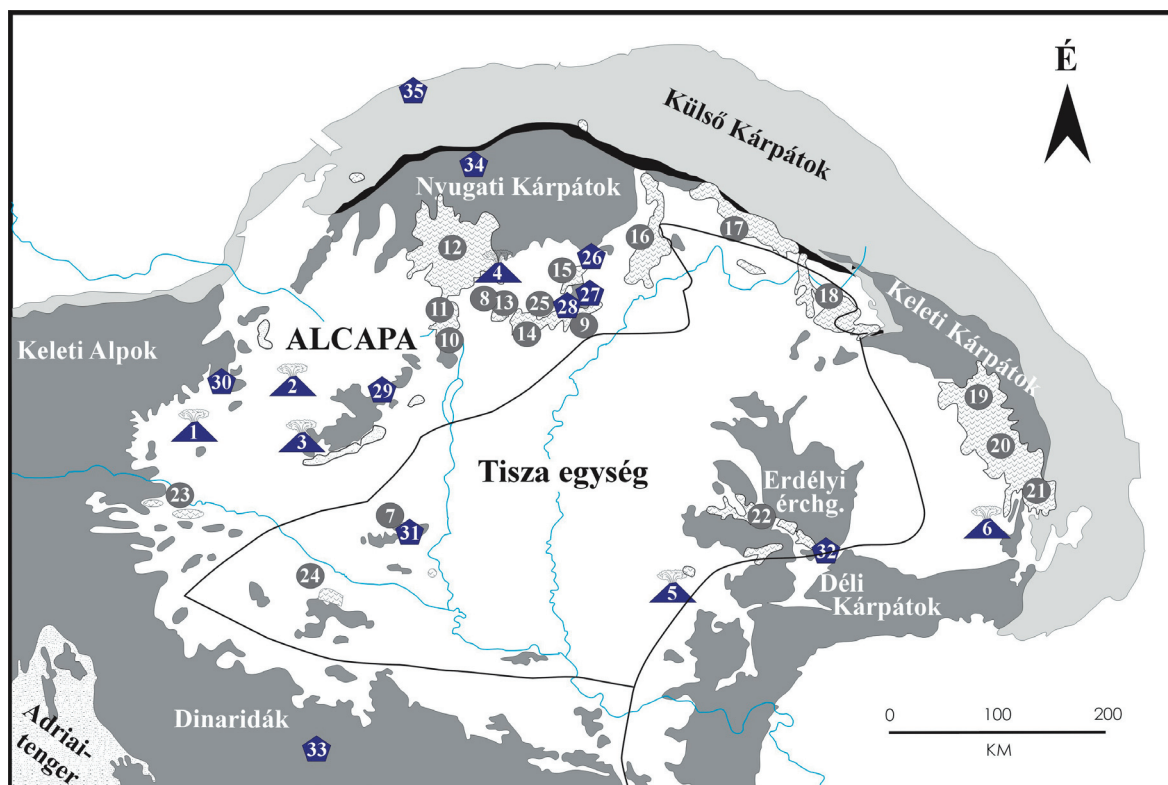
4. A Kárpát-Pannon térség vulkáni kőzetei

A Kárpát-Pannon térség területén viszonylag gyakoriak a vulkáni kőzetek (3. ábra). Nagy részük az elmúlt 20 millió évben keletkezett, egyidőben a Pannon-medence kialakulásával, de előfordulnak mezozóos (130-230 millió éves), sőt elvétve paleozóos (260-400 millió éves) vulkáni képződmények is^{6,8,9}. Milyen információk rejtőznek ezekben a kőzetekben, mit tudhatunk meg e kőzetek geokémiai vizsgálatán keresztül kialakulásuk körülményeiről, a vulkáni tevékenység és tektonikai környezet kapcsolatáról, illetve milyen további információk nyerhetők a kémiai összetétel

értelmezése alapján? E kőzetek kutatása az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszéken több évtizedre tehető vissza. Az alábbiakban jórészt az utóbbi 10 év kutatási eredményeiből merítünk, felhasználva saját és természetesen további kutatók munkáit is^{13,14,15}. A geokémiai analitikai vizsgálati körülmények leírása az idézett publikációkban található meg.

A Pannon-medence aljzata két nagyobb mikrolemeze tagolódik (3. ábra), amelyek egészen a miocén elejéig egymástól távol helyezkedtek el. Történetük a mezozoikumban (245 és 65 millió év közötti földtörténeti időszak) szorosan összekapcsolódik a Tethys óceán északnyugati ágának fejlődésével¹⁶. Az ALCAPA (=Alpok-Kárpátok-Pannon egység) mikrolemez ebben az időszakban az Afrikai lemez északi szegélyén helyezkedett el, míg a Tisza blokk ettől északra, az akkori Európai-lemez déli kontinentális peremén feküdt. E közel 200 millió éves mozgalmas időszak során változatos magmás események történtek, amelyek nyomai megtalálhatók térségünkben is⁸ (3. ábra). A Bükk hegység keleti részén, valamint a Dunántúli-középhegység területén triász időszerű – 230-240 millió éves - vulkáni kőzetek fordulnak elő. Mindazonáltal eredeti magmás jellegük tanulmányozhatók. A bazalt, andezit és riolit kőzetek a déli-alpi és dínári kőzetsorozatokkal rokonok, azaz velük egy vulkáni zónában keletkeztek a kinyíló Vardar-óceán nyugati peremén. A Bükk hegység környezetében (Darnó-hegy, Bódva völgy) további triász időszerű magmás kőzetek jelennek meg, amelyek egy része azonban csak fúrásokból ismert. A főleg bazaltos képződmények kialakulása a Vardar-óceán történetéhez kapcsolódik. Szintén a Vardar-óceán történetéhez, de annak befejező szakaszához kapcsolódnak a Bükk délnyugati részén, Szarvaskő környékén előbukkanó jura korú – 160-170 millió éves - bazaltok, valamint további magmás kőzetek (gabbró és egyéb differenciált kőzettípusok)^{8,17}. A jura időszakban kezdődött és a kréta időszakban teljesedett ki egy másik óceáni medence, a Piemont-Pennini-óceán története. A kréta korú Pennini-óceáni ág egykori aljzatát alkotta a Rohonci-hegység környékén felszínre bukkanó, keletkezésük után metamorfózison átesett egykori bazaltos kőzetek. A Tethys óceáni ágától északra, az európai kontinentális peremen helyezkedett el ekkor a Tisza-egység. A Mecsek hegységben a kréta időszak elején – 120-135 millió évvel ezelőtt – keletkezett bazalt lávakőzetek fordulnak elő, amelyek mellett további alkáli szubvulkáni kőzetek, mint például tefrit és fonolit is megjelenik¹⁸. Ezeknek a kőzeteknek a kialakulása egy kontinentális riftesedési szakaszhoz köthető, ami végül elvezetett a Tisza egység leválásához az Európai kontinensperemről.

A mezozoikum végén az Afrikai- és Európai-lemezek közeledése alapvető változást hozott a térség történetében. Az egykori óceáni medencék bezáródtak, az óceáni litoszféra lemezek szubdukálódtak, a kontinentális kőzetlemezek egymáshoz feszültek és kiemelkedett az Alpok láncolata. A Kárpát-Pannon térség vulkáni kőzeteinek nagy része a neogén-kvarter időszakban, az elmúlt 20 millió évben jött létre (3. ábra). Ebben az időszakban alakult ki a Pannon-medence is^{19,20}. A jelenlegi Kárpátok íve mentén szubdukció zajlott, míg az alábukási öv mögött a kontinentális litoszféra jelentősen elvékonyodott.



3. Ábra. A Kárpát-Pannon térség mezozoós és kainozoós vulkáni kőzeteinek felszíni elterjedése. Miocén-kvarter alkáli bazaltok: 1. Stájer-medence, 2. Kemenesalja, 3. Bakony-Balaton-felvidék, 4. Nógrád-Gömör és Selmec, 5. Temes, 6. Rákoss; Miocén Si-gazdag vulkáni kőzetek: 7. Mecsek, 8. Cserhát, 9. Bükkalja; Miocén-kvarter mészkalkáli andezit-dácitok: 10. Visegrádi-hegység, 11. Börzsöny, 12. Selmec-Körmöc-Polyána-Jávoros, 13. Cserhát, 14. Mátra, 15. Cserhát, 16. Tokaj-Eperjesi-hegység, 17. Vihorlát, 18. Avas-Gutin, 19. Kelemen-havasok, 20. Görgényi-havasok, 21. Hargita, 22. Erdélyi-érchegység, 23. Papuk-Krmdija, 24. Smrekovec-Zagorje, Eocén mészkalkáli vulkáni kőzetek: 25. Reck, Meozoós vulkáni kőzetek: 26. Darnó-Bódva, 27. Kelet-Bükk, 28. Szarvaskő, 29. Dunántúli-középhegység, 30. Rohonc, 31. Mecsek, 32. Maros, 33. Dinaridák, 34. Nyugati-Kárpátok, 35. Morva-Szilíziai Beszkidek.

A vulkáni tevékenység riolitos-dácitos magma többszöri robbanásos kitörésével indult 20 millió éve. A mintegy 7 millió éven keresztül zajlott vulkáni kitörések kiterjedt vulkáni lepleket hoztak létre. Tizenhat millió éve kezdődött részben a felgyürt Kárpátok ívének előterében, részben a Pannon-medence belsejében a mészkalkáli bazalt-andezit-dácit vulkanizmus. A rétegvulkáni komplexumok meghatározó felszínformáló képződmények térségünkben a Börzsöny-Visegrádi-hegységtől a Mátrán, a Tokaj-Eperjesi-hegységtől, a Vihorlát és Gutin hegységen keresztül a Kelemen-Görgényi havasokon át a Hargitáig. Térségünkben a legutolsó vulkáni kitörés a Hargita déli részén történt mintegy 20 ezer évvel ezelőtt. A Pannon-medence belsejében egy anomáisan elvékonyodott litoszféra lemezen kezdődött meg az alkáli bazaltos vulkanizmus 11 millió évvel ezelőtt¹³. Ez a vulkáni tevékenység csupán néhány 100 ezer éve fejeződött be (?) a szlovákiai Brechy közeli kitöréssel. Végül, térségünkben megjelennek igen ritka, ultrakáli vulkáni kőzetek is²¹. A Pannon-medence déli részén, Bár község közelében 2 millió éve keletkezett leucitit fordul elő, amelynek kialakulásának körülményei még mindig nem teljesen tisztázottak.

A következőkben egy-egy példán mutatom be, hogy e vulkáni kőzetek kémiai összetételei milyen információkat nyújtanak képződésükről.

4.1. Következtetések a vulkanizmus tektonikai környezetére

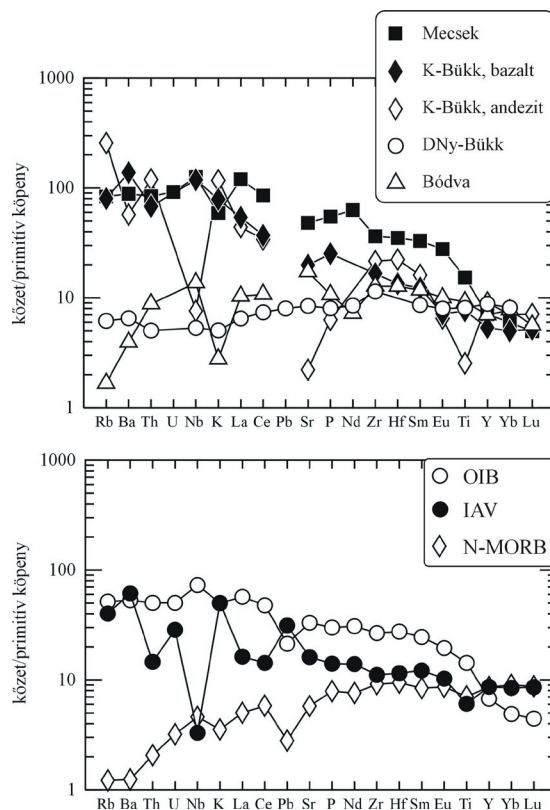
A magma mélybeli keletkezése nem véletlenszerű folyamat, annak jól meghatározott okai vannak és ez a folyamat szoros kapcsolatban van a vulkáni tevékenység tektonikai környezetével is (1. ábra). A magmaképződés leggyakoribb oka a földköpeny peridotit anyagának passzív vagy aktív felemelkedése, azaz a nyomás csökkenése. Az óceáni hátságok mentén a folyamatosan szétterjedő kőzetlemezek alatt a földköpeny anyaga passzívan nyomul fel, a nyomáscsökkenés hatására pedig részlegesen megolvad. A megolvadás mértéke viszonylag nagy, mintegy 15-20 %-os. Ugyancsak passzív feláramlás történik az elvékonyodó kontinentális kőzetlemezek alatt is. Ebben az esetben a magmaképződés mélyebben történik és a megolvadás mértéke is kisebb (<10 %). A kisebb mértékű olvadás miatt a képződő magma kémiai összetétele különbözik az óceáni hátságok alatt keletkező magmákétól. Az úgynevezett forró foltok (pl. Hawaii, Izland, Kanári-szigetek) alatt a kutatók többsége szerint viszonylag magas hőmérsékletű köpenyanyag áramlik fel (ún. köpenycsóva; 1. ábra). A felnyomuló nagy hőmérsékletű ($\approx 1400-1500^\circ\text{C}$) peridotit kőzet szintén a nyomás csökkenése következtében olvad meg, azonban nagyobb mélységben (80-120 km mélyen), mint az óceáni hátságok alatt passzívan felemelkedő,

normál hőmérsékletű ($\approx 1300^\circ\text{C}$) földköpeny. Ezeknek a magmáknak a kémiai összetétele sok hasonlóságot mutat az elvékonyodó kontinentális litoszféralemezek alatt képződő magmákéhoz. Végül a magmaképződés harmadik esete az, amikor a földköpenybe illők (vizes oldatok) jutnak be az óceáni lemez szubdukciója során (1. ábra). Az alábukó kőzetlemezről magas hőmérsékleten felszabaduló fluidumok átjárják a köpenyék peridotit anyagát és csökkentik annak olvadáspontját, ami magmaképződéshez vezethet. Ezekben a vizes oldatokban jelentős koncentrációban vannak jelen vízben mobilis nyomelemek (LIL elemek) is, amelyek inkompatibilis tulajdonságaiknál fogva belépnek a keletkező kőzetolvadékba. A magma képződésének különböző módja tehát tükröződik a kialakuló vulkáni kőzetek kémiai összetételében (4. ábra, alsó diagram), elsősorban nyomelem-geokémiai sajátágaikban.

A magmás kőzetek nyomelem összetételbeli sajátosságainak egy vizsgálati módja az úgynevezett sokelemes diagramok használata (4. ábra). Ezek a diagramok az x-tengelyen a vizsgált nyomelemek sorakoznak balról jobbra többnyire csökkenő inkompatibilitásuknak megfelelően, a kőzetminták nyomelem koncentráció adatai pedig egy referencia összetételhez viszonyítva (normálva) jelennek meg a függőleges tengelyen. A 4. ábra felső diagramja a Kárpát-Pannon térség reprezentatív mezozoós vulkáni kőzeteinek a primitív földköpeny²² összetétel adataira normált nyomelemeloszlási görbéit mutatja, míg az alsó ábrán az átlagos óceánközépi hátság bazalt (N-MORB), az óceáni sziget bazalt (OIB)²² és a szubdukciós környezetben képződő vulkáni szigetív bazalt (IAV)²³ jellemző eloszlási görbéje látható. A nyomelem eloszlási görbék lefutása tükrözi a forráskőzet jellegét (kimerült vagy gazdagodott) és a magmaképződés körülményeit (elsősorban az olvadás mértékét), azaz jellemző a magmaképződés tektonikai környezetére.

A bódvai és DNy-bükki bazaltok az erősen inkompatibilis nyomelemekben (az x-tengely bal oldalán sorakozó elemek) kimerültek (viszonylag elszegényedettek), hasonlóan az N-MORB kőzetekhez. Ez a geokémiai sajátosság az óceánközépi hátságok mentén képződő bazaltokra jellemző, amelyek korábbi olvadási folyamatban átesett, ezért erősen inkompatibilis nyomelemekben szegényedett földköpenyből származnak. Joggal feltételezhetjük tehát, hogy a bükki és Bükk környéki triász és jura korú bazaltok az N-MORB kőzetekhez hasonló módon és hasonló tektonikai környezetben keletkeztek⁸.

A sokelemes diagram görbéi azonban további részleteket is elárulnak. A szarvaskői (DNy-Bükk) bazalt bizonyos nyomelemekben (LIL elemek és Pb) némileg gazdagabb, mint az N-MORB kőzetek^{8,17}. Ezek az elemek tipikusan fluid-mobilis tulajdonságúak, ami azt jelezheti, hogy a magmaképződés folyamatában a vizes fluidumoknál is szerepe lehetett. Vizes fluidumok jelenléte óceánközépi hátságok alatt nem tételezhető fel, azonban a vulkáni szigetívek mögötti óceáni medencékben (ún. ív-mögötti medencék) előfordulnak fluid-mobilis nyomelemekben viszonylag dúsult N-MORB jellegű kőzetek. Ebben az esetben a fluid-mobilis nyomelemek a közeli szubdukálódó óceáni lemez dehidratációja során kerülnek a bazaltok magmáinak keletkezési területére. Mindez összhangban van a földtani megfigyelésekkel is, azaz a szarvaskői magmás



4. Ábra. A Kárpát-Pannon térség reprezentatív mezozoós vulkáni kőzeteinek primitív köpeny összetételre²² normált sokelemes diagramja (felső diagram; adatok: Harangi et al.⁸) összehasonlítva az átlagos N-MORB, OIB és IAV (szigetív vulkáni kőzetek) nyomelem görbéivel (alsó diagram; adatok: Sun és McDonough²² és Elliott et al.²³)

közetsorozat keletkezését egy óceáni ív-mögötti medencébe tehetjük.

A Keleti-Bükkben előforduló triász korú vulkáni kőzetek nyomelemekben gazdagabbak (4. ábra felső diagram), mint a bódvai bazaltok. Továbbá, az andezitek nyomelem görbéje kisebb-nagyobb negatív anomáliákat is mutat, többek között a Nb és Ti (ezek HFS elemek) esetében, hasonlóan a Mariana vulkáni ív bazaltjához (IAV, 4. ábra alsó diagram). A LIL elemekben való gazdagság, valamint a HFS elemekben való szegénység általánosan jellemző a szubdukciós zónákban előforduló vulkáni kőzetekre. Ez a geokémiai jelleg legegyszerűbben azzal magyarázható, hogy a vizes oldatokban mobilizálódó LIL elemek könnyen eltávoznak az alábukó dehidratálódó óceáni kőzetlemezről, míg az immobilis HFS nyomelemek a szubdukálódó lemezben maradnak^{24,25}. A kelet-bükki triász andezit tehát a geokémiai összetétel adatok alapján egy szubdukciós övben keletkezhetett. Ugyanezen a területen azonban előfordulnak bazaltos kőzetek is, amelyek nyomelem-eloszlása eltér az andezitekétől és inkább a kelet-mecseki bazaltokéhoz, illetve az óceáni sziget bazaltokéhoz (OIB) hasonlít (4. ábra). Hogyan egyeztethető mindez össze az andezitek „szubdukciós” geokémiai jellegével? Minderre két lehetséges magyarázatot adhatunk: az egyik szerint a bazaltok egy aktív kontinentális perem (mint például az Andok) ív-mögötti medencéjében keletkeztek, ami alá már nem jutottak el a vizes oldatok. A másik magyarázat szerint mindkét kőzetsorozat egy kontinentális rift zónában jött létre, ahol a mészkalkáli andezitek a kőzetburok-

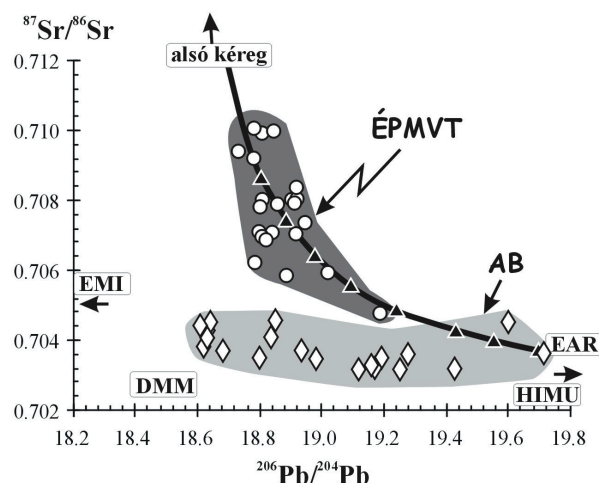
elvékonyodási fázisban képződtek a kontinentális litoszféra alsó, köpeny részének megolvadásával⁹. Ebben az esetben a „szubdukciós” geokémiai jelleg azzal magyarázható, hogy a magmák forrásterülete valamikor egy szubdukciós zóna felett helyezkedett el és az alábukó kőzetlemezéből származó vizes fluidumok kémiai összetételét átalakították (metaszomatizálták). Ennek következtében a litoszféra alsó részének kémiai jellege nagyon hasonlóvá vált az aktív szubdukciós zónák alatti földköpenyhez. A litoszféra elvékonyodásának előrehaladtával egyre magasabb helyzetbe került az asztenoszféra kőzetanyaga és a nyomás csökkenésének következtében kis mértékben megolvadt. Ennek eredménye az OIB kőzetekhez hasonló összetételű bazaltos magma.

A kelet-mecseki bazalt OIB-jellegű nyomelem eloszlása (inkompatibilis nyomelemekben való gazdagság, kis pozitív anomália HFS elemekben, 4. ábra) a lemezen belüli területek magmatizmusára utal. Hasonló geokémiai jellegeket mutatnak a Morva-Sziléziai Beszkidék azonos korú alkáli bázisos kőzetei is²⁶. Mindez azzal magyarázható, hogy ezek a kőzetek kontinentális riftesedés során és feltehetően ugyanazon rift-övben keletkeztek.

4.2. Következtetések a földköpeny jellegére és a magmaképződés folyamataira

A földköpeny képződményei közvetlenül nem tanulmányozhatók, eltekintve a tektonikus úton felszínre került elszórt peridotitmasszívumok köztesztjeitől és az alkáli magmák által felragadott ultramafikus kőzetzárványoktól. A földköpeny kőzeteinek megolvadásával keletkező magmák azonban fontos információt közvetítenek a mélyben fekvő kőzetövről. Mint azt az előző fejezetben láttuk, a nyomelem eloszlási jellegek már utalnak a forrásrégió természetére, sőt esetleges előéletére is. Azonban a nyomelem összetétel adatok érzékenyek a részleges olvadás mértékére is, ezért sokszor nem alkalmasak pontos következtetésre. A radiogén izotóparányok értékét, ezzel szemben, nem befolyásolják a zárt rendszerű folyamatok, mint például a részleges olvadás és frakcionációs kristályosodás, ezért közvetlenül mutatják a földköpenybeli forrásrégió kémiai összetételét, sőt, izotóparányokról lévén szó, időbeli fejlődését is.

A Kárpát-Pannon térség vulkáni kőzeteiről jelenleg már nagy számú radiogén izotóparány adat áll rendelkezésre. Mindez lehetővé teszi, hogy következtetéseket vonjunk le a térségünk alatti földköpeny jellegére. Erre a legalkalmasabbak a miocén-kvarter alkáli bazaltok, amelyek bizonyítottan az asztenoszféra peridotit kőzetének részleges olvadásával jöttek létre és a feltörő bazaltos magma nem olvasztott magába földkéregből származó kőzetanyagot. E bazaltok izotóparányai viszonylag jelentős változékonyságot mutatnak (5. ábra). További fontos megfigyelés, hogy ez a heterogenitás nagyon hasonló Európa más területein megjelenő alkáli bazaltok izotóparány változékonyságához, sőt erős átfedés tapasztalható egy szűk izotóparányterületen. Ezt az utóbbit Hoernle et al.²⁸ és Granet et al.³⁰ egy közös Európai Asztenoszféra Rezervoáirnak (EAR) definiálták és jelenlétét szeizmikus tomográfiai adatokkal is alátámasztották. Ez az EAR köpenykomponens a DMM (kimerült MORB köpeny, az általános felfogás szerint a kimerült asztenoszféra) és a HIMU köpenykomponens (nagy μ , azaz nagy $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ izotóparánnyal jellemzett köpeny)



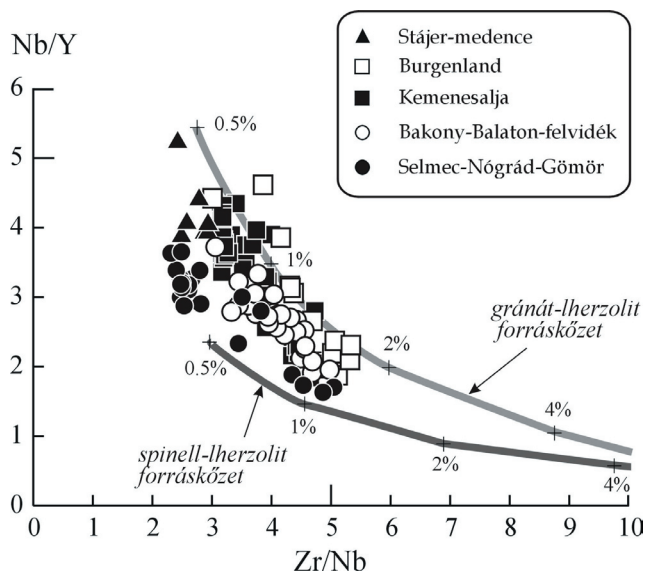
5. Ábra. A Kárpát-Pannon térség neogén vulkáni kőzeteinek iniciális $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagramja és petrogenetikai értelmezése. Adatok: Embey-Isztin et al.¹³, Dobosi et al.¹⁴, Mason et al.¹⁵, Harangi et al.²⁷ DMM, HIMU, EMI, EAR: földköpeny-komponensek^{2,28}, alsó kéreg adat Dobosi et al.²⁹ alapján. AB=miocén-kvarter alkáli bazaltok, ÉPMVT=Észak-Pannon Medence Vulkanai Terület (mészalkáli andezit-dácit sorozat).

keveredésével keletkezhetett. Mivel a HIMU komponens a kutatók többsége szerint köpenycsávákhoz kapcsolódik², ezért több szerző kisebb-nagyobb köpenycsávákat vagy izolált köpenycsáva-ujjakat feltételez az Európai kontinens és ezen belül a Pannon-medence alatt is³⁰. Az 5. ábra valóban azt mutatja, hogy térségünk vulkáni kőzeteinek (alkáli bazaltok, a Pannon-medence északi részén előforduló mészalkáli vulkáni kőzetek) összetételében felismerhető az EAR köpenykomponens^{9,31}. Az alkáli bazaltos magmák petrogenézisében emellett szerepet játszhatott egyéb köpenykomponens is, mint például az EMI és/vagy EMII (gazdagodott köpeny rezervoárok)^{13,32}, míg a mészalkáli magmák több-kevesebb alsókéreg kőzetanyagot olvasztottak magukba, ami megnövelte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ arányukat^{27,31}.

A Kárpát-Pannon térség vulkáni kőzeteinek izotóppozsztétele tehát egy heterogén földköpeny képét rajzolja ki. Van-e feláramló köpenycsáva a Pannon-medence alatt? Figyelembe véve a szeizmikus tomográfia modell adatokat is, miszerint az alsó és felső köpeny határán egy 150-200 km vastag nagy sebességű, tehát egy viszonylag hidegebb tömeg található³³, ami a felhalmozódó szubdukált óceáni litoszféra maradvány lehet, mindez nehezen egyeztethető össze egy mélyről jövő köpenycsáva elméletével. Valószínűbbnek látszik tehát egy kémiailag erősen változatos felsőköpeny jelenléte, ami egész Európa alatt megtalálható és ami a felette lévő litoszféra elvékonyodása esetén nyomáscsökkenéses olvadáson esik át. A képződő bazaltok izotóppozsztétele ebben az esetben attól függ, hogy a kialakuló magmák milyen mértékben mintázzák meg ezt a heterogén felső köpenyt⁵.

A radiogén izotóparányok segítségével tehát következtetéseket vonunk le a térségünk alatti földköpeny geokémiai jellegére. De hol és hogyan történik a magmák képződése? Az alkáli bazaltos magmái bizonyítottan az asztenoszféra kőzetanyagának részleges olvadásában keletkeztek. Nyomelem-összetételük arról is árulkodik, hogy ez az olvadási folyamat milyen mélyen történt és milyen mértékű volt^{13,32,34}. A nyomelemek viselkedése a

magmás rendszerekben számszerűen is jól meghatározott. A szilárd és olvadék fázis közötti koncentráció elosztlásukat egyensúlyi viszonyok között a megoszlási együttható adja meg. Erre épülnek a különböző magmás petrogenetikai folyamatokat modellező matematikai modellek. A 6. ábrán az erősen inkompatibilis, immobilis HFS elemekhez tartozó Nb, Zr és Y nyomelemekre számolt két trendvonal jelzi a gránát-lherzolit, illetve a spinell-lherzolit kőzetanyag részleges megolvadását különböző olvadási fokozatok esetén. A földköpeny peridotit anyagában az olivin, az ortopiroxén és klinopiroxén mellett az Al-tartalmú ásványfázis típusa mélység függő. Sekély mélységben (<30 km) plagioklász, 30-60 km között spinell, 80 km alatt pedig gránát jelenik meg, 60 és 80 km között történik a spinell gránattá alakulása. A Kárpát-Pannon térség közel primitív összetételű bazaltjai a gránát-lherzolit trendvonal közelébe esnek, azaz a magmaképződés a gránát stabilitási zónában, 80 km-nél mélyebben történhetett^{13,32,34}. A modellszámítás szerint a bazaltok magmái igen kis fokú (0,75-2%) részleges olvadással keletkeztek, ami összhangban van Si-telítetlen kémiai összetételükkel és inkompatibilis nyomelemekben való gazdagságukkal.



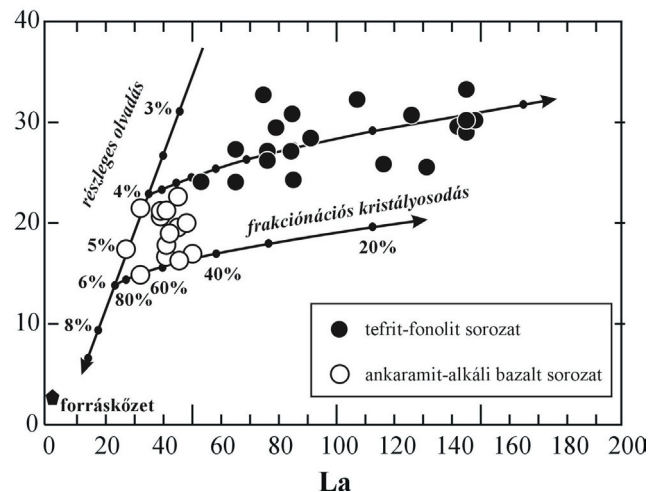
6. Ábra. Petrogenetikai modell a Kárpát-Pannon térség alkáli bazaltos magmáinak keletkezésére. Adatok: Embey-Isztin et al.¹³, Dobosi et al.¹⁴, Harangi et al.³⁴ és Harangi³². Modellszámítás paraméterei: Harangi et al.³⁴. A százalékos számok a részleges olvadás mértékét jelentik.

4.3. Következtetések a magmadifferenciáció folyamataira

A földköpenyben képződött magma nagy része nem jut el a felszínre anélkül, hogy kémiai összetétele ne változzon meg, azaz ne essen át valamilyen differenciációs folyamaton. A hőmérséklet csökkenésével megindul a szilikátolvadék kristályosodása. Ha a magma megreked a földkéregben, akkor a magmakamrában viszonylag nagy mennyiségű ásványfázis válhat ki, ami jelentős mértékben megváltoztatja a maradékolvadék kémiai összetételét. Az alábbiakban a kelet-mecseki alsókréta korú (120-135 millió éves) magmás sorozat példáján mutatunk be a magmadifferenciációs folyamat geokémiai hatását.

A 7. ábrán újra kvantitatív petrogenetikai modell számítások alapján tüntettem fel a részleges olvadás trendjét, valamint a frakcionációs kristályosodás okozta összetételbeli változás irányait. Az x-tengelyen a bazaltos rendszerben erősen inkompatibilis La, míg az y-tengelyen a La és a közepesen inkompatibilis Yb aránya szerepel. Ez a típusú diagram hatásosan alkalmas arra, hogy elkülönítsük a különböző mértékű részleges olvadással keletkezett kőzetsorozatokat a frakcionációs kristályosodással képződött kőzetsorozatoktól. Az előbbi esetben erősen változik a La/Yb arány, míg az utóbbi esetében közel állandó ez a nyomelem arány.

La/Yb



7. Ábra. A Mecsek hegység alsókréta alkáli vulkáni kőzetei a La vs. La/Yb petrogenetikai diszkriminációs diagramon. Az ábrán feltüntettem a részleges olvadás és a frakcionációs kristályosodás trendvonalait is. Adatok: Harangi¹⁸. Modellszámítási paraméterek: Harangi et al.⁸

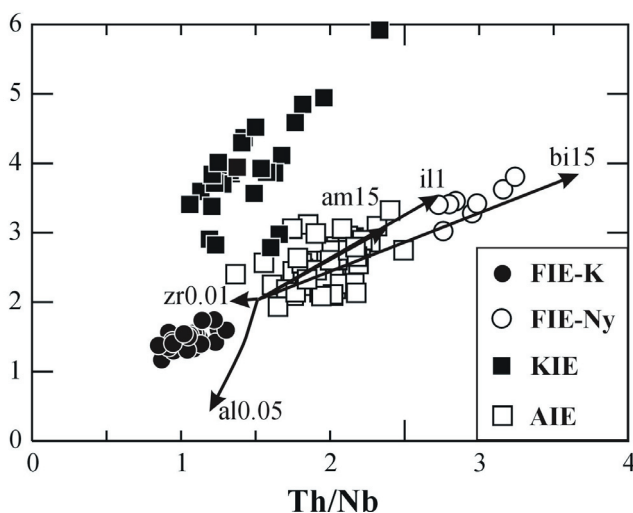
A Mecsek hegység 120-135 millió éves vulkáni kőzetsorozatában két csoportot lehet elkülöníteni a jellemző ásványos összetétel és a geokémiai adatok alapján¹⁸. A petrogenetikai vizsgálat alapján az ankaramit-alkáli bazalt sorozat elsődleges magmái némileg nagyobb mértékű – 4-6%-os részleges olvadással keletkeztek, mint a tefrit-fonolit sorozat elsődleges olvadékai (3,5-4% olvadás). A tefrit-fonolit kőzetsorozat kogenetikus, azaz ugyanannak a magmának a különböző fokú frakcionációs kristályosodásával jöttek létre. A fonolit a bazaltos magma kristályosodása után visszamaradt, az eredeti magma mintegy 20 tömeg%-át képviselő maradékolvadékból alakult ki.

4.4. Vulkanikus szintek geokémiai korrelációja

Az előző fejezetekben végigkísértük a magma kialakulásának körülményeit és a magmadifferenciációs folyamatokat. Az esettanulmányok végén egy más szempontú geokémiai alkalmazásra mutatunk be példát. A Si-gazdag magmák robbanásos kitörése a legpusztítóbb vulkáni működések közé tartoznak, amelyek gyakran nagy kiterjedésű vulkáni törmelékes lepleket hoznak létre. Ezek a néhány centimétertől akár néhány tucat méterig terjedő vastagságú vulkáni rétegek a földtani időskálán egy pontszerű eseményhez kötődnek, azaz rendkívül nagy a rétegtani jelentőségük, hiszen fontos rétegtani

vezérszintet nyújtanak. Ezek a vulkáni képződmények azonban igen hamar erodálódhatnak, az egykor folyamatos vulkáni lepel feldarabolódhat, majd újabb vulkáni kitörés termékei települhetnek közé. Sok esetben az egymást követő vulkáni kitörések képződményei makroszkóposan, sőt főelem összetételüket tekintve sem különböztethetők meg egymástól. A Bükk hegység déli előterében (Bükkalja Vulkanikus Terület) miocén korú, képződésüket tekintve mintegy 7 millió évet átfogó (20 millió évtől 13 millió évig) dácitos-riolitos vulkáni törmelékes kőzetsorozat bukkan a felszínre⁴. Hasonló képződmények számos helyen találhatók a Pannon-medencében és jelentős vastagságban ismertek fiatal üledékekkel fedetten is. Hogyan korrelálhatók ezek az egymástól elszakított vulkáni előfordulások? A geokémiai eszközök e kérdés megválaszolásához is hasznos segítséget nyújtanak. Ezekben a vulkáni törmelékes kőzetekben (nagyreszt ignimbritek, azaz horzsakő-tartalmú hamuárak) a horzsakövek a robbanásos kitörés során apró darabokra szakadt magma részei, míg a néhány 10 mikronnyi nagyságú üvegszilánkok a magma olvadék részét képviselik. Az üvegszilánkok kémiai összetétele tehát a vulkáni kitörés során szétszakadó olvadék kémiai összetételét tükrözi. A modern analitikai módszerek ma már lehetővé teszik, hogy akár ezeknek az apró részecskének a nyomelem összetételét is nagy pontossággal megmérjük. A lézer-ablációs ICP-tömegspektrometria módszerrel kapott eredmények felhasználhatók az azonos vulkáni kitöréshez kapcsolódó vulkáni egységek korrelációjára, sőt a gondosan kiválasztott nyomelemek vagy nyomelem arányok alapján petrogenetikai következtetések is levonhatók a magmafejlődés viszonyaira³⁵.

La/Nb



8. Ábra. A bükkaljai miocén ignimbrit sorozat korrelációja az üvegszilánkok nyomelem koncentrációja alapján. Az ásványkémiai frakcionációs vektorok az adott ásvány (am=amfibol, il=ilmenit, bi=biotit, zr=cirkon, al=allanit) kiválása esetén történő összetétel változást mutatja (a számok a frakcionálódó ásvány mennyiségét jelentik százalékban kifejezve). Harangi et al³⁵, nyomán. FIE-K=Felső Ignimbrit egység keleti előfordulása (Harsány ignimbrit), FIE-Ny=Felső Ignimbrit egység nyugati előfordulása (Demjén ignimbrit), KIE=Középső Ignimbrit Egység, AIE=Alsó Ignimbrit Egység.

A 8. ábrán a Bükkalja Si-gazdag vulkáni képződményei élesen elkülönülnek négy csoportba, ami legalább négy vulkáni kitörési fázist jelez, amelyekben eltérő összetételű

riolitos magmák törtek a felszínre. Az éles geokémiai különbség lehetővé teszi az egymástól elszakadt vulkáni előfordulások korrelációját. Továbbá, következtetéseket tehetünk a geokémiai különbségek petrogenetikai okaira is. A Bükkalja Vulkanikus Terület nyugati végén előbukkanó Felső Ignimbrit Egység (FIE-Ny) magas La/Nb és Th/Nb aránya amfibol, ilmenit és biotit frakcionációval magyarázható, míg a terület keleti végén előforduló azonos korú ignimbrit egység fejlődésében a járulékos ásványfázisok, mint például a cirkon és allanit játszottak jelentős szerepet. A Középső Ignimbrit Egység kőzetei erősen eltérnek a másik három vulkáni egységtől, ami a kiindulási magma feltehetően különböző forrásrégiójával magyarázható.

Összegzés

A vulkáni kőzetek kialakulása egy összetett folyamat (2. ábra), amelynek minden egyes epizódja befolyásolja a vulkáni kőzetek kémiai összetételét. A geokémia eszköztárának segítségével azonban a kémiai adatokban rejlő összefüggések feltárhatók és a magmaképződés, továbbá a magmafejlődés folyamatai sok esetben akár számszerűen is modellezhetők. Mindennek nagy szerepe van idős vulkáni képződmények vizsgálatában, ami által fontos információk nyerhetők az adott terület tektonikai fejlődésére. A fiatal-recens vulkáni képződmények geokémiai-petrogenetikai vizsgálatán keresztül adott esetben feltárható a térség alatti felsőköpeny természete, az ott lejátszódó folyamatok. Mindez fontos adatokkal szolgálhat arra nézve is, hogy vajon milyen tényezők okozták a magmák kialakulását és vajon várható-e a továbbiakban, esetleg a közeljövőben hasonló esemény, azaz vulkáni működés. A földtani értelemben vett fiatal vulkáni képződmények részletes vizsgálatával információt kaphatunk arra is, hogy milyen jellegű volt és adott esetben milyen lehet a vulkáni kitörés mechanizmusa és ez milyen hatásokat okozhat a környezetre. A vulkáni kőzetek kutatása tehát sok kérdésre adhat választ és ebben a geokémiai vizsgálatoknak jelentős szerepe van.

Köszönetnyilvánítás

Az ebben a tanulmányban bemutatott esettanulmányok az elmúlt mintegy 10 év és jelenleg is futó kutatási programok eredményei. Mindebben nagy szerepe volt és van az OTKA támogatásoknak, többek között a jelenleg is tartó T 037974 számú pályázatnak. Az eredmények értelmezésében nagy segítséget jelentettek a hazai és külföldi munkatársaimmal végzett együttműködések és gondolatébresztő viták. Köszönöm a cikk bírálóinak, Dr. Embey-Isztin Antalnak és Dr. Dobosi Gábornak, valamint a kötetet szerkesztő Dr. Hetényi Magdolnának hasznos megjegyzéseit, amelyek hozzájárultak egyes gondolatok közérthetőbb megfogalmazásához.

Hivatkozások

1. Sigurdsson, H. *Melting the Earth; The evolution of ideas about volcanic eruptions*. Oxford University Press, New York, 1999.
2. Zindler, A.; Hart, S. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **1986**, *14*, 493-571.
3. Hofmann, A.W. *Nature* **1997**, *385*, 219-229.

4. Hofmann, A.W.; White, W.M. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1982**, *57*, 421-436.
5. Meibom, A.; Anderson, D.L. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2003**, *217*, 123-139.
6. Szabó, Cs., Harangi, Sz.; Csontos, L. *Tectonophysics*, **1992**, *208*, 243-256.
7. Pécskay Z., Lexa, J., Szakács A., Balogh Kad., Shegedi, I., Konecny, V., Kovács M., Márton E., Kaliciak, M., Széki-Fux V., Póka T., Gyarmati P., Edelstein, O., Rosu, E., Zec, B. *Acta Volc.*, **1995**, *7*, 15-28.
8. Harangi Sz., Szabó, Cs., Józsa, S., Szoldán, Zs., Árva-Sós, E., Balla, M., Kubovics, I. *International Geology Review*, **1996**, *38*, 336-360.
9. Harangi, Sz. *Acta Geologica Hungarica*, **2001**, *44*, 223-258.
10. Embey-Isztin, A., Downes, H., Dobosi, G. *Acta Geologica Hungarica*, **2001**, *44*, 259-280.
11. Signorelli, S., Vaggelli, G., Romano, C., Carroll, M.R. *Contrib. Mineral. Petrol.* **2001**, *140*, 543-553.
12. Leeman, W.P. *Geophysical Monograph*. **1996**, 269-276.
13. Embey-Isztin A., Downes, H., James, D.E., Upton, B.G.J., Dobosi G., Ingram, G.A., Harmon, R.S., Scharbert, H.G. *J. Petrol.*, **1993**, *34*, 317-343.
14. Dobosi, G., Fodor, R.V., Goldberg, S.A. *Acta Vulcanologica*, **1995**, *7*, 199-207.
15. Mason, P.R.D., Downes, H., Thirlwall, M., Seghedi, I., Szakács, A., Lowry, D., Matthey, D. *Journal of Petrology*, **1996**, *37*, 927-959.
16. Haas, J., Kovács, S., Krystin, L., Lein, R. *Tectonophysics*, **1995**, *242*, 19-40.
17. Aigner-Torres, M., Koller, F. *Ofioliti*, **1999**, *24*, 1-12.
18. Harangi, Sz. *Lithos*, **1994**, *33*, 303-321.
19. Horváth F. *Tectonophysics* **1993**, *226*, 333-357.
20. Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L. *Geological Society, London, Special Publications*, **1999**, *156*, 295-334.
21. Harangi, Sz., Wilson, M., Tonarini, S. *Acta Vulcanologica*, **1995**, *7*, 125-134.
22. Sun, S.-S., McDonough, W.F. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **1989**, *42*, 313-345.
23. Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B. *J. Geophys. Res.*, **1997**, *102*, 14.991-15.019.
24. Hawkesworth, C. J., K., Gallagher, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **1993**, *21*, 175-204
25. Pearce, J.A., Peate, D.W. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **1995**, *23*, 251-285.
26. Harangi, S., Tonarini, S., Vaselli, O., Manneti, P. *Acta Geologica Hungarica*, **2003**, *46*, 77-94.
27. Harangi Sz., Downes, H., Kósa, L., Szabó, Cs., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Matthey, D. *Journal of Petrology* **2001**, *42*, 1813-1843.
28. Hoernle, K., Zhang, Y.S., Graham, D. *Nature*, **1995**, *374*, 34-39.
29. Dobosi, G., Kempton, P.D., Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M.F., Greenwood, P. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **2003**, *144*, 671-683.
30. Granet, M., Wilson, M., Achauer, U. *Earth and Planetary Science Letters*, **1995**, *136*, 281-296.
31. Embey-Isztin, A., Dobosi, G. *Acta Vulcanologica*, **1995**, *7*, 155-166.
32. Harangi Sz. *Acta Vulcanologica*, **2001**, *13*, 25-3.
33. Piromallo, C., Vincent, A.P., Yuen, D.A., Morelli, A. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **2001**, *125*, 125-139
34. Harangi, Sz., Vaselli, O., Tonarini, S., Szabó, Cs., Harangi, R., Coradossi, N. *Acta Vulcanologica*, **1995**, *7*, 173-187.
35. Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukács, R., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2005**, in press.

Formation of the volcanic rocks in the Carpathian-Pannonian Region – a geochemical approach

The volcanic activity is one of the most important natural processes in the Earth. Formation of the volcanic rocks involves a series of evolutionary stages (Fig. 2) from the development of the initial magma through the various differentiation processes, such as fractional crystallization, magma mixing and crustal contamination to the late stage degassing events. Chemical composition of the volcanic rocks and their mineral components could reflect all of these processes and therefore, geochemical interpretation of the compositional data could provide important information how the Earth works and could help to forecast the style of possible future volcanic eruptions. In these studies trace elements, radiogenic and stable isotopes have a crucial role. Distribution of trace elements in the igneous systems is governed by thermodynamic laws, thus, variation of trace element concentration due to various magmatic processes such as partial melting or fractional crystallization can be described even quantitatively by simple mathematical equations. Values of radiogenic isotope ratios are not influenced by these closed system petrogenetic processes, therefore the age-corrected isotope ratios of volcanic rocks could provide an insight into the nature of the source regions. On the other hand, combination of radiogenic and stable isotope ratios could help to reconstruct the open system petrogenetic processes.

The Carpathian-Pannonian Region consists of relatively large amount of volcanic rocks formed during the last 250 Ma. Among these, the Mesozoic volcanic rocks reflect the history of the northwestern branch of Tethys. Geochemical compositions of these rocks have been used to reconstruct the tectonic environment of the volcanism and the petrogenetic evolution of the volcanic suites. Some of these volcanic rocks (e.g., basaltic rocks in NE Hungary) were formed along mid-oceanic ridges or in oceanic back-arc basins (e.g., Szarvaskő igneous rocks), whereas others (e.g.,

Eastern Bükk and Mecsek Mts.) were originated in continental rift areas. Formation of the Neogene volcanic rocks was in close association with the evolution of the Pannonian Basin. The first volcanic eruption during this evolutionary stage occurred at 20 Ma, whereas the last volcanic eruptions took place only a few 10's ka. The radiogenic isotope composition of the alkaline mafic rocks as well as some calc-alkaline volcanic rocks indicates a strongly heterogeneous mantle beneath the Pannonian Basin. An enriched mantle component, denoted as European Asthenospheric Reservoir (EAR), can be recognized in the magmagenesis of most of these volcanic rocks (Fig. 5). This EAR component has been identified also in many Neogene to Recent volcanic rocks of Europe. Upwelling of a plume or a plume finger is not consistent beneath the Pannonian Basin, because a thick, relatively cold material is accumulated above the 670 km phase transition zone. Instead, the large variation of the isotopic composition could be consistent with the SUMA model proposed by Meibom and Anderson. Petrogenetic model calculation based on incompatible trace elements helped to reveal the condition of partial melting and fractional crystallization processes (Fig. 6. and 7.). Geochemical data can be used effectively also to correlate Si-rich pyroclastic rocks occurring as scattered deposits in the Pannonian Basin (Fig. 8).

In summary, in this paper we demonstrate the importance of geochemical studies of volcanic rocks. These results can be used to reconstruct the tectonic environment of the volcanism in the past helping in the understanding of geodynamic evolution of the regions. Studies of relatively young and recent volcanic rocks contribute to our knowledge on the nature of the upper mantle beneath a given area as well as to understand the reason of melt generation processes. These information could be used also to forecast possible volcanic eruptions.