Prompt gamma aktivációs analitikai vizsgálatok vulkáni kőzeteken a Balaton-felvidéktől Észak-Patagóniáig

GMÉLING Katalin,[a*] PÉCSKAY Zoltán,[b] Miguel J. HALLER,[c] Gabriela Isabel MASSAFERRO,[c] NÉMETH Károly[d]

[a]*MTA Izotópkutató Intézet Nukleáris Kutatások Osztály, Konkoly Thege Miklós utca 29-33.,1121 Budapest, Magyarország*

[b]*MTA Atommagkutató Intézet, Bem tér 18/C, 4026 Debrecen, Magyarország*

[c] *Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco – CONICET, Avda. Boulevard Brown 2915 (9120) Puerto Madryn, Argentína*

[d]*Volcanic Risk Solutions, Massey Egyetem, Private Bag 11 222, Palmerston North, Új-Zéland*

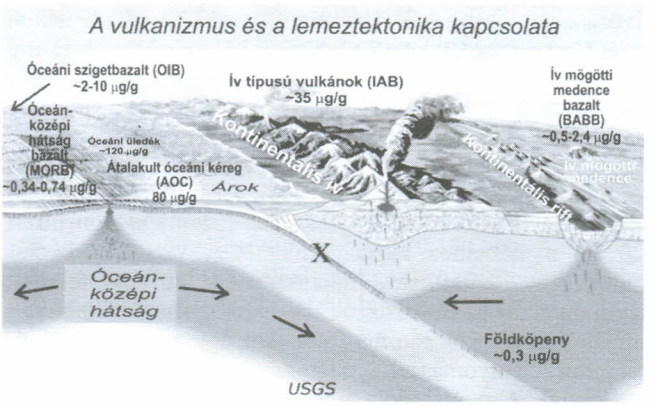
1. Bevezetés

A geokémia tudományága a geológia és a kémia módszereit ötvözve alakult ki. A geokémia a kémiai elemek vizsgálatán keresztül kutatja a geológiai folyamatokat, a Föld kialakulásának körülményeit próbálja feltárni, követve a Föld mintegy 4,5 milliárd éves fejlődését, egészen a jelenleg is zajló folyamatokig. Ennek a ma is dinamikusan fejlődő tudományágnak az előretörését jelentős részben a technikai fejlődés, az analitikai módszerek finomodása határozza meg. Kezdetben csupán a főkomponenseket tudták kimutatni, majd idővel a nyomelem-koncentrációk pontos mérésére is alkalmas módszereket fejlesztettek. Az egyre nagyobb mennyiségű geokémiai adat statisztikai feldolgozása általános geokémiai következtetésekre adott lehetőséget. A nyomelemek pontosabb kémiai meghatározása révén már kvantitatív petrogenetikai modellszámításokat lehetett végezni. A nyomelem-analízis és a radiogén izotóp-geokémia együttes használatával pedig egy új kutatási terület, a Föld kémiai fejlődését vizsgáló kémiai geodinamika született meg. Kihívást már csak a nehezen mérhető nemesgázok és könnyű elemek koncentrációjának pontos meghatározása, valamint azok izotóparányainak mérése jelent. A bór koncentrációjának pontos mérésére is csak az utóbbi évtizedekben nyílt lehetőség. Ezt követően rajzolódott ki a bórnak mint fluid-mobilis könnyű elemnek a geokémiai jelentősége, ami a fluidumok körforgásának vizsgálatát és a geotektonikai környezetek elkülönítését illeti.

A prompt gamma aktivációs analízis (PGAA) a geokémiában viszonylag új módszernek számít. Teljes kőzetek főelemanalízisére és néhány nyomelem koncentrációjának mérésére alkalmas. Jelentősége a főelemoxidok egyszerű meghatározásán kívül főként a bór, valamint a hidrogén és a klór kis koncentrációban is pontos mérésén alapszik. Az utóbbi években megnőtt azoknak a geokémiai tárgyú tudományos cikkeknek a száma, amelyekben a PGAA módszert alkalmazták teljes kőzetek bór-, illetve klórtartalmának meghatározására.

A vizsgált vulkáni kőzetek bórtartalma a képződési körülmények és a tektonikai helyzet függvényében változik (1. ábra). Környezetükhöz képest nagy bórtartalmú kőzeteket általában a szubdukciós zónákat követő szigetív vagy kontinentális ívvulkáni területeken találunk, mint például Japán, a Kuril-szigetek, Kamcsatka vagy éppen az

*Főszerző. Tel.:+36-1-392-2222/3214 mellék; e-mail: gmeling@iki.kfki.hu.



1. Ábra. A különböző tektonikai helyzetű vulkáni képződmények átlagos bórkoncentráció eloszlása.

Andok mészalkáli tűzhányói. A kontinensek belseje felé, az ívtől távolabb megjelenő vulkáni kőzetek bórtartalma már alacsonyabb, akárcsak az óceáni lemezek belsejében található szigetbazaltoké, mint amilyen Hawaii vagy a Galápagos-szigetek. Azonban a legalacsonyabb bórtartalmú vulkáni kőzetek az óceánok mélyén, az óceánközépi hátságok mentén kerülnek a felszínre. Példaként ebben a tanulmányban a Balaton-felvidékről és Észak-Patagóniából (Argentína) származó alkáli bazaltokat hasonlítottunk össze, kémiai összetételüket és korukat figyelembe véve, hogy megállapítsuk a hasonlóságokat és összefüggéseket a tektonikai és a képződési környezet szempontjából.

2. Prompt gamma aktivációs analízis a geokémiában

A mérési technikák fejlődésével növekszik a könnyű elemek szerepe a geokémiában. Egyre több olyan elem kerül a geokémikusok látókörébe, amelyek segítségével szélesebb körű információt nyerhetnek a földtani folyamatokról. Az aktivációs analitikával foglalkozó fizikusok és vegyészek által kifejlesztett prompt gamma aktivációs analitika (PGAA) új lehetőséget teremtett a geokémikusok számár a bórkoncentráció mérését és az abból levonható következtetéseket illetően. Az új bórkoncentrációadatok a vulkanitokból már rendelkezésre álló adatokat kiegészíthették, illetve alátámasztották, vagy újabb információval szolgáltak a képződési körülményekről.

A bór koncentrációjának mérése nem egyszerű feladat. A bórnak többek közt kicsi a tömegszáma, illetve bizonyos mérési módszerek esetén a mintaelőkészítés bonyolult feladat. Talán ez az egyik oka annak, hogy a bór geokémiai vizsgálata csak az utóbbi egy-két évtizedben kezdett elterjedni. A teljes kőzetek bórkoncentráció-mérésére az egyik legalkalmasabb módszer a PGAA, amely roncsolásmentesen biztosítja a bór nagy pontosságú mérését még kis koncentráció esetén is. Hazánkban található az egyik, nemzetközi geokémiai kutatásokban is sokat publikált PGAA-eszköz,[1-9] amelyet az MTA Izotópkutató Intézet Nukleáris Kutatások Osztálya üzemeltet.

A PGAA módszer előnye a teljes kőzetek B-koncentrációjának mérése során az, hogy (1) szinte nincs szükség mintaelőkészítésre – kőzetdarabok, por, folyadék és illó minták egyaránt vizsgálhatók – ami csökkenti a minta elszennyezésének kockázatát és a bór és más illó elemek távozásának lehetőségét, valamint (2) a PGAA a főelemeken kívül a nyomelemek közül a bór mellett különösen érzékeny a klór, a gadolínium és a hidrogén kimutatására is, amely elemek csak kevés más módszerrel és esetenként elég nehezen határozhatók meg.

A budapesti PGAA-berendezés a KFKI területén található 10 MW-os kutatóreaktor leghosszabb (35 m) hidegneutron (20 K) nyalábjához kapcsolódik.[10-12] A vizsgálni kívánt mintát egy szűkíthető, maximum 4 cm^2-es felületű neutronnyalábbal sugározzuk be, miközben a felaktivált mintából származó gamma-fotonokat egy nagy tisztaságú, kompton elnyomással ellátott germániumdetektorral detektáljuk. A mérési idő a minta összetételétől és méretétől függően néhány perc és pár óra közt változik. A gamma-spektrumot 30 keV–11 MeV energiatartományban vesszük fel. A gamma spektrum kiértékeléséhez a Hypermet PC programot használjuk.

Az inhomogén geológiai mintákat mérés előtt, a homogenizálás végett célszerű porítani és 105 °C-on 12 órán át szárítószekrényben kiszárítani. A méréshez elegendő 1-2 g mintát teflon (FEP)-zacskóba csomagolni. A homogén kőzeteket nem feltétlenül szükséges porítani. A mért főelemek oxidos koncentrációját az elemek oxidációs száma alapján adjuk meg, és az értékeket 100% összegre számítjuk. A teljes vasat Fe_2O_3 formában tüntetjük fel. A PGAA mérések során a minta pontos hidrogénkoncentrációját mérjük, és ebből számítjuk a minta H_2O-tartalmát tömegszázalékban.

A budapesti PGAA-berendezés pontosságának, reprodukálhatóságának, megbízhatóságának, azaz precizitásának mértékét nemzetközi geológiai standardokon és korábban ICP-MS, XRF és TIMS módszerekkel már mért minták PGAA-val való újramérésével vizsgáltuk.[3,13-14] A geológiai referenciamintákon végzett PGAA-mérések jó egyezést mutattak a standard adatokkal.[13] A főelemoxid-értékek relatív hibája általában 1% körüli, a kimutatási határhoz közeli koncentrációk esetén nagyobb, akár 3% feletti is lehet. A relatív hiba a mért elem érzékenységétől, az abszolút koncentrációtól és a mérési körülményektől is függ. Általában a bórkoncentráció-értékek relatív hibája 1% alatti.

A budapesti PGAA-berendezéssel 2002-ben kezdtük mérni elsőként a magyarországi vulkáni kőzetek bórtartalmát. A Börzsönyből, a Visegrádi-hegységből,[7, 13, 15] a Mátrából és a Tokaji-hegységből[8] származó mintákat közép-szlovákiai,[13] valamint a Keleti-Kárpátokból (Kelemen, Görgény, Hargita[14]) származó minták vizsgálata követte. Számos nemzetközi együttműködés született, amely arra épült, hogy kihasználja a berendezés nyújtotta egyszerű, viszonylag gyors és pontos bórkoncentráció mérési lehetőséget teljeskőzetekben. Ezek keretében Görögországból Szírosz-szigetéről metamorf kőzeteket,[4-5] a Dramala komplexumból köpenykőzeteket,[1-2] valamint fekete-tengeri üledékeket,[6] Grönlandról szieniteket,[16] az Alpokból metamorf kőzeteket,[1-2] míg Lengyelország déli részéről vulkáni[17] és magmás intruzív[18] kőzeteket, a Balaton-felvidékről pedig alkáli bazaltokat[9] vizsgáltunk.

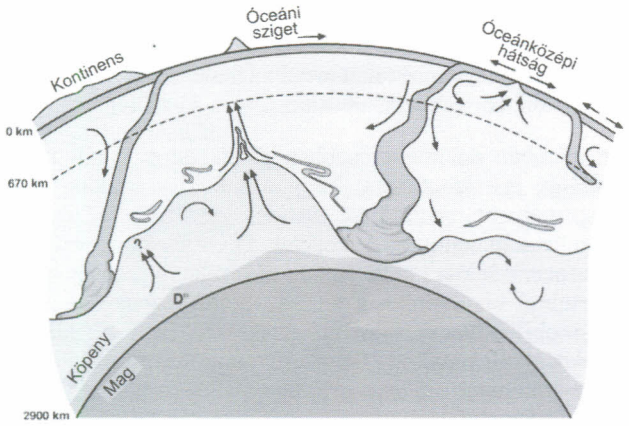
Mivel a bór bizonyos kőzetmintákban (mint pl. a földköpeny kőzetei, óceánközépi hátságok kőzetei) alacsony, 1 µg/g körüli vagy az alatti koncentrációban van jelen, ezért mérése bonyolult feladat. A mérési technika szempontjából két módszertípus különíthető el attól függően, hogy a minta egy adott pontján (in situ/ásványban vagy annak zónáiban, fluid vagy olvadékzárványokban) vagy teljes kőzeten mérjük az elemi összetételt. Kőzetek és ásványok in situ bórkoncentráció-mérésének egyik lehetséges módja a másodlagos ion-tömegspektrometria (SIMS, Secondary Ion Mass Spectrometry), amellyel a pozitív másodlagos ionokat detektálják. A SIMS nemcsak a minták in situ bórkoncentrációjának, hanem a bórizotóp arányának mérésére is alkalmas. Hasonló mérésre alkalmas lehet a multikollektoros, lézerablációs, induktív csatolású plazma-tömegspektrometria is (MC-LA-ICP-MS, Multy Collector Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).[19] A teljes kőzetek bórizotóparányát leggyakrabban pozitív termál ionizációs tömegspektrométerrel (P-TIMS, Positive Thermal Ionisation Mass Spectrometry) határozzák meg, amely módszerrel a bórkoncentráció is mérhető.[20] A teljes kőzetek bórkoncentrációjának mérésében legelterjedtebb módszer az induktív csatolású plazma-tömegspektrométer (ICP-MS), és a prompt gamma aktivációs analízis (PGAA).

3. A bór szerepe a vulkáni kőzetek vizsgálatában

A bór egy olyan kis atomtömegű, fluid-mobilis és inkompatibilis nyomelem, amelynek két stabil izotópja van jelentősen eltérő természetes gyakorisággal. Elemi bór a természetben nem található, de főként a kontinens-szegélyeken felhalmozódó borátásványok (pl. bórax, kernit, ulexit) nagy mennyiségben bányászhatók. A bór háromszorosan pozitív (B^{3+}) ionja szinte kizárólag oxigénhez kötődik, és $B(OH)_3$, illetve $B(OH)_4^-$ vagy más komplexeket alkot. A bór ásványokban, olvadékban és fluidumokban trigonális vagy tetragonális koordinációban kapcsolódik az oxigénhez. A B–O kötések erősen kovalens jellegűek. A bór kis ionsugara (~20 pm) a szén ionsugarával csaknem azonos, ami lehetővé teszi, hogy kalcitba (^{III}B), aragonitba és gyémántba (^{IV}B) is beépüljön. Szilikátásványokban tetraéderes pozícióban lévő Al^{3+}- vagy Si^{4+}-iont helyettesít, ami töltéskiegyenlítést igényel, és mivel a B^{3+} ionsugara jóval kisebb, ezért némi torzulást okoz a TO_4 egységekben.

A metamorf és vulkáni kőzetek bórkoncentrációjának vizsgálata nélkülözhetetlen információkkal szolgál a

szubdukciós zónák anyagkörforgalmának vizsgálatában, amihez hozzájárul a bórnak a különböző geokémiai rezervoárokban való igen eltérő gyakorisága is (1. ábra). Míg a felső földköpeny átlagos bórtartalma nagyon alacsony (~0,3 μg/g), az átalakult óceáni kéreg (~80 μg/g) és a rajta található üledékek (~120 μg/g) jelentős mennyiségű bórt tartalmaznak, amelynek nagy része már az óceáni lemez alábukásának kezdeti szakaszában távozik. Azonban a bór stabilabb ásványfázisokkal nagyobb mélységbe is juthat, ahol részt vesz a földköpeny alsóbb régióit is érintő anyagkörforgási ciklusokban (2. ábra). A metamorf és magmás kőzetek bórkoncentráció és stabilizotóp arányainak részletes vizsgálata segített megalapozni a lemez dehidratációs és szubdukciós folyamatokra vonatkozó új elképzeléseket. A szubdukciós övezetek magmás kőzeteiben tapasztalható viszonylag magas bórkoncentráció egyértelmű jelzője a vizes fluidumok szerepének a magmaképződésben, míg a Be-izotóparányok döntő bizonyítékkal szolgáltak arra, hogy a lemezalábukás során üledékes anyag is bekerül a magmák forrásrégiójába.



2. Ábra. A köpeny mélyebb régióit is érintheti az óceáni litoszféra lemezek alábukása, egészen az átmeneti zónáig vagy akár a köpeny és a mag határig is lejuthat a szubdukálódó lemez anyaga.

A könnyű elemek, mint például a bór, a berillium és a lítium viselkedése különböző az alábukó lemez dehidratációja és olvadása során. Kísérletileg meghatározott ásvány/fluid megoszlási együtthatójuk klinopiroxén esetén a következőképpen alakul: $D_B < D_{Li} < D_{Be}$, míg gránát esetén szintén a bór a legkevésbé kompatibilis elem.[21] A három könnyű elem egymáshoz viszonyított ásvány/olvadék megoszlási együtthatója alapján ($D_B < D_{Be} < D_{Li}$) a bór a leginkompatibilisebb nyomelem.[22]

4. A vulkáni képződmények és geokémiai jellegzetességük különböző tektonikai környezetekben

A Naprendszerben egyetlen olyan bolygót sem ismerünk, amelyen a földihez hasonló lemeztektonikai folyamatok zajlanának, amelyek az évmilliárdok folyamán hozzájárultak a hidroszféra és az atmoszféra kialakulásához, létrehozva a földi élet színtereit. A Föld külső, szilárd burkát alkotó kőzetlemezek határain találjuk a vulkáni képződmények több mint 90%-át. A távolodó lemezszegélyek mentén az óceánközépi hátságokat az alattuk található köpeny megolvadása során távozó bazaltos olvadékból megszilárdult kőzetek alkotják (1. és 2. ábra). Összetételükben ezek a legprimitívebb felszíni vulkáni kőzetek. Bennük a bór és más fluid-mobilis elemek gyakorisága kicsi, könnyű ritkaföldfémekben sem mutatnak dúsulást. Ezzel szemben a közeledő lemezszegélyek mentén kialakult szigetív és kontinentális ív típusú vulkáni képződmények fluid-mobilis és inkompatibilis elemekben, így bórban is gazdagok (1. ábra). A szubdukciós zónák a földkéreg és a földköpeny közti kémiai kölcsönhatások tanulmányozására és a két geokémiai rezervoár hosszú távú fejlődésének megértésére megfelelő kutatási területet nyújtanak. A szubdukciós zónákhoz kapcsolódó vulkáni kőzetekben néhány elem és elemarány a mélyben zajló folyamatok hatására érzékenyen reagál. Így például a fluid-mobilis elemekben való gazdagodás (pl.: K, Rb, Cs, Sr, Ba, U, Pb) és a fluid-immobilis elemek (pl.: Nb, Ta, Ti, Zr, Hf) viszonylagos szegénysége egyértelműen jelzi, hogy a lemezalábukás során mélybe jutó jelentős mennyiségű kéreganyag és üledék a belőlük távozó fluidumokkal átitatta, metaszomatizálta a földköpeny anyagát, csökkentve annak olvadáspontját.[23-24] A köpenyék megolvadt anyaga keveredhet az alábukó lemezből származó olvadékokkal, beolvaszthatja a kontinentális kérget, amelyen áttörni kényszerül (kéregasszimilációs), illetve a magmakamrában elemfrakcionációs folyamatok is lejátszódnak. Mindezen bonyolult folyamatok hatására heterogénebb vulkáni kőzetek találhatók a felszínen, amelyek nagyrészt fluid-mobilis nyomelemekben és szilícium-dioxidban is gazdagodottabbak. A földköpeny és az alábukó kőzetlemez közti anyagáramlási folyamatokat a vulkáni kőzetekben lévő kis atomtömegű nyomelemekkel, mint például a lítiummal, a berilliumaml és a bórral, valamint ezek izotópjaival érdemben vizsgálhatjuk. Azonban vulkáni képződményeket nemcsak lemezszegélyeken, hanem azok belsejében is találunk. Az óceáni lemezeken az óceáni sziget bazaltok kémiai összetételük alapján átmenetet képeznek a szigetívek, és az óceánközépi hátságok vulkáni kőzetei közt. Összetételükből arra következtethetünk, hogy a szubdukció során mélybe kerülő óceáni litoszféra anyaga a mag-köpeny vagy az alsó és felső köpeny határán felhalmozódik (2. ábra), és innen indulnak ki a forró foltok alatt feláramló köpenyáramok.

Az eltérő tektonikai helyzetű vulkáni kőzetek geokémiai vizsgálata feltárta a litoszféra bizonyos részeinek, valamint az elemek földi körforgásának törvényszerűségeit; rámutatott a köpenyinhomogenitások és áramlási folyamatok szerepére.

5. A Balaton-felvidék és Észak-Patagónia vulkáni területeinek bórgeokémiája

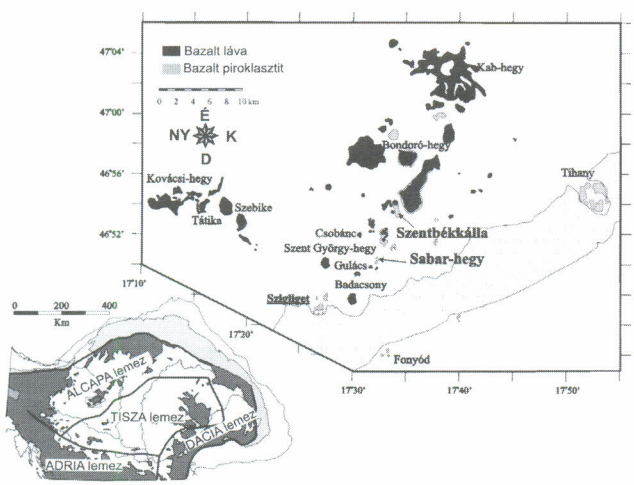
A szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli ívek mögött a kontinens belseje irányába kialakuló extenziós tektonikai viszonyok kedveznek az alkáli bazaltos vulkanizmusnak. A lemezen belüli vulkáni képződmények az ív típusú vulkáni képződmények kőzeteihez (~35 μg/g) képest szisztematikus szegényedést mutatnak (1. ábra), bórkoncentrációjuk értéke inkább az óceáni szigetbazaltokéhoz hasonló (<20 μg/g),[25] ami magasabb, mint a köpenyeredetű, óceánközépi hátság bazaltoké (~0,1 μg/g).[26] Az óceáni szigetbazaltok magmái a köpeny mélyebb, gazdagodott régióiból (akár a köpeny-mag határról) a felfelé emelkedő köpenyáramlások (az ún. plum-ok) segítségével jutnak a felszínre (2. ábra).[27] Egyre több a bizonyíték, hogy forrásrégiójukat a szubdukált óceáni lemez maradékai gazdagítják. Scambelluri és társai[28]

megfigyelése alapján a nagy nyomáson metamorfizált kőzetekben körülbelül 240 km-en és 700 °C-on (az antigorit stabilitási mező alatt) is jelentős mennyiségű bór és klór marad vissza. A bór főként olivinben és Ti-klinohumitban, míg a klór kloritban szállítódik nagyobb mélységbe. Azaz a kontinentális vulkáni ívek mögött az alkáli bazalt területek alá a szubdukciós zónától nagy távolságba és nagy mélységbe eljutó óceáni lemez is szállíthat bórt tartalmazó ásványfázisokat.

5.1. A Balaton-felvidék geodinamikai, geológiai háttere

A Keleti-Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák által határolt Pannon-medence a korai miocéntől kezdődően (mintegy 20 millió éve) jött létre a földkéreg megnyúlása és süllyedése során.[29-31] A több száz kilométeres tágulásért az egyidejű és hasonló mértékű térrövidülés, azaz a harmadidőszakban az Alpok és a Kárpátok külső íve mentén ható aktív szubdukció a felelős. [29, 32] A lemezalábukás az európai és az afrikai lemezek kollíziójának következménye. Két fő extenziós esemény különíthető el.[29] (1) A korai medencealjzat tágulást eredményező gravitációs összeomlás, az alábukó lemez hátragördülésének következménye (18–14 Ma).[31-33] Az ehhez kapcsolódó vulkanizmus kezdete 17,5–16,2 millió év közé tehető, amit egy másik, hosszabb kitörési szakasz követett (16,2–3 Ma).[34] (2) A késő miocénben az extenzió az asztenoszféra anyagának a feláramláshoz köthető (12–11 Ma). Ez utóbbi folyamat hozzájárult a Pannon-medence legfiatalabb kori, tipikusan lemezen belüli (OIB-típusú) alkáli bazaltos vulkanizmusához.[35]

Számos alkáli vulkáni terület ismert a Pannon-medencéből, ezek közé tartozik a Balaton-felvidék, a Kisalföld, a Sztíriai-medence és a Nógrád-Gömör. Ezen területek a késő miocénben és késő pliocénban voltak aktívak, és legalább 100 alkáli bazaltkitörési központot, salakkúpot, tufagyűrűt, maart és pajzsvulkánt formáltak.



3. Ábra. A Balaton-felvidék alkáli vulkáni képződményeinek térképe (Török et al. 2005. alapján[40]).

A Balaton-felvidék (3. ábra) vulkanizmusa 7,5 millió éve a Tihanyi-félszigeten kezdődött[36] és 2,8 millió évvel ezelőtt fejeződött be a terület nyugati részén.[37-38] A fő kőzettípusok az asztenoszféra parciális olvadásával képződött alkáli olivin bazaltok és bazanitok, amelyek a szubdukció relikt jegyeit őrzik. A Balaton-felvidéki vulkánok eloszlásuk és időbeliségük alapján különböző csoportokba sorolhatók,[39] amelyek geográfiai eloszlása a vulkanizmust megelőző kőzetegységek hidrogeológiai tulajdonságaihoz kapcsolódik.

5.2. A Balaton-felvidék bórgeokémiája

A vizsgált Balaton-felvidéki bazaltok és bazanitok SiO_2-tartalma kevesebb mint 50 t%, bórtartalmuk 1,6–12,4 μg/g közt változik. Az SiO_2 kismértékű ingadozása mellett a bóradatok nagy változatosságot mutatnak, ami inkább a fluid hozzáadódás eltérő mértékének, mintsem a frakcionációs kristályosodásnak vagy a kéreganyag beolvasztásának az eredménye.[9] A fluidum hatást alátámasztja a B/fluid-mobilis elemarányok relatív magas értéke, ami hasonló és átfed az OIB-adatokkal.[9] A B/La, B/Ce, és B/Zr arányok relatíve kis változást mutatnak, és alacsonyak a friss OIB egységekben (B/La<0,3; B/Ce<0,3; B/Zr<0,012). A vizsgált minták B/La és B/Ce aránya alacsony, kevesebb mint 0,22 és 0,11. A B/Zr arány is viszonylag kicsi (0,08), de nagyobb, mint az átlag OIB-értékek.[41] A kéreganyag asszimiliációja nem befolyásolta az olvadék összetételét, amit bizonyít, hogy a bazaltok köpenyxenolitokat tartalmaznak, az SiO_2-tartalmuk kis mértékben változik, és alacsony a Sr-izotóparányuk.[42]

Van azonban néhány erősebben gazdagodott alkáli bazalt minta is, így lehetséges, hogy a kollíziós szakaszban a kéreg mélyebb részein az olvadék egy részére magmás differenciáció hatott.[43] A kőzetek H_2O- és bór-, valamint klórkoncentrációja nem mutat korrelációt, azaz nincs egyértelmű bizonyítéka a talajvíz befolyásának a kőzetek fluid-mobilis elemtartalmára.[9] Összességében a Balaton-felvidék alkáli bazaltjai OIB-szerű tulajdonságokat jeleznek, enyhe átmenetet mutatva a kontinentális ív típusú vulkáni képződmények felé.

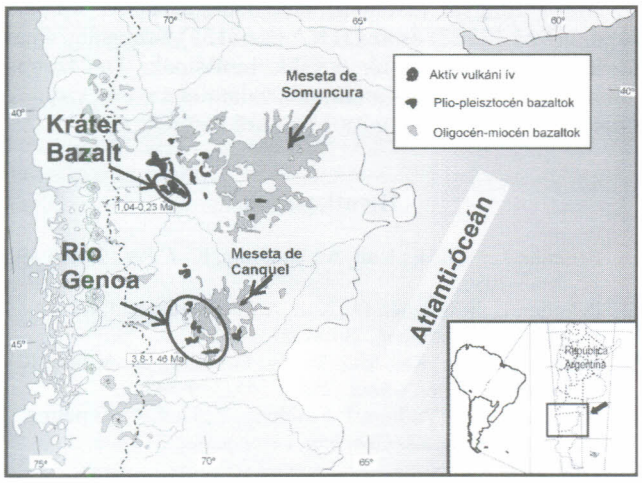
Mint arra Martin és Német[44] rámutatott, a jelentős számú, rendelkezésre álló geokémiai és tektonikai tanulmány ellenére kérdéses, hogy milyen kapcsolat van a vulkanizmus és a neogén tektonikai folyamatok közt. Eredményre vezethet, ha a Pannon-medencében felhalmozott adatokat és tapasztalatokat összehasonlítjuk más, hasonló tektonikai helyzetű és vulkáni képződményeket felépítő területekkel, mint amilyenek például az Andok szubdukciós hatásra felgyűrődött íve mögötti alkáli vulkáni területek. Az összevetés tapasztalatai alapján más hasonló vulkáni területek tektonikai és magmaképződési környezetének hasonlóságaira is következtetni lehetne. Patagóniában és a Pannon-medencében is számos jó minőségű neogén vulkáni feltárás áll rendelkezésre. Észak-Patagóniában a mafikus vulkáni kőzetek a korai miocéntől mostanáig képződnek, amely széles időskálán jó tanulmányozási lehetőségeket biztosít.

5.3. Patagónia geodinamikai, geológiai háttere

A dél-amerikai kontinentális lemez alá bukó Farallón-Nazca óceáni lemez eredményezte az Andok felgyűrődését a jura időszaktól kezdve. Az aktív szubdukció nagy földrengésekkel és vulkánkitörésekkel jár még ma is. Elhelyezkedésük alapján az Andokban három mészalkáli vulkáni zónát különíthetünk el: északi, középső, és déli vulkáni zóna (4. ábra). A déli

mészalkáli vulkáni zóna mögött helyezkednek el Patagónia kiterjedt alkáli bazalt vulkáni területei. A Nazca-lemez 9 cm/év sebességgel 15-20°-os szögben szubdukálódik a terület alá. Az ív mögötti bazaltok geokronológiai adatai két magmás esemény elkülönítését teszik lehetővé.

4. Ábra. Az Andok három fő vulkáni zónája és a Nazca-lemez helyzete.



5. Ábra. Észak-Patagónia oligocén-miocén és fiatalabb, plio-pleisztocén vulkáni képződményei.

A 23-19 millió éves, korai kiömlési események a Meseta de Somuncura- és a Meseta de Canquel-platók létrejöttével kapcsolatosak,[45] míg a fiatalabb vulkáni képződmények (5-1 Ma) kisméretű bazalt láva folyások, amelyek 450 km hosszú övet alkotnak az Andok vonulatával párhuzamosan, a jelenlegi aktív szubdukciós zónától 350 km távolságban (5. ábra). Területileg a plio-pleisztocén alkáli bazaltok az oligocén-miocén bazaltokhoz kapcsolódnak. A bazaltmezők kialakulását különböző geodinamikai mozgások eredményezték.

Az északi a Meseta de Somuncura késő oligocén – korai miocén bizonytalan eredetű vulkáni komplex.[46] Kay és társai[46] szerint forró pont vulkanizmushoz köthető; míg Muñoz és társai[47] és de Ignacio és társai[48] lemez-hátragördülési folyamatokhoz kapcsolják. A komplexumhoz kapcsolódik a fiatalabb, 1,04 és 0,23 millió év közt képződött Kráter Bazalt vulkáni terület,[49] amelyet bazaltok, bazanitok és trachibazaltok építenek fel. Képződésük az asztenoszféra parciális olvadásához és mély vető menti felemelkedéséhez köthető. Ezen a területen a koradatok nyugat felé csökkennek.

A 250 km-re délre található Meseta de Canquel lávamező Alric[50] szerint a gazdagodott asztenoszféra nyomáscsökkenéses olvadásával keletkezett. A fiatalabb plio-pleisztocén korú (3,8-1,46 Ma) Río Genoa primitív bazaltjai a terület nyugati részén helyezkednek el. Az alkáli bazaltok enyhe könnyű ritkaföldfémgazdagodást mutatnak.

5.4. Észak-Patagónia fiatal alkáli bazaltjainak radiometrikus kora és bórgeokémiája

A Kráter Bazalt vulkáni területről származó minták bórtartalma 3,43-1,11 μg/g közt változik, amelyek González és társai[51] kormeghatározása alapján pleisztocén–holocén korúak, ami közel egyezik Haller és társai[52] új radiometrikus mérési adataival, miszerint 1,3 millió évet állapítottak meg. A Meseta de Somoncura vulkáni terület korai miocén kitörési központjainak, így a Bajo Hondo (19,37 Ma) és Chacay Oste (22,8 Ma), valamint a Rio Chico (19,03 Ma) folyó jobb partján elterülő nagyméretű bazaltmező bórtartalma is alacsony, 1-2 μg/g közti.[52]. A Mamuel Choique egy 21,7 km hosszú bazalt láva folyás, amit korábban pleisztocénnek, Gonzáles és társai[51] pliocénnek, míg Haller és társai[51] késő miocénnek (5,65 Ma) és korai pliocénnek (4,9 Ma) határozott meg. Ezeknek a bazaltoknak a bórtartalma 2,38 μg/g. A területtől északabbra található bazaltok bórtartalma már magasabb, 7,71 μg/g.

A déli terület (Rio Genoa) primitív alkáli bazaltjainak bórtartalma 3,34-1,66 μg/g közt változik. A Colhue Huapi-tótól északra egy viszonylag jól megőrzött kis bazaltplató, a Pampa del Guanaco található. Itt a bazaltkőzetek kora késő pliocén (2,69-2,89 Ma), bórtartalmuk 1,66-2,45 μg/g közt változik. A Pampa de Agnia környékén a bazalt előfordulás egy körülbelül 300 km^2-es salakmezőt alkot, amelyben néhány effúzív kürtőt azonosítottak. Ezek kora 2,69 millió év, bórtartalma 3,34 μg/g.

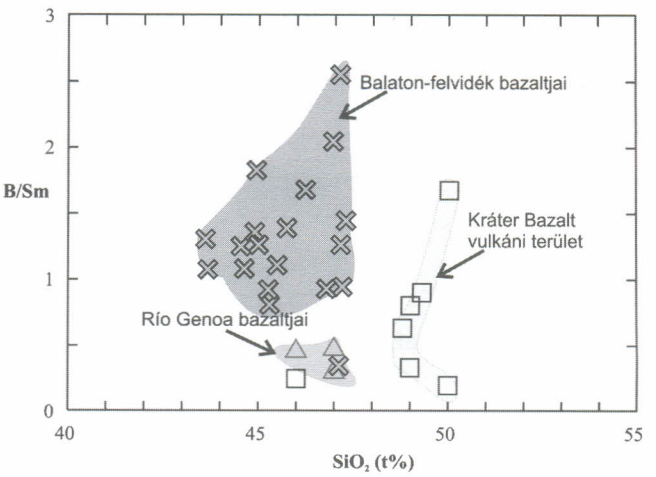
Összefoglalva, Észak-Patagónia plio-pleisztocén alkáli bazalt vulkáni képződményei kiömlési kőzetek, főként alkáli bazaltok, bazanitok és trachibazaltok. A déli terület, a Rio Genoa bazaltjai (3,8-1,46 Ma) kissé idősebbek az északi, Kráter Bazalt vulkáni terület képződményeinél (1,04-0,23 Ma). Akárcsak a Rio Genoa-i bazaltok, a Kráter Bazalt alkáli kőzetei is inkompatibilis és könnyű ritkaföldfém elemekben enyhén gazdagodottak a primitív köpenykőzetekhez képest.[53]

Bórtartalmuk alapján nem különíthetőek el. Mindkét terület bórkoncentrációja 1 és 3,5 μg/g közt változik, hasonlóan ahhoz, amit Chaussidon és Jambon[54] az óceáni szigetbazaltokban mért. Ez a szigetív vulkáni területek bórtartalmához viszonyítva alacsony, jelezve az alábukó lemezből származó fluidumok elhanyagolható hatását, ami megfelel a vulkáni képződmények ívtől távoli tektonikai helyzetének. A klórkoncentráció alapján különbséget lehet felfedezni az északi és a déli terület vulkanitjai közt. A Kráter Bazalt kőzeteiben kisebb (átlag <130 μg/g), míg a Rio Genoa területen nagyobb a klórtartalom (200-300 μg/g). A 6. ábrán látható, hogy az északi terület (Kráter Bazalt) kőzeteinek SiO_2-koncentrációja (46-50 t%) és bór/immobilis elem aránya (pl. B/Sm, vagy B/Gd) nagyobb változatosságot mutat, és enyhén magasabb, mint a déli terület (Rio Genoa) bazaltjainak SiO_2-tartalma (46-47 t%) és bór/immobilis elemaránya. A Kráter Bazalt alkáli képződményei átmenetet mutatnak kémiai tulajdonságaikban a vizsgált területtől északabbra elhelyezkedő Payenia és Malacara képződményeihez, amelyek kissé nagyobb fluid-mobilis nyomelemekben való gazdagodást mutatnak. A Kráter Bazalt vulkáni terület északi részének és az attól északabbra található területeknek a Sm- és Gd-tartalma alacsonyabb, míg a Kráter Bazalt déli-délkeleti előfordulású bazaltjainak és a Rio Genoa-i képződményeknek magasabb.

A vizsgált területtől délre, az külső Andok negyedidőszaki bazaltjainak képződését az alábukó lemez leszakadás miatt kialakuló ablakokban feláramló asztenoszféra anyag hatásának tulajdonítják.[55-57] Innen a Pali Aike vulkán bazaltjának bórtartalmát vizsgáltuk, amelynek koncentrációja szintén alacsony (2,22 μg/g), alábukó lemezből származó fluidumok nem befolyásolták az olvadék összetételét. Az észak-patagóniai területtől északra plio-pleisztocén korú vulkáni képződményeket a Nazca lemez sekély szögű, majd az ív mögötti régió alatt egyre meredekebbé váló szubdukciójának húzó, extenziós hatásához kötik. Az itt előforduló vulkanitok bórtartalmuk alapján fluid-mobilis elemekben való gazdagodást mutatnak, míg fluid-immobilis elemtartalmuk alacsonyabb. Haller és társai[51] a vizsgált észak-patagóniai terület plio-pleisztocén korú alkáli bazaltjainak képződését a kéreg extenziójához köti, ami számos okra vezethető vissza, és az asztenoszféra nyomáscsökkenéses olvadását eredményezi. A kontinentális kéreg ebben a régióban a legvékonyabb, körülbelül 40 km vastagságú. A kőzetek nyomelem-, izotóp-, és ritkaföldfém-összetétele olyan asztenoszferikus köpenyeredetre utal, amely az óceáni szigetbazaltok forrásához hasonló mértékben gazdagodott. A vizsgálatok se kéregkontaminációt, se szubdukcióhoz kapcsolódó hatásokat nem mutattak ki.

6. Összefoglalás

A Balaton-felvidék alkáli bazaltjai Észak-Patagónia déli, Rio Genoa-i, plio-pleisztocén alkáli bazaltterületének kőzeteihez hasonlóan bázikusak, de bórtartalmuk jóval magasabb (6. ábra). A Balaton-felvidéki és a Kárter Bazalt vulkáni képződmények, valamint ez utóbbitól északabbra eső területeknek B/Sm arányai átfednek egymással, és magasabbak, mint Rio Genoa bazaltjaiban. A Balaton-felvidék alkáli vulkáni területe alatt nagyobb mértékű kéregvékonyodás és extenziós hatásra bekövetkező nyomáscsökkenéses olvadás miatt fluid-mobilis elemekben



6. Ábra. A vizsgált vulkáni kőzetek összehasonlítása az SiO_2-tartalmuk és B/Sm arányuk alapján..

jóval gazdagabb litoszféra köpenyanyag olvadt meg, mint azt az Észak-Patagónia vulkáni területei alatt tapasztaltuk. Észak-Patagónia kőzetei szintén extenziós tektonikai viszonyok közt, nyomcsökkenés hatására képződtek, de a kéregelvékonyodás kisebb mértékű volt. A Nazca-lemez alábukásának módjában a több ezer kilométeres szubdukciós zóna mentén jelentős változásokat figyeltek meg. Az észak-patagóniai bazaltok egy átmeneti zónában képződtek; az északabbra tapasztalt, kezdetben sekély szögű, de hátragördülő szubdukciós terület és a tőle délebbre alábukó hátság okozta lemez leszakadással jellemzett alábukási zónák közt.

Köszönetnyilvánítás

A bemutatott példa az elmúlt években az argentin és magyar geológus kollégák közt kialakult közös munkakapcsolatok és együttműködések eredményeibe enged bepillantani. A közös munka feltételeit az ARG 2/03-számú TÉT-SECYT argentin – magyar kétoldalú szerződés, a MURF kutatási projekt (RM 13227) és az OTKA (K68153) támogatásoknak köszönhetjük. Köszönjük a cikk bírálóinak: Dr. Dobosi Gábornak és Dr. Judik Katalinnak, valamint a szerkesztőnek: Kotschy Andrásnak a hasznos és építő megjegyzéseit.

Hivatkozások

1. Pelletier, L.; Vils, F.; Kalt, A.; Gméling, K. *J. Pet.*, **2008a** 49, 11, 2043-2080.
2. Pelletier, L.; Müntener, O.; Kalt, A.; Vennemann, T.W.; Belgya, T. *Chem. Geol.*, **2008b** 255, 143–159.
3. Marschall, H. R.; Kasztovszky, Zs.; Gméling, K.; Altherr, R. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, **2005**, *265*, 339-348.
4. Marschall, H.R.; Altherr, R.; Ludwig, T.; Kalt, A.; Gméling, K.; Kasztovszky, Zs. *Geochim. Cosmochim. A.* **2006**, *70*,4750–4769.
5. Marschall, H.R.; Altherr, R.; Gméling, K.; Kasztovszky, Zs. *Min. Pet.*, **2009**, *95*, 291–302.
6. Cristache, C.I.; Duliu, G.O.; Gméling, K.; Culicov, O.; Toma, M. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, **2009**, *279*, 7–12.
7. Harangi, Sz.; Downes, H.; Thirlwall, M.; Gméling, K. *J. Petrology*, **2007**, *48*, 2261-2287.
8. Németh, K.; Pécskay, Z.; Martin, U.; Gméling, K.; Molnár, F.; Cronin, S. In Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems Thomson, K.; Petford, N. Ed.; *J. Geol.*

Soc., London, Special Publications, **2008**, *302*, 63–86.
9. Gméling, K.; Németh, K.; Martin, U.; Eby, N.; Varga, Zs. J. *Volc. Geoth. Res.*, **2007b**, *159* (1-3), 70-84.
10. Révay, Zs.; Belgya, T. In Handbook of Prompt Gamma Activation Analysis with Neutron Beams, Molnár, G. L. Ed.; *Kluwer*, **2004**, 1–30.
11. Szakmány, Gy.; Kasztovszky, Zs. *Eu. J. Min.*, **2004**, 16, 285–295.
12. Molnár, G. L. Handbook of Prompt Gamma Activation Analysis. — *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht. **2004**
13. Gméling, K.; Harangi, Sz.; Kasztovszky, Zs. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, **2005**, *265*, 201–212.
14. Gméling, K.; Kasztovszky, Zs.; Harangi, Sz.; Szentmiklósi, L.; Révay, Zs. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* **2007a**, *271*, 397–403.
15. Gméling, K. *MSc Dissertation*, ELTE-TTK, **2003**.
16. Kaliwoda, M.; Altherr, R.; Markl, G. *Eur. J. Min.*, **2006**, *18*, 65.
17. Pańczyk, M. *Geophys. Res. Abstr.*, **2006**, 8, 08276.
18. Gméling, K.; Pécskay, Z.; Birkenmajer, K. *IAVCEI 2008, Reykjavik, Iceland.* **2008**.
19. Le Roux, P. J.; Shirley, S. B.; Benton, L.; Hauri, E. H.; Mock, *T. D. Chem. Geol.* **2004**, *203*, 123–138.
20. Tonarini, S.; Pennisi, M.; Leeman, W. P. *Chem. Geol.*, **1997**, *142*, 129–137.
21. Brenan, J. M.; Neroda, E.; Lindstrom, C. C.; Shaw, H. F.; Ryerson, F. J; Phinney, D. L. *Geochim. Cosmochim. A.* **1998a**, *62*, 2129–2141.
22. Brenan, J. M.; Ryerson, F .J; Shaw, H. F. *Geochim. Cosmochim. A.* **1998b**, *62*, 3337–3347.
23. Tatsumi, Y.; Eggins, S. **1995**, Subduction zone magmatism. Frontiers in earth sciences, *Blackwell, Cambridge*.
24. Elliott, T. In Inside the Subduction Factory, Eiler, J. 138 Ed.: Geophysical Monograph Series, *American Geophysical Union*, Washington, DC, 1st edn. **2003**, *138*, 23–45.
25. Ryan, J. G.; Leeman, W. P.; Morris, J. D.; Langmuir, C. H. *Geochim. Cosmochim.* A., **1996**, *60*, 415–422.
26. Chaussidon, M.; Libourel, *G. Geochim. Cosmochim. A.*, **1993**, *57*, 5053–5062.
27. White,W.M.; Duncan, R.A. **1995**, In Isotope Studies of Crust –Mantle Evolution, Basu, A.; Hart, S.R. Ed.; *Geophys. Monogr.*, AGU, Washington, DC, 95 pp. 1–23.
28. Scambelluri, M.; Müntener, O.; Ottolini, L.; Pettke, T. T.; Vanucci, R. *Earth Plan. Sci.* Lett., **2004**, *222*, 217–234.
29. Horvath, F. *Tectonophysics,* **1993**, *226*, 333-357.
30. Csontos, L. *A. Vulc.*, **1995**, *7*, 1-13.
31. Fodor, L.; Csontos, L.; Bada, G.; Gyõrfi, I.; Benkovics, L. In The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Durand, B.; Jolivet, L.; Horváth, F.; Séranne, M. Ed.; *Geological Society, London, Special Publications* **1999**, *156*, 295-334.
32. Royden, L. H.; Horváth, F.; Nagymarosy, A.; Stegena, L. *Tectonics,* **1983**, *2*, 91-137.
33. Bada, G.; Horvath, F.; Gerner, P.; Fejes, I. *Geodynamics,* **1999**, *27*, 501-527.
34. Szabó, Cs.; Harangi, Sz.; Csontos, L. *Tectonophysics,* **1992**, *208*, 243-256.
35. Embey-Isztin, A.; Downes, H.; James, D. E.; Upton, B. G. J.; Dobosi, G.; Ingram, G. A.; Harmon, R. S.; Scharbert, H. G. *J. Petr.* **1993**, *34*, 317-343.
36. Balogh, K.; Németh, K. *Geol. Carpath.*, **2005**, *56*, 91–99.
37. Balogh, K.; Árva-Soós, E.; Pécskay, Z. *Acta Mineral.-Petrogr.* **1986**, *28*, 75–93.
38. Balogh K.; Pécskay Z. A. *Geol. Hung.*, **2001**, *44*, 281.
39. Németh, K.; Martin, U. Z. *Geomorph.* N. F, **1999**, *110*, 145–157.
40. Török K., Dégi J., Szép A., Marosi G; *Chem. Geol.*, **2005,** *223*, 93–108.
41. Leeman, W .P.; Sisson, V .B. In Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry in the Earth's Crust. *Reviews in Mineralogy*, Mineral. Soc. Am., **1996**, *33*, 645–707.
42. Bali, E.; Szabó, Cs.; Vaselli, O.; Török, K. *Lithos* **2002**, *61*, 79–102.
43. Németh, K.; White, J.D.L.; Reay, A.; Martin, U.; *J. Geol. Soc,* **2003**, *160*, 523–530.
44. Martin, U.; Németh, K. *J. Volc. Geoth. Res.* **2007**, *159*, 164-178.
45. Mahlburg Kay, S.; Ardolino, A.A.; Gorring, M.L.; Ramos, V.A. J. *Petrology*, **2006.**
46. Kay, S.; Ardolino, A.; Franchi, M.; Ramos, V. XII Congreso *Geológico Argentino. Actas* **1993,** *4*, 236–248.
47. Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L.; Stern, C. *Revista Geológica Chilena*, **2000**, *27*, 177–203.
48. de Ignacio, C.; López, I.; Oyarzun, R.; Márquez, A.; *Terra Nova*, **2001**, *13*, 117–121.
49. Pécskay, Z.; Haller, M.J.; Németh, K. Revista de la Asociación Geológica Argentina, **2007**, *62*, 25-29.
50. Alric, V. Ph.D. Dissertation, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. **1996**, 135 pp.
51. González et al. **2003**
52. Haller, M.J.; Pécskay, Z.; Németh, K.; Gméling, K.; Massaferro, G.I.; Meister, C.M; Nullo, F.E. *3rd International Maar Conference* **2009**.
53. Bruni, S. *Ph.D. Dissertation*, University of Pisa, Italy, **2004**. 154 pp.
54. Chaussidon, M.; Jambon, A. *Earth and Planetary Sci.e Lett.*, **1994**, *121*, 277-291.
55. Ramos, V.; Kay, S. *Tectonophysics*, **1992**, *205*, 1–20.
56. D'Orazio, M.; Agostini, S.; Mazzarini, F.; Innocenti, F.; Manetti, P.; Haller, M.; Lahsen, A.; *Tectonophysics*, **2000,** *321*, 407–427.
57. Gorring, M.L.; Singer, B.; Gowers, J.; Kay, S.M. *Chem. Geol.* **2003**, *193*, 215–235.

Prompt gamma activation analysis on volcanic rocks from the Balaton-Highland to North-Patagonia

The importance of the light elements in geochemistry has been growing because the analytical techniques for measuring them went through a great improvement. Boron is an incompatible and fluid-mobile element possessing two isotopes with greatly different abundances in nature, and also the abundance of boron greatly differs in different reservoirs. These facts make boron an important tracer of the recycled materials in subduction zones. In the subducting slab most of the boron is concentrated in the oceanic crust and sediments, but most of it leaves the slab close to the suture zone of the subduction. However, some minerals can retain boron and carry it further down into the mantle, even reaching depths of the lower mantle and taking part in deep recycling. The most suitable analytical techniques for B concentration measurements, is a non-destructive nuclear method of prompt gamma activation analysis (PGAA). This article resumes conclusions based on the B data measured in volcanic rocks from a back-arc basin setting from the Balaton-Highland and North-Patagonia. We emphasize that the origin of the alkaline basalt magmas in these regions are connected to extension influenced decompression-melting and asthenospheric upwelling. The B/Sm ratio of the examined rocks from Balaton-Highland and Crater Basalt volcanic fields overlap and higher, then those from Rio Genoa. The greater amount of fluid-mobile boron in the alkaline basalts of the Balaton-Highland compare to the North-Patagonian samples, indicate higher value of crustal thinning due to extension in the Pannonian-basin.