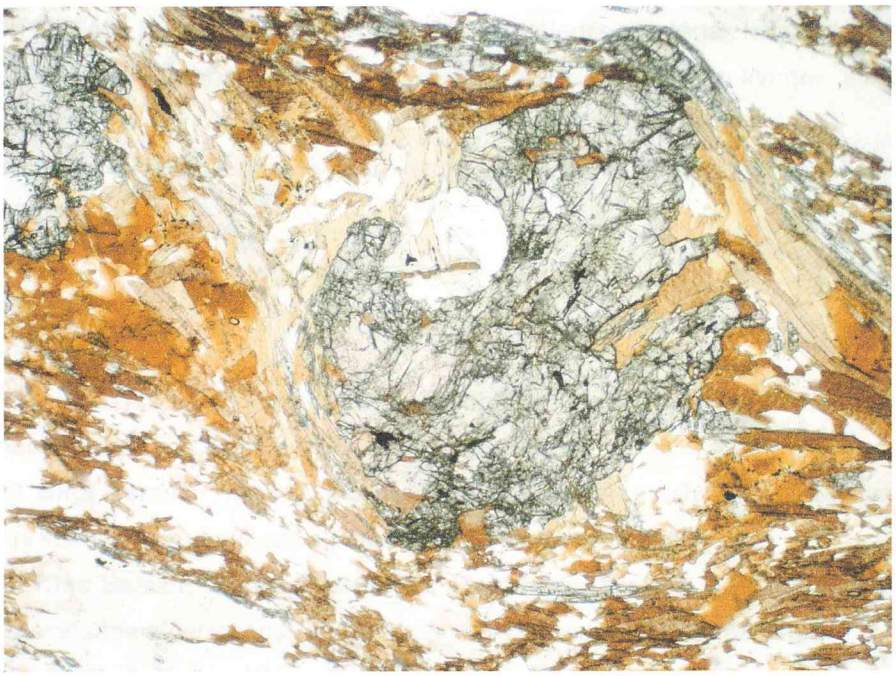
RAUCSIK

Magyarhoni Földtani Társulat
Szegedi Tudományegyetem Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport
Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék



II. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés

Konferencia kötet

Szeged, 2011. szeptember 8-11.

Támogatók

A II. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés összefoglalói

Új feladatok az Alföld medencealjzatának kutatásában

M. TÓTH TIVADAR

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
mtoth@geo.u-szeged.hu

Az Alföld pre-neogén aljzatát elsősorban metamorf képződmények építik fel. Ezek a kőzetek Magyarországon nem bukkannak a felszínre, a velük kapcsolatos összes ismeretünk mélyfúrási, illetve geofizikai adatokból származik. Ennek megfelelően a kőzettani információ lényegében pontszerű, így a mintavételi helyek között a térbeli korreláció lehetősége erősen korlátozott. Ennek ellenére az elmúlt évtizedekben számottevő erőfeszítés történt az aljzat képződményeinek egységes modellbe illesztésére. A kétségkívül meglévő alapkutatási jellegű feladatok mellett ennek fő oka az volt, hogy az aljzatot felépítő repedezett metamorf kőzetek fontos szénhidrogén tároló képződmények, valamint egyre gyakrabban felmerül ezen régió geotermikus célú hasznosításának lehetősége is. Ahhoz, hogy az aljzattal kapcsolatos ismereteink alapján a várható kihívásoknak meg tudjunk felelni, olyan szerteágazó, komplex vizsgálatokra van szükség, melyek felölelik az itt található képződmények kőzettani, szerkezetföldtani viszonyain túl, sőt azzal összefüggésben a fontos tároló tulajdonságokat és a hidrogeológiai viselkedést is. Ebből a célból az Alföld fúrásokkal feltárt részterületein számos vizsgálatból álló elemzési sort alkalmazunk, mellyel a kérdéses aljzat blokk megfelelő mélységig megismerhető. Az alkalmazott módszerek köre igen széles; a geokémiai, kőzettani eljárásoktól a repedéshálózat matematikai alapú szimulációjáig, s a hidrogeológiai modellezésig tart.

Az elmúlt években közel tíz alföldi szénhidrogén kutatási terület teljes maganyagának újrafeldolgozását végeztük el. Minden területre a korábban megfigyeltnél jóval nagyobb kőzettani változatosság a jellemző, ahol az egyes térben is jól definiálható blokkok metamorf fejlődéstörténetében is számottevő különbségek igazolhatók. Mindez jelentős mértékű posztmetamorf szerkezeti mozgásokra, s így a korábban feltételezettnél komplexebb felépítésű és fejlődésű metamorf aljzatra utal; egyúttal az információ térbeli kiterjeszthetőségének korlátaira is felhívja a figyelmet. A kőzettani információ bázisán elvégzett mikroszerkezeti és paleofluidum evolúció elemzéseink azt mutatják, hogy az aljzati tárolók határozott litológiai kontroll alatt állnak. Míg egyes kőzettípusok kommunikáló törésrendszerrel, s így jó rezervoár tulajdonságokkal rendelkeznek, mások alapvetően impermeábilisan viselkednek.

A jövő legfontosabb feladatai mindezek alapján részben alap-, részben alkalmazott kutatás jellegűek. Egyrészt szisztematikusan folytatni kell az aljzat kőzettani és szerkezetföldtani reambulációját. Másrészt ennek a munkának az eredményei biztosíthatják a fluidum bányászati célú releváns repedezett rezervoár modellek elkészítésének az alapját

A Pannon-medence késő miocén-kvarter alkáli bazalt vulkanizmusának oka

HARANGI SZABOLCS

ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Vulkanológiai Csoport, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C,
szabolcs.harangi@geology.elte.hu

A Kárpát-Pannon térség késő miocén-kvarter alkáli bazalt vulkanizmusa bár az egyik legjobban tanulmányozott a területen, oka máig vitatott. A magmaképződésnek, a vulkáni működés genetikai kapcsolatának megértése nagy fontosságú abból a szempontból is, hogy (1) a bazalt vulkáni területek időben akár több millió éven keresztül elhúzódó, és hosszú nyugalmi időszakok után fel-felújuló vulkáni működésének okát jobban megismerjük, valamint (2) a térségünkben a bazalt vulkáni működés esetleges jövőbeli folytatásának lehetőségét értékelni tudjuk.

Bazaltos magma képződése alapvetően litoszféra elvékonyodáshoz, az ezzel járó asztenoszféra földköpeny anyagának passzív felemelkedéséhez, forró földköpeny anyag (köpenycsóva) feláramláshoz vagy a szubdukciós zónákban kialakuló víztartalmú földköpeny anyag megolvadásához köthető. A harmadik eset elvethető, hiszen szubdukció nem zajlott térségünkben a bazalt vulkáni működés idejében és a bazaltok teljes kőzet geokémiai összetétele is egyértelműen lemezen belüli kapcsolatot mutat.

A vulkáni működés a Pannon-medence alatti litoszféra elvékonyodás, azaz a fő extenziós - szin-rift – fázist követően zajlott. Mindezek alapján a vulkáni működés nem köthető közvetlenül a litoszféra extenzió eseményéhez. A bazaltok teljes kőzet geokémiai összetétele hasonlóságot mutat az európai neogén alkáli bazaltokhoz, amelyek kialakulását többen lokális forró földköpeny feláramláshoz („köpenycsóva-ujj") kötik. Részben erre támaszkodva, néhány kutató (pl. Embey-Isztin et al., 2001; Seghedi et al., 2004; 2011) a Pannon-medence bazalt vulkanizmusát lokális köpenycsóva jelenlétéhez kapcsolta. Ezzel szemben, Harangi és Lenkey (2007), valamint Harangi (2009) számos érvet felhozva utasította el a köpenycsóva-kapcsolatot és a magmaképződést a litoszféra-asztenoszféra határban tapasztalható éles mélységi gradienshez és az ehhez társuló, keleti-északkeleti irányból érkező, a Pannon-medence peremi területei alatti felfelé irányuló földköpeny áramláshoz kötötte.

A magmaképződés okának megértéséhez elsősorban a vulkáni működés térbeli és időbeli elterjedését, a nyomelem-geokémiai modellszámításokat, a bazaltok ásványos elegyrészeinek összetételi jellemzőit és az ehhez kapcsolódó geotermometriai számítási eredményeket vettük alapul. A bazalt vulkáni működést alapvetően vulkáni területek (Stájer, Kemenes és Bakony-Balaton-felvidék, Selmec és Nógrád-Gömör, Persány) kialakulása jellemezte, bár előfordultak egyedi és később nem folytatódó kitörési események is (pl. Burgenland, Lukácskő). A vulkáni működés 11,5 millió éve kezdődött (Pálhegy, Felsőpulya, Pásztori), a vulkáni területek azonban csak 7-8 millió évvel ezelőtt kezdtek kialakulni. Mindegyik esetben a vulkáni működés akár több százezer éves nyugalmi időszakokkal elválasztott aktív fázisokban zajlott. A nógrádi és persányi terület esetében a vulkáni kitörések időbeli eloszlása alapján nem zárható ki a vulkanizmus jövőbeli folytatódása. A vulkáni területek földrajzilag elsősorban a Pannon-medence peremi - nyugati, északi, illetve délkeleti - részein találhatók és nem a Pannon-medence belső részén, ahol a litoszféra leginkább elvékonyodott. Mindezek megerősítik, hogy a magmaképződés közvetlenül sem litoszféra elvékonyodáshoz, sem forró köpenycsóva feláramláshoz nem kapcsolódik. A bazaltos magma keletkezésének okát tehát a nagyléptékű lemeztektonikai modell magyarázatoktól eltérve elsősorban a forráskőzet jellegének vizsgálatában és a nyomáscsökkenéses olvadáshoz szükséges földköpeny anyagáramlás lehetőségében kell keresnünk.

A bazaltos magmák forráskőzete alapvetően a földköpeny uralkodó kőzete, a peridotit, ami nominálisan illómentes ásványfázisokból áll. A nyomelem-geokémiai modellszámítások szerint gránát-peridotit és spinell-gránát-peridotit kis mértékű – 1-4 %-os – részleges olvadása során keletkezhettek térségünk bazaltos magmái. Mindez azt jelenti, hogy a magmaképződés uralkodóan 80 km-nél nagyobb mélységben zajlott, azaz jórészt a kontinentális litoszféra lemez alatt. Ahhoz, hogy ilyen mélységben olvadás történjen az szükséges, hogy a „száraz" peridotit kőzetnél kisebb olvadáspontú anyag legyen jelen a földköpeny felső részén. A negatív K-anomália a nyomelem eloszlási diagramokon jelezheti víztartalmú ásvány – amfibol vagy flogopit – jelenlétét, azonban ezek közül az amfibol ilyen mélységben már kevéssé stabil. Továbbá, víztartalmú ásvány jelenléte inkább a litoszféra köpenyben jellemző és kevésbé az alatt. A peridotit olvadáspontját csökkentheti a nominálisan illómentes ásványok kis koncentrációjú víztartalma. A Pannon-medence alatti Átmeneti zónában felhalmozódott szubdukálódott lemezanyagból érkezhetnek jelentős víztartalmú olvadékok, amelyek átjárva a felső földköpeny peridotit anyagát reakcióba lépnek azzal és előidézhetik víztartalmának növelését, és ezzel csökkenhetik annak olvadáspontját. Ebben az esetben azonban a vulkáni működést a medenceterület belsejében várnánk, a bazalt vulkáni területek viszont peremi elhelyezkedésűek. Egy másik lehetséges megoldás, ha litológiailag erősen heterogén földköpenyt feltételezünk, amelyben a peridotit mellett piroxenit és eklogit kőzettestek is előfordulnak, amelyek korábbi szubdukció során a felső köpenyben maradt óceáni kéregmaradványt képviselnek. A visszamaradt bazaltos óceáni kéreg K-tartalma a korábbi dehidratációs folyamat során

jelentősen csökkent, azaz a piroxenit/eklogit kőzettestek összetételének önmagában is, mint forráskőzetnek jellemzője lehet a negatív K-anomália. Ez a geokémiai bélyeg negatív korrelációt mutat a Nd-izotóp aránnyal minden egyes bazalt vulkáni területen, ami alátámaszthatja azt, hogy ez a geokémiai tulajdonság a forráskőzet jellemzője, továbbá a bazaltos magmák forrásrégiója litológiailag heterogén.

A bazaltok forráskőzetének természetét érzékenyen jelzik egyes ásványfázisok, különösen a spinellek összetétele. A spinellek az első kiváló ásványfázisok között vannak, azaz likvidusz kristályok és többnyire olivin fenokristályokban zárványként fordulnak elő. Az elmúlt években minden egyes vulkáni terület több bazalt előfordulásában vizsgáltuk a spinellek kémiai összetételét, ami jelentős változékonyságot mutat. Kiszűrve a frakcionációs kristályosodás okozta összetételbeli változást a spinellek összetétele arra utal, hogy a bazaltos magmák jelentősen különböző forráskőzetből származhattak. Egyes lelőhelyek esetében arra is találtunk utalást, hogy a bazaltos magmák különböző forrásból származó olvadékok keveredéséből álltak össze!

Összegezve, a bazaltok teljes kőzet kémiai összetétele és ásványos alkotóinak kémiai jellemzői mind azt jelzik, hogy a Pannon-medence bazaltjai litológiailag heterogén földköpeny anyagból származnak. Ez azt jelenti, hogy a peridotit mellett kisebb olvadáspontú kőzettestek is jelen lehettek, amelyek már nagyobb mélységben is megolvadhattak. A kérdés már csak az, hogy mi idézte elő a részleges olvadást. A magmaképződés elsődleges oka a nyomás csökkenése, ami azt jelenti, hogy a földköpeny anyagnak felfelé kell mozognia, azaz valamilyen okból földköpeny anyag áramlásnak kell történnie. Ez nem kapcsolható függőleges forró köpenycsóvához (Harangi, Lenkey, 2007; Harangi, 2009). A bazalt vulkáni területek a Pannon-medence nyugati és északi peremi részein találhatók ott, ahol a litoszféra-asztenoszféra határ mélysége jelentősen változik. A Pannon-medencét vastag litoszférával jellemzett területek veszik körül, térségünk tehát egyfajta „vékony-foltnak" számíthat, ami szívóhatást fejt ki. A földköpeny anyag áramlását két tényező is elősegítheti: (1) egy általános keleti irányú áramlás (Doglioni, 1993) vagy (2) a korábbi hátráló szubdukció (Royden et al., 1982) szívóhatása. A keleties földköpeny anyag áramlásnak a Pannon-medence nyugati része alatti hirtelen litoszféra-asztenoszféra határ gradiens miatt egy határozott vertikális komponense is lehet, ami kielégítheti a nyomáscsökkenéses olvadás kritériumát. Ezzel viszont nem magyarázható a térség délkeleti részén található Persányi bazalt vulkáni terület kialakulása. Itt a közeli Vráncsa-térség alatti függőleges kőzettest süllyedésének és ezáltal a kontinentális litoszférára gyakorolt húzóhatásnak, továbbá az ehhez kapcsolódó asztenoszféra anyag feláramlásnak lehet szerepe.

Irodalom

Doglioni, C. (1993): Comparison of subduction zones versus the global tectonic pattern: a possible explanation for the Alps-Carpathians system. GeophysicalTransactions, 37, 253-264.

Embey-Isztin, A., Downes, H., Dobosi, G. (2001): Geochemical characterization of the Pannonian Basin mantle lithosphere and asthenosphere: an overview: Acta Geologica Hungarica, 44, 259–280.

Royden, L.H., Horváth, F., Burchfiel, B.C. (1982): Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. Geological Society of America Bulletin, 93, 717-725.

Harangi, S., Lenkey, L. (2007): Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. in Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., Cenozoic volcanism in the Mediterranean area. Geological Society of America Special Paper, 418, 67-92.

Harangi, S. (2009): Volcanism of the Carpathian-Pannonian region, Europe: The role of subduction, extension and mantle plumes. http://www.mantleplumes.org/CarpathianPannonian.html

Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacs, A., Balogh, K., Pecskay, Z. (2004): Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. Tectonophysics, 393, 43-62.

Seghedi, I., Downes, H. (2011): Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian-Pannonian region. Gondwana Research, in press.

MEIBOM & ANDERSON 2003 EPSL

www.mantleplumes.org

A szatymazi szikesek környezet-geokémiai tulajdonságai

BOZSÓ GÁBOR, PÁL-MOLNÁR ELEMÉR

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
bozso.gabor@geo.u-szeged.hu

Földünk szikes területeinek nagysága a globális klímaátalakulás következtében folyamatosan növekszik (Stirzaker et al., 2002). Az elszikesedő mezőgazdasági területek növekedésével egyre több azon kutatások száma is, amelyek a só-felhalmozódási folyamatok kémiai jellemzőit vizsgálják (Tyagi, Minhas, 1998). Mindemellett – aktualitása ellenére - sajnos csak kevés kutatás foglalkozik a szikes üledékek, és talajok nehézfém-adszorpciós tulajdonságaival (Kabata-Pendias, Kabata, 2001).

Jelen munka röviden ismerteti a Duna-Tisza közi szikes területek általános kémiai, és ásványtani jellemzőit, a természetesen előforduló fő-, és nyomelemek vertikális eloszlását kialakító geokémiai háttérfolyamatokat, valamint néhány nehézfém-adszorpciós kísérlet eredményeinek bemutatásával szemlélteti a szikes talajok mesterséges szennyezéssel szemben mutatott viselkedését.

A célnak megfelelően a mintázási pontokat Szatymaztól keletre, a Kiskunsági Nemzeti Parkban működő, szegedi Fehér-tó területén jelöltük ki. A mintázás során négy, eltérő hidrológiai, botanikai, és antropogén hasznosítási tulajdonsággal rendelkező területről gyűjtöttünk négy méter mélységű üledékoszlopokat, amelyeket szárítás és őrlés után röntgen-fluoreszcens, valamint röntgen-diffraktometriai módszerekkel vizsgáltunk.

Az eredmények alapján kijelenthető, hogy az intenzív haltenyésztési tevékenység következményeként mesterséges kilúgozódási folyamatok zajlanak, ezzel párhuzamosan az üledékek nyomelem-tartalma is csekélyebb, mint a természetes szikes területeken.

A vizsgált szelvények mindegyikében intenzív mállási-, valamint recens agyagásvány-képződési folyamatok zajlanak. A mállási folyamatok minden esetben az üledék felső 100 cm-es zónájában figyelhetőek meg, ezek a szintek egybeesnek a vízszint-ingadozás és a só-felhalmozódás zónájával.

A szelvényekben vizsgált szervesanyag-tartalom egy esetben sem haladja meg a 2%-ot, lényegesen elmarad a hasonló geokémiai tulajdonságokkal rendelkező tavakban tapasztalt 10-15%-os értéktől. Az üledékek legfelső, 0-15 cm mélységű zónáiban magas a szerves anyag mennyisége, ez az intenzív mesterséges folyamatok következménye.

A vizsgált szelvények nyomelemekben igen szegények, az átlagos elemkoncentrációk legtöbbször a magyarországi geokémiai háttérértékek közelében, vagy azok alatt vannak. Az alacsony nyomelem-tartalom elsősorban az alapkőzet összetételének, a tórendszer viszonylag természetes állapotának, valamint a jelentős adszorpciós kapacitással rendelkező szerves anyagok, és agyagásványok hiányának tudható be.

A vizsgált szikes üledékek nyomelem-eloszlását elsősorban két jelentős geokémiai háttérfolyamat alakítja ki. Az alapkőzet intenzív mállása a legmeghatározóbb folyamat, a második pedig a vízszintingadozással szorosan összefüggő sófelhalmozódás.

A nehézfém-adszorpciós kísérletek kimutatták, hogy a szegedi Fehér-tó üledékeiben mind az egy-, mind a többelemes megkötődési folyamatokban a maximális és fajlagos adszorpció mértéke az alacsony szerves anyag-, és agyagásvány-tartalom miatt általában alacsony és csökken a Pb > Cu > Zn > Cd > Ni sorrendben. Az ólom és a réz, valamint a cink a nagy karbonáttartalmú mintákban a karbonáttal történő kicsapódással immobilizálódott, a kadmium és a nikkel legtöbbször az agyagásványokon adszorbeálódott.

A kutatás eredményei hasznos geokémiai alapot nyújthatnak a mezőgazdaságban előforduló szikesedés, és nehézfém-adszorpciós folyamatok további vizsgálatában, valamint hatékonyan hasznosíthatóak a termálvíz felszíni elszikkasztásának környezet-geokémiai hatását vizsgáló kutatásokban.

Irodalom

Kabata-Pendias, A., Pendias, H. (2001): Trace elements in soils and plants. Boca Raton, Florida, 331p.

Stirzaker, R., Vertessy, R., Sarre, A. (eds.) (2002): Trees, Water and salt – An Australian guide to using trees for healthy catchments and productive farms. Rural Industries Research and Development Corporation, Kingston, Australia, 172p.

Tyagi, N.K., Minhas, P.S. (eds.) (1998): Agricultural Salinity Management in India. Central Soil Salinity Research Center, Karnal, India, 386p.

A Ditrói Alkáli Masszívum peridotitjainak petrogenetikája geokémiai összetételük alapján

ALMÁSI E. E., PÁL-MOLNÁR E.

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged Egyetem utca 2.
Vulcano Research Group
almasieniko@geo.u-szeged.hu

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] szerkezetileg a Bukovinai takaróhoz tartozik, a Keleti-Kárpátok központi kristályos kőzettömegébe nyomult be és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt részt vett az alpi tektónikai eseményben (Pál-Molnár, 2000).

A masszívum petrográfiailag nagyon változatos: ultrabázitok, gabbrók, dioritok, monzodioritok, monzonitok, monzoszienitek, szienitek, nefelinszienitek, kvarcszienitek, gránitok, lamprofírok, tinguaitok, alkáliföldpát szienitek építik fel. A DAM egy nagyon hosszú, kétfázisú (középső triász – felső triász, alsó kréta) magmás folyamat eredménye. Az első fázist kőzettanilag a peridotitok (hornblenditek), nefelinszienitek és gránitok, míg a második fázist a szienitek és az alkáliföldpát szienitek képviselik. A peridotitok geokémiai összetétele alapján következtetéseket vontunk le a petrogenetikájukra vonatkozóan.

Az egyes ásványfázisok főelem kémiai összetételének meghatározása Cameca SX50 elektronmikroszondán történt az uppsalai egyetem geológiai tanszékén, természetes standardok segítségével (mintaáram15 na, gyorsítófeszültség 20 kV). A teljes kőzet geokémiai elemzés a Stockholmi Egyetem Geológiai és Geokémiai Tanszékén történt. A főelem geokémiai elemzések HR-ICP-MS módszerrel Finnigan MAT Element tömeg spektrométer segítségével történtek, míg a nyomelem és ritkaföldfém meghatározása Varian Vista AX spektrométer segítségével ICP-AES módszerrel.

A DAM É-Ny-i részén bukkannak felszínre a legprimitívebb kőzetek, a peridotitok (hornblenditek), ezek közül is a legkevésbé differenciált az olivin-piroxén hornblendit. Szövete holokristályos, durvaszemcsés, inekvigranuláris, polikilites, nem irányított. Kőzetalkotó ásványai amfibol (45-59 tf%), piroxén (12-32 tf%), olivin (8-10 tf%), alkáliföldpát (1-3 tf%), plagioklász földpát (5-10 tf%), biotit (1-3 tf%), kis részben előfordul apatit (0-2 tf%), titanit (0-2 tf%), opak ásványok (1-3 tf%). Az amfibolok pargazitok, kaersutitok, ferro-kaersutitok és magnezio-hastingsitek, míg a piroxének diopszidok, augitok és egirin-augitok.

Ezeknek a peridotitoknak a Ni (487,9-548,61 ppm), Cr (355,06-402,96 ppm), a mg# száma (0,709-0,744), D.I indexe (10,82-15,03), valamint S.I. indexe (49,85-54,70) azt mutatja, hogy kevésbé differenciálódtak és összetételük közel áll a primitív magma összetételéhez. Filippo (2010) összefüggése alapján az amfibolok 700-1000°C képződési hőmérsékletet, valamint 7-10 kbar nyomást (Anderson, Smith 1995, Hollister és mts.1987 összefüggéseit felhasználva) mutatnak. A piroxének keletkezési körülményei Nimis (1999) egyenletei alapján 700-1150 °C és 18-22 kbar. Az olivinek Fo tartalma 74-98% között változik, ami a primitív magmára utal.

Klinopiroxének magas képződési nyomása, valamint az amfibolok képződési nyomás és hőmérsékleti adatai arra engednek következtetni, hogy a peridotitok felső köpeny eredetüek. A kőzetek $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704010), valamint $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51279) arányok alapján elmondható, hogy ezek a kőzetek köpeny eredetűek és OIB tipusúak.

Összefoglalva, a geokémiai adatokból arra következtetünk, hogy a magmás folyamatok egy olyan szülőmagmából indultak, amely egy olivin-piroxén hornblendit összetételéhez közel álló felső köpeny eredetű, OIB típusú primitív olvadék volt.

Irodalom

Anderson, J.L.,Smith D.R. (1995): The effects of temperature and F_{O2} on the Al in hornblende barometer. Am Mineral, 80(4), 549-559.

Filippo R. et al. (2010): Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contrib. Mineral Petrol, 160, 45-66.

Hollister, L.S. et al. (1987): Confirmation of empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, 72, 231-239.

Letterier, J. et al. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planetary Science Letters, 59, 139-154.

Morogan, V. et al. (2000): The petrology of the Ditrău alkaline complex, Eastern Carpathians. Mineralogy and Petrology, 69, 227-265.

Pál-Molnár, E. (2000): Hornblendites and diorites of the Ditrău Syenite Massif. Ed. Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172 pp.

Pál-Molnár, E. (2010): Rock-forming minerals of the Ditrău Alkaline Massif. In: Szakáll S, Kristály F Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda, 63-88.

Az Erdélyi-szigethegységben előforduló variszkuszi granitoidok áttekintése

ANDRÁS EDUÁRD, PÁL-MOLNÁR ELEMÉR, BUDA GYÖRGY

Mecsekérc Zrt., 7633 Pécs, Esztergár Lajos u. 19.
aeduard@gmail.com

A variszkuszi hegységképző fázishoz kapcsolódó granitoid magmatizmus az Ibériai-félszigettől a Keleti-Kárpátokig nyomon követhető. Geokémiai és kőzettani osztályozás alapján, három fő típust lehet kijelölni: mészalkáli, magas káliumtartalmú mészalkáli és peralumíniumos (Sheppard, 1986). Az előadás az Erdélyi-szigethegységben található Szamos-terrénum és Nagybihar-terrénum variszkuszi granitoidjainak, saját kutatások alapján készített, áttekintését mutatja be. A kutatás célja a Tiszai Nagyszerkezeti Egységen belüli variszkuszi kapcsolatok összehasonlító vizsgálata, ennek keretében vizsgáljuk az Erdélyi-szigethegységben előforduló variszkuszi granitoid előfordulásokat.

Az Erdélyi-szigethegység szerkezeti szempontból négy alpi tektonikai egységre osztható: a Bihari-egység, a Béli/Kodru-takarórendszer, a Nagybihar-takarórendszer, és a Maros-zóna (Bleahu et al., 1981).

A Bihari-egység aljzatát metamorf sorozatok képezik, amelyen permo-mezozoós vulkanikus és üledékes fedőösszletek találhatók. A Béli/Kodru-takarórendszer egységeit, a Várasfenesi-takaró kivételével, amiben a kristályos aljzat is megtalálható, permo-mezozoós összletek alkotják. Nagybihar-takarórendszer egységeit a kambriumtól triászig terjedő metamagmás és metaüledékes kőzetek alkotják. A Maros-zóna tektonikai egységeit metamorf kőzetek, jura/kréta-korú mafikus és felzikus magmás kőzetek és riftesedéshez kapcsolódó üledékes sorozatok alkotják (Balintoni et al., 2009). Az Erdélyi-szigethegység aljzatában három prealpi metamorf terrénum található: a Szamos-terrénum, a Nagybihar-terrénum és az Aranyosbánya-terrénum, ezek variszkuszi granitoid intrúziókat tartalmaznak (Balintoni et al., 2009).

A granitoid előfordulások területileg a Gyalui-havasokban, az Öreghavasban, a Béli-hegységben és a Hegyes-hegységben vannak. A legnyugatibb kibúvások a béli granitoidok a Béli-hegységben és a Hegyes-hegység északi részén vannak (Várasfenesi-takaró). A granitoidok kora 372 millió év (Pană et al., 2002). Az Erdélyi-szigethegység legnagyobb felszíni granitoid egységét az öreghavasi granitoidok képezik. A granitoid pluton egy É-D-i irányba elnyúlt, közel 300 km^2 alapterületű kibúvás a Gyalui-havasokban és az Öreghavasban. A kőzet kora 297-291 millió év (Balintoni et al., 2009). A legfiatalabb variszkuszi granitoid kőzetek a hegyes granitoidok, ezek a Hegyes-hegység középső és déli részén jelennek meg. A kőzetcsoport a perm végén végbemenő bimodális magmatizmus során keletkezett (Tatu, 1998), kora 264-267 millió év (Pană, 1998).

Az öreghavasi granitoidok a felszínen egy központi egységet és két szatellit-egységet alkotnak. Makroszkópos megfigyelések alapján három típust különítettünk el. Magyargyerőmonostor és Erdőfalva térségében, az öreghavasi granitoidok nyugati szatellit-egységében, egy fehéres, világos-vöröses, többnyire ekvigranuláris, középszemcsés leukogránit jellemző. Délebbre, Kiskalota, Ruse□ti, Jósikafalva térségében szürkés színű, középszemcsés, földpát megakristályos, kétcsillámú gránitváltozat gyakori. A fő pluton középső és déli térségére (Szamosfő, Dobrus-völgy, illetve Nagypatak-völgy) szürkés színű, közép- és durvaszemcsés, földpát megakristályos biotitgránit jellemző. A béli granitoidok szürkés színűek, apró-, közép- és durvaszemcsés, többnyire ekvigranuláris, kétcsillámú gránitok, a káliföldpát megakristályok nem túl gyakoriak. A kőzetek az Örvényes-patak völgyéből, a Hagymás-patak völgyéből és Galsa település mellől származnak. A hegyes granitoidokat Ópálos település térségéből gyűjtöttük, a kőzet világos, vöröses-szürke színű, középszemcsés, ekvigranuláris.

A modális mérések, valamint főelem geokémiából számolt normált An/Ab/Or eloszlás (O'Connor, 1965) alapján az öreghavasi és a béli granitoidok monzogránitok és granodioritok, a hegyes granitoidok szienogránitok és alkáli gránitok (Pál-Molnár et al., 2008).

Ásványkémiai vizsgálatok az öreghavasi és hegyes granitoidokból készültek, közel 400 elemzés.

Jelentős eltérés az öreghavasi granitoidok esetében a fő plutonban található káliföldpátok (átlag összetétel: $Or_{92,93}Ab_{6,89}An_{0,18}$) és a szatellitekben található káliföldpátok között nincs (átlag összetétel: $Or_{93,29}Ab_{6,62}An_{0,09}$). A plagioklász földpátok esetében sincs számottevő különbség. Mindkét csoportban első sorban andezinek és albitok vannak, de megjelenik az oligoklász is. A hegyes granitoidokban található káliföldpátok összetétele a következő: $Or_{93,70-97,77}Ab_{2,23-6,30}An_0$, a plagioklász földpátok albitok, 0,30-1,65 tömeg % anortit tartalommal (Pál-Molnár et al., 2008).

A biotitok mg# értéke az öreghavasi fő pluton esetében 0,34-0,38 között változik, míg a szatellit-testek esetében az érték 0,38-0,42 közötti, tehát mindkét csoport biotitjai vasban gazdagok. A hegyes granitoidokban található biotitok mg# értéke 0,21 és 0,26 közötti, a repedések mentén megjelenő flogopitok mg# értéke 0,67 és 0,69 közötti (Pál-Molnár et al., 2008).

Az öreghavasi pluton muszkovitok összetétele $K_{1,6}Al_{2,48}(Al_{2,42}Si_{5,58}O_{22})$, a szatellit muszkovitok összetétele $K_{1,6}Al_{2,68}(Al_{2,44}Si_{5,55}O_{22})$. Eltérés a két csoport között a Fe és Mg elemek arányában van, a pluton muszkovitok (mg#=0,44) szatellit muszkovitokhoz (mg#=0,31) képest magnéziumban dúsultak. A hegyes granitoidokban található muszkovitok vasban gazdagok (FeO^t = 2,46% –

7,48%), továbbá jelentős Mg tartalmuk is van (MgO = 1,29% – 3,35%) (Pál-Molnár et al., 2008).

Az öreghavasi granitoidok SiO_2 tartalma 69,0-75,7 tömeg % közötti, a leukogránitok általában telítettebbek. A béli granitoidok SiO_2 eloszlása kettős, átlag 64,2 tömeg % és átlag 72,1 tömeg % értékek köré csoportosul. A hegyes granitoidok SiO_2 tartalma 70,95-72,30 tömeg % közötti.

A kation arány alapján (De la Roche et al., 1980) az öreghavasi granitoidok többnyire granodioritok, kivételt képeznek a szatellit egység leukogránitjai és a pluton déli részén található gránitok, ezek szieno- és monzogránitok. A béli granitoidok egyetlen kivételtől eltekintve gránitok, a kivétel granodiorit. A hegyes granitoidok alkáli gránitok (Pál-Molnár et al., 2008).

Alumínium telítettség szempontjából (Villaseca, 1998) az összes granitoid peralumíniumos, további osztályozás alapján a kőzetek közepesen peralumíniumosak, kivételt képeznek az öreghavasi leukogránitok és a hegyes granitoidok, amelyek felzikus peralumíniumosak.

Alkáli telítettség alapján az öreghavasi és béli kőzetek mészalkáli jellegűek, a hegyes granitoidok alkáli-meszesek (Frost et al., 2001).

A kondritra normált ritkaföldfém eloszlások alapján összes gránit könnyű ritkaföldfémekben dúsult. A negatív európium anomália minden kőzet esetében jelen van. Az Erdőfalva, Jósikafalva, Nagypatak-völgy gránitjaiban az anomália kisebb (Eu/Eu*= 0,76-0,87), a többi öreghavasi granitoid esetében hangsúlyosabb (Eu/Eu*= 0,54-0,63). A béli granitoidokra jellemző Eu anomália szintén két csoportra osztja a kőzeteket, átlag Eu/Eu*= 0,77 és átlag Eu/Eu*= 0,45. A hegyes granitoidok esetében az Eu anomália nagyon jelentős, átlag Eu/Eu*= 0,16 (Pál-Molnár et al., 2008).

A Hf/Rb/Ta nyomelemek alapján (Harris et al., 1986) az öreghavasi leukogránitok szinkollíziós jellegűek, míg a többi öreghavasi granitoid típus és a béli granitoidok posztkollíziós fázisban keletkezetek. A hegyes granitoidok geokémiája szintén posztkollíziós keletkezési fázist mutat.

A kutatás a 67787 számú OTKA pályázat támogatásával készül.

Irodalom

Balintoni, I.C., Balica, C., Cliveti, M., Li, L.Q., Hann, H.P., Chen, F., Schuller, V. (2009): The emplacement age of the Muntele Mare Variscan granite (Apuseni Mountains, Romania). Geologica Carpathica, 60(6): 495-504.

Bleahu, M.D., Lupu, M., Patrulius, D., Bordea, S., □tefan A., Panin, □. (1981): The structure of the Apuseni Mountains. Carpatho-Balkan. Geol. Assoc., XII Cong., Bucharest, Romania, Guide to Excursion-B3, 1—103.

De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. Chem. Geol. 29: 183-210.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. (2001): A geochemical classification for granitic rocks. J. Petrol. 42: 2033-2048.

O'Connor, J.T. (1965): A classification for Quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 525-B: B79-B84.

Pál-Molnár, E., András, E., Kassay, Zs., Buda, Gy., Batki, A. (2008): Petrology of Păuliş Granites (Apuseni Mts., Romania). Acta Mineralogica Petrographica, 48, 33-41.

Pană, D. (1998): Petrogenesis and tectonics of the basement rocks of the Apuseni Mountains: significance for the Alpine tectonics of the Carpatho-Pannonian region. PhD Thesis, University of Alberta, Alberta, Canada. 356p.

Pană, D., Heaman, L.M., Creaser, R.A., Erdmer, P. (2002): Pre-Alpine crust in the Apuseni Mountains, Romania: Insights from Sm-Nd and U-Pb data. J. Geol. 110, 341—354.

Sheppard, S.M.F. (1986): Igneous Rocks: III. Isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia and oceanic islands. In Valley, L.W., Taylor Jr., H.P. O'Neil J.R. (eds.): Stable Isotopes in High-Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy 16., 319-371. Mineralogical Society of America.

Tatu, M. 1998: Le Massif Highis (Roumanie), un exemple de l'evolution du magmatism alcalin anorogenique. PhD Thesis, Université de Paris-Sud Centre d'Orsay, Paris, France. 206p.

Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V. (1998): A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Trans. Roy. Soc. Edinb., Earth Sci. 89: 113-119.

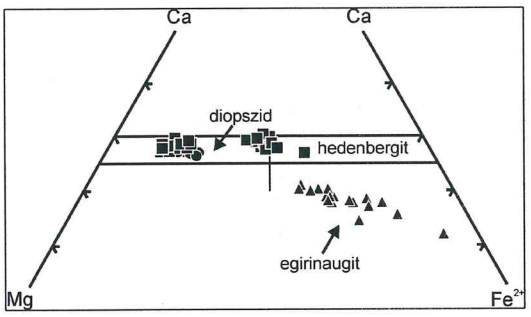
Piroxének geokémiája a Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban

BATKI ANIKÓ, PÁL-MOLNÁR ELEMÉR, DOBOSI GÁBOR

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
batki@geo.u-szeged.hu

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] a Gyergyói-havasok (Keleti-Kárpátok) D-i és DNy-i részét képezi. A DAM a Kelemen-Görgény-Hargita neogén-kvarter mészalkáli vulkáni övtől K-re a Bukovinai Takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre. Ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben. A Masszívum északi részén alkáli, telítetlen, bázikus-ultrabázikus lamprofír telérek, illetve telérrajok jelennek meg peridotitban, dioritban, nefelinszienitben és gránitban. Vastagságuk 20 cm – 2 m, szövetük hipokristályos, pánidiomorf szemcsés, 0,1-10 mm nagyságú ocellumokat tartalmaznak. Fő kőzetalkotó ásványaik az amfibol (kaersutit vagy hastingsit) és/vagy biotit, plagioklász földpát (albit-andezin) ± diopszid ± egirinaugit. Alárendelten kalcit, nefelin és analcim is előfordul, amelyek főként az ocellumokat alkotják. Jelen munka célja a DAM lamprofírok petrotektonikai és petrogenetikai vizsgálata a piroxének összetétele alapján.

A DAM lamprofírok diopszid fenokristályai táblás vagy rövid oszlopos, zömök, prizmás megjelenésűek, alakjuk idiomorf - hipidiomorf, méretük 0,6-2,4 mm között változik. Egyes lamprofírokban (Tarnica-patak) a diopszid amfibolosodik és biotitosodik, míg másokban (Nagyág-patak) a peremen egirinaugit továbbnövekedés jelenik meg.

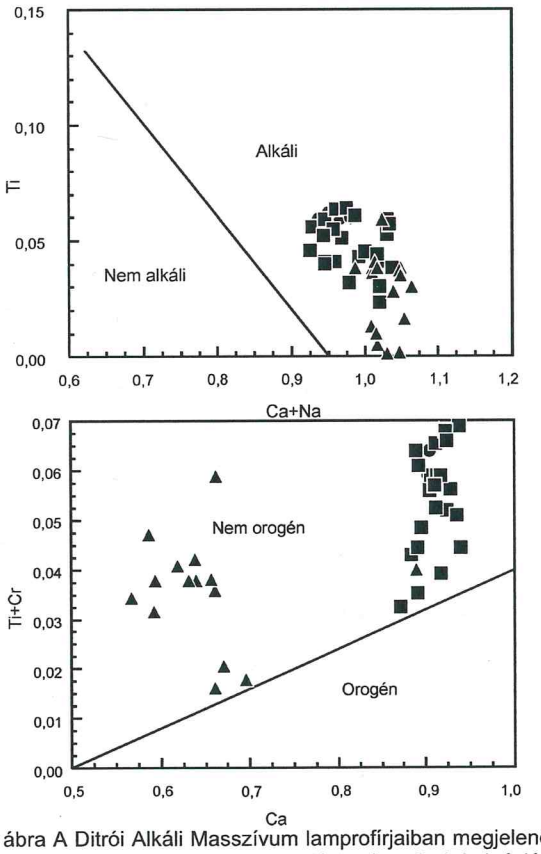


1. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofír teléreiben megjelenő klinopiroxén fenokristályok összetétele Morimoto (1988) alapján;
● Fe-tartalmú diopszid, Ditrói Alkáli Masszívum, Tarnica-patak
■ Cr- és Fe-, illetve Na- és Fe-tartalmú diopszid, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak
▲ egirinaugit, Ditrói Alkáli Masszívum, Nagyág-patak

Uralkodóan alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszidok (Fe^{2+}=0,05-0,1; 1. ábra), de előfordulnak krómban vagy nátriumban (Cr_2O_3=0,4-0,7; Na^{+}=0,11-0,17 kation per formula) gazdagabb szemcsék is.

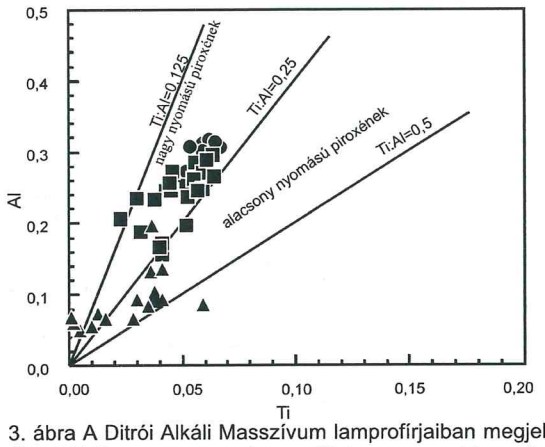
A Cr-diopszid (Cr_2O_3>0,5) általában nagy nyomáson keletkezett fenokristályként vagy köpeny eredetű xenokristályként jelenik meg primitív alkáli magmákban (Nimis, Taylor, 2000). A diopszidok nagy Cr-tartalma a korai olvadék magas Cr koncentrációjára utal. A Cr^{3+} a kristályosodás korai szakaszában belép az oktaéderes pozícióba, ellensúlyozva az Al^{3+} - Si^{4+} helyettesítéssel fellépő töltéskülönbséget, egészen addig, amíg a kristályosodás késői szakaszában a Cr^{3+} elfogy az olvadékból, s ezt a szerepet a Ti^{4+} veszi át (Wass, 1979).

A kristályosodó klinopiroxének kémiai összetétele tükrözi a magma kémiai jellegét. A klinopiroxén összetétel adatokra kidolgozott diszkriminációs diagram (Leterrier et al., 1982) jól mutatja, hogy a DAM lamprofírok alkáli, anorogén eredetű magmából kristályosodtak (2. ábra).



2. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban megjelenő piroxének Ti *vs.* Ca+Na eloszlása (a diszkriminációs egyenes: Ti = -0,4(Ca+Na) + 0,38 Leterrier et al., 1982 alapján) és Ti+Cr *vs.* Ca eloszlása (a diszkriminációs egyenes: Ti+Cr = 0,08Ca - 0,04 Leterrier et al., 1982 alapján)

Az alkáli bázisos magmák piroxénjében a Ti és Al között szoros kapcsolat van. A nagyobb nyomáson kristályosodó klinopiroxén kristályrácsába több Al és kevesebb Ti épül be, a nyomás csökkenésével pedig egyre inkább Ti épül be az Al helyett (Leterrier et al., 1982).



3. ábra A Ditrói Alkáli Masszívum lamprofírjaiban megjelenő diopszidok nagy nyomáson, illetve az egirinaugit kis nyomáson való kristályosodását ábrázoló Ti-Al eloszlás

A DAM lamprofírok diopszidjainak Ti/Al aránya nagy nyomáson történő kristályosdásukat jelzi, míg az egirinaugit kis nyomáson kristályosodott, tehát később keletkezett az alumínium- és ferrovas-tartalmú diopszidnál (3. ábra).

A piroxének kémiai összetétele alapján megállapítható, hogy a Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó lamprofírok lemezen belüli tektonikai környezetben, primitív alkáli magmából keletkeztek. A diopszid fenokristályok nagy nyomáson kristályosodtak, ami megerősíti a lamprofír magma köpeny eredetű forrását.

Köszönetnyilvánítás: A DAM lamprofírok kutatása az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék „Vulcano" Kutatócsoport szakmai műhelyében folyik.

Irodalom

Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planetary Science Letters, 59, 139-154.

Morimoto, N. (1988): Nomenclature of Pyroxenes. Mineralogy and Petrology, 39, 55-76.

Nimis, P., Taylor, W. R. (2000): Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, 541-554.

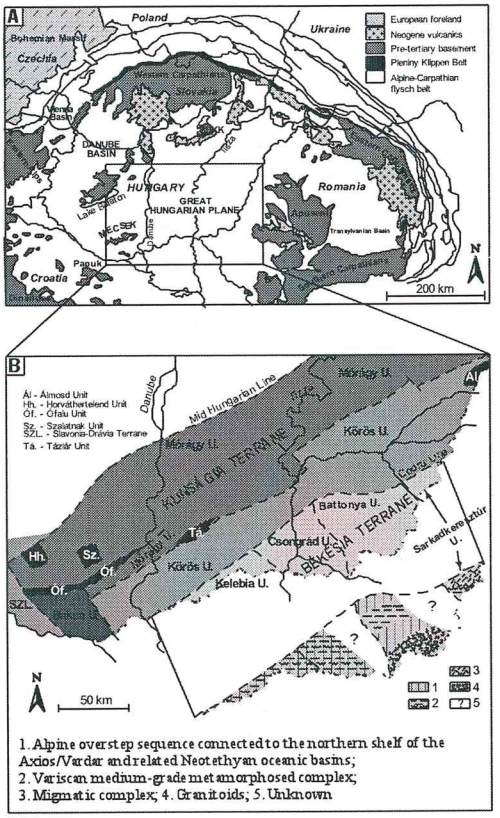
Wass, S.Y. (1979): Multiple origin of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. Lithos, 12, 115-132.

Battonya Egység variszkuszi granitoidjai

BUDA GYÖRGY, PÁL-MOLNÁR ELEMÉR, ANDRÁS EDUARD

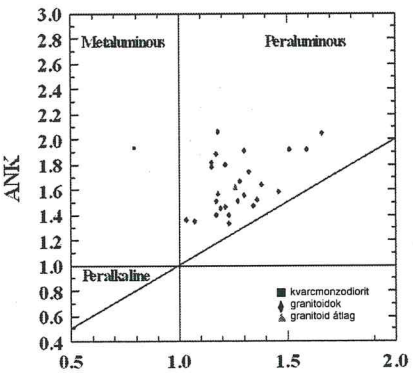
Eötvös L. Tudományegyetem, TTK Ásványtani Tanszék, 1777 Budapest, Pázmány P. st. 1/C.
buda@ludens.elte.hu

A Tiszai Nagyszerkezeti Egység ún. Tisia Összetett Terrénum DK övében a Szeged-Békés-Codru szubterrénum Battonya Egységben Pusztaföldvár-Battonya felboltozódásban számos fúrás érte el a variszkuszi kristályos aljzatot 1000-2000 m mélységben (1. ábra).



1. ábra (A) Az Alpi-Kárpáti-Pannóniai régió egyszerűsített földtani térképe. (B) A Tisai Összetett Terrénum harmadidőszak előtti regionális földtani térképe (Kovács et al., 2000, módosítva)

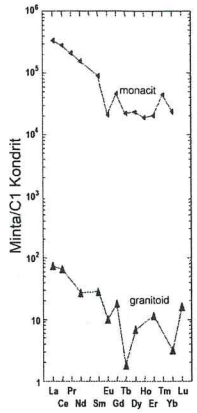
Az intrúzív kőzetek jelentős része közepes szemcse méretű ritkán mikroklin megakristályt is tartalmazó kvarcmonzodiorit, granodiorit, monzogránit. Többnyire amfibol-biotit-, muszkovit-biotit- és muszkovit-tartalmúak. Mg-hornblende, aktinolitos hornblende csak a kvarcmonzodioritban fordul elő, a kristályok külső zónája aktinolit, a kőzetben másodlagos aktinolit tűk is megfigyelhetők. Biotit kétféle összetételű, a kvarcmonzodioritban Mg-gazdag (mg#=0,7) mészalkáli-, míg a granitoidokban Fe-gazdag (mg#=0,4) peraluminium-jellegű. Gyakran teljesen kloritté alakult (thüringit). A muszkovit kétféle eredetű: 1. primér, nagyméretű: Na-ban és Ti-ban (0,06-0,18 kat./22 ox.) gazdag, olvadékból kristályosodott. 2. másodlagos, kisméretű: Na-,Ti-szegény (0,03-0,08), plagioklász átalakulásából oldatok hatására jött létre, agyagásvány (kaolinit), albit- és mikroklin képződés kíséretében. A plagioklászok poliszintetikus ikresek, összetételük albit és andezin között változik. A kvarcmonzodioritban a plagioklász magja andezin (An_{42}), amit oszcilláló zóna vesz körül (magtól a kristály széle felé az összetétel: $An_{42,35,22,26,17,33,24}$). A granitoidokban a plagioklász magja erősen bontott (szericit, agyagásvány) oligoklász (An_{10-25}), gyakori az albit és mikroklin kiszorítás. A plagioklász külső zónája albit (An_{0-8}). Az albit önálló kristályként is megjelenik. A mikroklin megakristályok max. triklinitásuak (Δ= 0,8-1,0), enyhén pertitesek többnyire ikerrács mentesek. A mikroklin gyakran megjelenik „kiszoritásos" texturában is. A szerkezetben épült Ab 10% alatt van, a pertitesedés ritka, ezek a jellegek kis hőmérsékleten történt kristályosodást jeleznek. A deformált, hullámos kioltású kvarc, a zónás monacit(Ce) és a zömök oszlopos, zónás, az S-típusú gránitokra jellemző Mn-tartalmú fluorapatit a granitoidokban gyakori. A szövet alapján először az apatit majd a monacit kristályosodott. A monacit könnyű RFF-ben dús, negatív Eu anomáliával, a kristály magja nehéz RFF-ben gazdagabb,mint a perem. A bázisosabb differenciátumban a monacit igen ritka az apatit többnyire tűs megjelenésű. Gyakori akcesszórikus ásvány a cirkon. Az alárendelt mennyiségű bázisos differenciátum metaluminium jellegű. Az uralkodó granitoidok K-, Al-gazdagok (A/CNK=1,3; 2. ábra) jelentős korund CIPW normatívával (C=3,2), a D=0.9 (D=Na+K+Li+2Ca/Al(Si+Al)), ami Montel (1993) szerint a monacit-tartalmú S-típusú granitoidokra jellemző.



2. ábra A/CNK és A/NK arány a battonyai gránitokban

A granitoid-sorozat mészalkáli granodioritos trendű. Az ΣRFF- tartalom a kvarcmonzodiorit (230g/t) kivételével a granitoidokban kicsi (107g/t), a könnyű ΣRFF relatíve dúsulnak (CeN/YbN=20), negatív Eu anomáliával (Eu/Eu*=0,5), míg a bázisos

differenciátumban az Eu-anomália igen gyenge (Eu/Eu*=0,9).



3. ábra A granitoidok és a monacit RFF eloszlása

A leggyakoribb RFF tartalmú ásvány a granitoidokban a monacit, igen ritka a xenotim, továbbá kevés RFF-et tartalmaz a fluorapatit (Ce,La,Nd,Gd,Dy). A granitoidok RFF eloszlását a monacit RFF- tartalma határozza meg (3.ábra). A K, Na metaszomatózis hatására átalakult battonyai granitoid fő- és nyomelemeloszlás alapján S-tipusú szinkollízós eredetű. A átalakulást jelzi a mikroklinesedés, albitosodás, szericitesedés, kloritosodás, agyagásványosodás. A monacit U/Pb korával (≈310 Ma) számolt inciális $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,706) és a εNd (0,512) I-típusú eredetet jelez. Feltételezhető, hogy a protolitban a köpenyhatás nagyobb fokú volt, amit a kőzetet ért kisebb hőmérsékletű utólagos kéreghatások elfedtek.

A kutatást az OTKA 67787 számú pályázata támogatja.

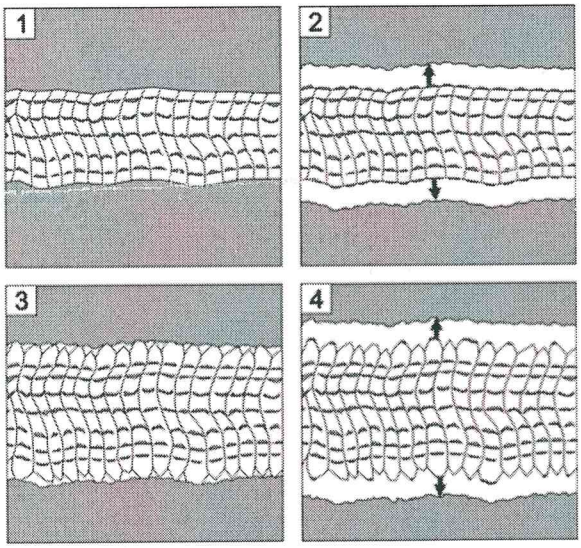
Az antitaxiális érképződés körülményei a Mecsekalja Zónában

DABI GERGELY, BAJNÓCZI BERNADETT, M. TÓTH TIVADAR

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
dabi@geo.u-szeged.hu

A kőzeteket átmetsző, ásványi anyaggal kitöltött erek fosszilis fluidumáramlási pályák. Különböző szempontú vizsgálatuk lehetővé teszi az egykori szülőoldat fizikokémiai paramétereinek, a kőzet-víz kölcsönhatás mértékének rekonstrukcióját. Az erek geometriájának, illetve a befogadó kőzet szerkezeti elemeivel való viszonyának vizsgálata az egykori repedések létrejöttét kiváltó tektonikai hatók megértését teszi lehetővé.

Bons (2000) összefoglalta az erek belső szövetét kialakító folyamatokat, bevezette a növekedési morfológia fogalmát, ami alatt az eret kitöltő szemcsék növekedésének éren belüli helyét, helyeit érti. Antitaxiális növekedés során a fluidum a már meglévő érkitöltés és a mellékkőzet közé kerül, az ér két oldalán, így a szemcsék növekedési iránya az ér középpontja felől az érfal irányába mutat (1. ábra).

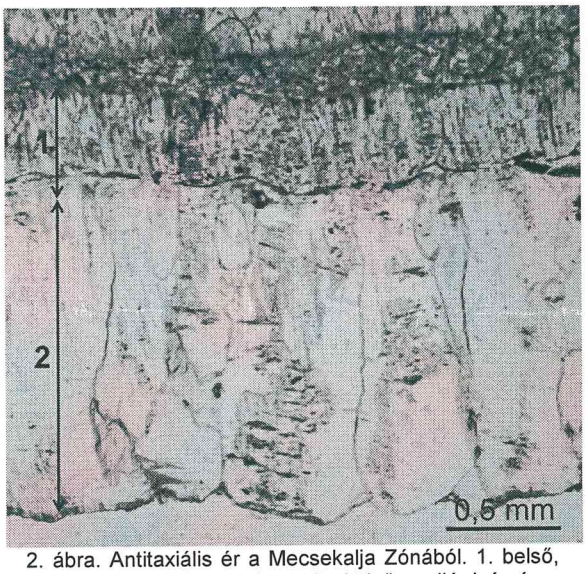


1. ábra. Szilárdzárvány-sávok és -sorok kialakulásának modellje. 1. az ér teljes záródás után; 2. a felnyílás során az ér teljes hosszában leszakadnak az érfal darabjai; 3. a felnyílással a kristálynövekedés nem tud lépést tartani, a kristályok szkalenoédereket fejlesztenek; 4. a következő felnyílási eseményig csak a leggyorsabban növekvő ásványok érik el a repedés falát, csak ezek szakítanak le faldarabokat.

Hilgers és Sindern (2005) kimutatták, hogy a szülőoldat az eret tartalmazó mellékkőzeten keresztül szivárgott a kiválás helyszínére. Jellemző továbbá az antitaxiális erekre, hogy apró - gyakran néhány mikrométeres -, az ér és a mellékkőzet közötti felnyílási események sorozataként érik el végső vastagságukat, ami az éren belül szilárdzárvány-sávok és -sorok kialakulását eredményezi (Hilgers, Urai, 2005). A folyamatot jól magyarázza a szülőoldat nyomásának fluktuációja és nagy nyomás melletti repesztő hatása (Etheridge et al., 1984; Bons, 2000).

Az Ófalui Formáció gneisz-milonit kőzeteiben gyakoriak az antitaxiális kalciterek, melyek között gyakoriak a zónás (limonitfoltos – tiszta) kalciterek (2. ábra, Dabi et al., 2011). Ezek katódlumineszcens mikroszkópi vizsgálatokkal kiegészített részletes szöveti elemzése, elsődleges zárványainak mikrotermometriai és a kalcit stabilizotóp-összetételi vizsgálata az egykori fluidumáramlási esemény részleteibe enged betekintést.

Szöveti helyzete alapján a limonitfoltos kalcit kiválása megelőzte a tiszta kalcitét, így az érgeneráció azonosítható a formáció amfibolit



2. ábra. Antitaxiális ér a Mecsekalja Zónából. 1. belső, szilárdzárvány-sávos zóna; 2. külső, szilárdzárvány-soros zóna.

kőzettestét átmetsző szintaxiális szövetű kalcit-generációval. Az erekben megjelenő szilárdzárvány-sávok, illetve -sorok elhelyezkedése alapján az erek záródása teljes volt az érfejlődés korai szakaszában (belső zóna), míg részleges a második szakaszban (külső zóna). A kétfázisú fluidumzárványok a teljes záródást jelző szilárdzárvány-sávos belső zónára szorítkoznak, homogenizációs hőmérsékleteik intervalluma (T_h 50 és 240 °C között) a keletkezés során fennálló fluidumnyomás fluktuációjaként értelmezhető. A csapdázott oldatok jégolvadási hőmérsékletei (T_m(Ice) -0,3 és -0,1 °C között) ugyanakkor a szülőoldat szalinitásának egyveretű voltát jelzik. A kalcit $\delta^{18}O$ értékei 20,6 és 22,7 ‰ között, $\delta^{13}C$ értékei -9,9 és -6,5 ‰ között szórnak (V-SMOW-hoz, ill. V-PDB-hez viszonyítva), ami a szülőoldat és a mellékkőzet helyenként eltérő mértékű kölcsönhatásaként értelmezhető. Az amfibolit azonos generációjú szintaxiális ereiből mért stabilizotóp-adatok (20,0 és 21,3 ‰ közötti $\delta^{18}O$, valamint -10,6 és -9,4 ‰ közötti $\delta^{13}C$ értékekkel) felhívják a figyelmet a gneisz hidraulikai

viselkedésének az amfibolit testekétől alapvetően eltérő jellegére az oldatáramlási esemény során.

A szülőoldat magmás eredetét feltételezve (Dabi et al., 2011), annak $\delta^{18}O$ értéke 5,5 és 10,0 ‰ közötti lehetett (V-SMOW-hoz viszonyítva). Felhasználva a szülőoldatot jobban reprezentáló szintaxiális erek 20,0 és 21,3 ‰ közötti $\delta^{18}O$ értékeit, valamint O'Neil et al. (1969) frakcionációs egyenletét, a kalcitok számolt kristályosodási hőmérséklete 127 és 170 °C közötti. Az adott intervallumban, a legnagyobb nyomást reprezentáló kis homogenizációs hőmérsékletű zárványokra számolt isochorok alapján a szülőoldat vertikális feszültséget meghaladó, ún. szupralitosztatikus nyomása adódik. A gyakori görbült szemcsehatárok alapján az erek felnyílása nyírással párosult, ami Sibson (1998) modellje alapján szupralitosztatikus fluidumnyomás mellett csak kompressziós feszültségtérben lehetséges.

Irodalom

Bons, P.D. (2000): The formation of veins and their microstructures. In: Means, W.D., Jessel, M.W., Urai, J.L. (Eds.), Stress, Strain and Structure, A Volume in Honour. Journal of the Virtual Explorer, l. 32, p. 2.

Dabi, G., Siklósy, Z., Schubert, F., Bajnóczi, B., M. Tóth, T. (2011): The relevance of vein texture in understanding the past hydraulic behavior of a crystalline rock mass: reconstruction of the palaeohydrology of the Mecsekalja Zone, south Hungary. Geofluids, 11/3, 309-327.

Etheridge, M.A., Wall, V.J., Cox, S.F., Vernon, R.H. (1984): High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. Journal of Geophysical Research, 89, 4344-4358.

Hilgers, C., Sindern, S. (2005): Textural and isotopic evidence on the fluid source and transport mechanism of antitaxial fibrous microstructures from the Alps and Appalachians. Geofluids, 5, 239-250.

Hilgers, C., Urai, J. (2005): On the arrangement of solid inclusions in fibrous veins and the role of the crack-seal mechanism. Journal of Structural Geology, 27, 481-494.

O'Neil, J.R., Clayton, N.R., Mayeda, T.K. (1969): Oxigen isotopic fractionation in divalent metal carbonates. The Journal of Chemical Physics, 51, 5547-5558.

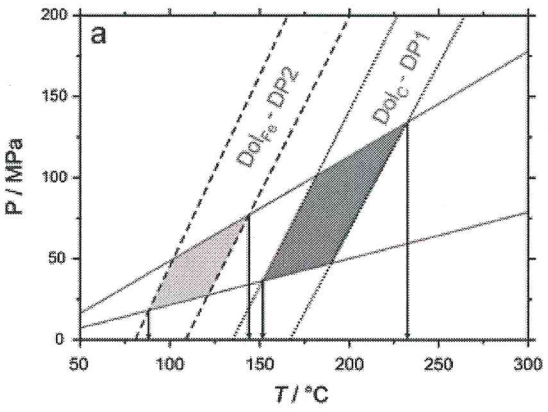
Sibson, R.H. (1998): Brittle failure mode plots for compressional and extensional tectonic regimes. Journal of Structural Geology, 20, 655-660.

Paleohidrológiai kommunikáció nyomai a Baksai Gneisz Komplexum és a fedő karbon törmelékes üledékek között

FINTOR KRISZTIÁN

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2.
efkrisz@gmail.com

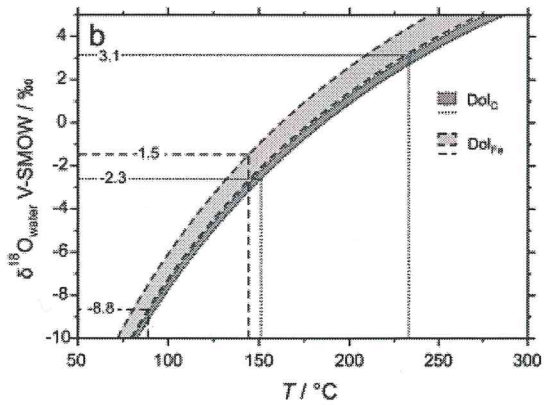
A Pannon medence délnyugati része különösen a Mecsek hegység és közvetlen földtani környezete nagy jelentőségre tett szert az utóbbi évtizedben a hazai radioaktív hulladékok potenciális telephelyeinek kutatására irányuló programok tükrében. Ebből a nézőpontból a recens- és paleohidrológiai tulajdonságai a terület különböző formációinak kiemelkedő szerepet játszhatnak. Fintor et al. (2008) részletes paleohidrológiai vizsgálatokat végeztek a térség metamorf kristályos aljzatának egy szegmensén a Baksa Komplexum kőzetein. Az alacsony hőmérsékletű (T_t: 110-140 °C) magas sótartalmú (15-19 *w*NaCl %; 6-13 *w*$CaCl_2$ %) NaCl-$CaCl_2$-H_2O típusú fluidum megjelenését mutatták ki a Baksa Komplexum kvarc-karbonát erei kvarc fázisának elsődleges fluidumzárványaiban. A magas sótartalom eredetét kapcsolatba hozták a kristályos aljzatot fedő permo-karbon molassz képződményekkel (Fintor et al., 2008). Jelen munkámban a karbon korú Tésenyi Homokkő Formáció repedéskitöltő ásványait vizsgálom azzal a céllal, hogy kimutassam volt-e hidrológiai kapcsolat a kristályos aljzat és az azt fedő törmelékes üledékes képződmények között.



1. ábra A dol_C és dol_{Fe} fázisok fluidumzárványainak P-T diagramja

A kvarc karbonát erekben a fennőtt kvarcra dolomit nő (dol_C), amit Mn dús dolomitsáv (dol_{Mn}) majd Fe dús dolomit (dol_{Fe}) követ. Az érkitöltő ásványok relatív sorrendje: qtz→dol_C→dol_{Mn}→dol_{Fe}. A kvarc karbonát erek kvarc fázisában öt elsődleges fluidumzárvány együttes különíthető el a növekedési zónák mentén. Kétfázisú folyadékdomináns (L+V) zárványok az uralkodóak és H_2O-NaCl-$CaCl_2$ összetételű zárványok fordulnak elő valamennyi zárványegyüttesben. A T_h (L+V→L) értékek hűlő trendet mutatnak a legidősebbtől (T_h: 70-130 °C) a legfiatalabb (T_h: 50-80 °C) együttesek irányában. A sótartalom nem mutat semmi jelentős változást, értékeik 20-25 *w*NaCl %, és 1-3 *w*$CaCl_2$ % között alakulnak az összes vizsgált együttesben. A dol_C fázis elsődleges zárványai (L+V) folyadékdomináns karaktert és alacsony (T_m(Ice): -27 – -22 °C) jégolvadási értékeket mutatnak, míg T_h értékeik 125-170 °C közöttiek. A dol_{Fe} fázis elsődleges zárványai folydékdomináns jellegűek (L>V) T_h értékei 80-110 °C tartományt mutatnak ugyanakkor T_m(Ice) értékeik -3,5 és -2 °C között alakulnak.

A kvarc erekben az elsődleges zárványegyüttesek a kvarc kristályok növekedési zónái mentén sorakoznak. A zárványok döntő többsége kétfázisú folyadék domináns (L+V), de alárendelten tiszta folyadék kitöltésűek (L) is megjelennek valamennyi együttesben. Ugyanaz a H_2O-NaCl-$CaCl_2$ típusú fluidum figyelhető meg az összes elsődleges zárványegyüttesben. A T_h értékek csökkennek az idősebbtől (92-145 °C) a fiatalabb zárványegyüttesek irányába (53-78 °C).



2. ábra A pórusfluidumok $\delta^{18}O$ értékei a hőmérséklet függvényében.

A sótartalom nem mutat lényeges változást a zárványegyüttesek között (15-23 *w*NaCl %, and 2-15 *w*CaCl2 %).

A dol_C és dol_{Fe} fázisokba záródott fluidumok csapdázódási paraméterei átlagos geotermikus gradiens, valamint hidrosztatikus és litosztatikus termobárikus gradiensek mellett dol_C: P_t: 30-130 MPa; T_t: 150-230 °C, valamint dol_{Fe}: P_t: 20-75 MPa; T_t: 85-140 °C értékeket mutatnak (1 ábra). A dol_C $\delta^{18}O$ értékeiből és a csapdázódási hőmérsékletekből számított fluidum $\delta^{18}O$ értékek (-3,1 – -2,3‰; 2. ábra) a zárványfluidum meteorikus, tengervíz, illetve mélymedence eredetét is felveti (Taylor, 1987). A dol_{Fe} esetében a fluidum $\delta^{18}O$ értékei (-8,8 – -1,5‰; 2. ábra) meteorikus vagy mélymedence eredetre utalnak (Taylor, 1987).

A petrográfiai, fluidumkémiai, valamint izotópgeokémiai jellegzetességek arra utalnak, hogy a kristályos medence aljzat, valamint az azt fedő karbon üledékek fluidum rendszerei paleohidrológiai kapcsolatban lehettek a kvarc karbonát és kvarc erek képződése során.

Irodalom

Fintor, K., Schubert, F., M.Tóth, T. (2008): Hiperszalin paleofluidum-áramlás nyomai a Baksai Komplexum repedésrendszerében. – Földtani Közlöny, 138/3 257-278 p.

Taylor, B.E. (1987): Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: Kyser, T.K. (Ed.), Short Course in Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids, 13. Mineral. Assoc. Canada, pp. 337-418. Chap. 8.

Globális fölmelegedés okainak keresése a Snowball Earth eljegesedés után

GYOLLAI ILDIKÓ, NAGY SZABOLCS, POPP FRIEDRICH, KÖBERL CHRISTIAN

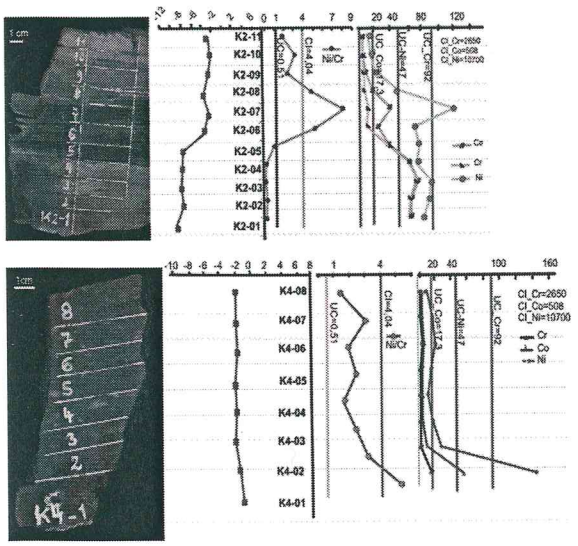
Universität Wien, A-1090, Wien, Althanstrasse 14.
gyildi@gmail.com

Az ún. Snowball Earth elmélet (Hoffmann, Schrag, 2000) szerint a sturti (710 millió évvel ezelőtt) és a marinói (635 millió évvel ezelőtt) korokban a Föld forgástengely szögének megváltozása miatt az Egyenlítőtől kiinduló globális eljegesedés történt, mely Bodischelitsch et al. (2004) szerint néhány millió évig tarthatott. E jégkorszak után globális felmelegedés történt, melynek következménye az aránylag rövid idő alatt bekövetkezett nagymértékű karbonátos üledékképződés volt. Ennek oka még nem tisztázott, de legelfogadottabb a Rodinia szuperkontinens szétválása során bekövetkezett riftesedéshez köthető hasadékvulkanizmus, magmás provinciák létrejötte, míg mások szerint aljzatról klatrátokból felszabaduló metán. Bodischelitsch et al. (2004) a fúrómagokban diamiktit és karbonátos rétegek határagyagjaiban irídium-anomáliát találtak, melyet kozmikus por hullásához kötöttek. Ennek hatására 2008-tól kutatást kiterjesztettük ÉNY-Namíbiába, ahol nyílt feltárásokban nagyobb mennyiségű minták vizsgálata alapján lehetőségünk van becsapódásra utaló ásványtani jelenségek és geokémiai anomáliák után kutatni.

Kőzetek ásványtani összetételét, szövetét, mikrofáciesét optikai mikroszkópban vizsgáltuk, míg a katódlumineszcens mikroszkópban betekintést nyerhettünk a karbonátok diagenetikus folyamataiba (cementgenerációk, redox-folyamatok a karbonátos üledékképződésbe), valamint finomabb szemcseméretben nehézásványfrakciók arányára, amely alapján következtethetünk mely mintákban érdemes a karbonátfázis előzetes feloldása után mágneses szeparálás majd binokuláris mikroszkóp alatt ásványszeparálást végezni. Ásványok szerkezetét, valamint a csiszolatban a finomszemcsés anyagok ásványtani összetételét Raman spektroszkópiával vizsgáltuk. A porított minták ásványfázisait röntgenpordiffrakcióval, geokémiai összetételét neutronaktivációs és röntgenfluoreszcens analízissel vizsgáljuk. Sajnos a röntgenfluoreszcens analízis nem alkalmas a nagy karbonáttartalmú minták vizsgálatára, ezért e munkában a neutronaktivációs adatokra szorítkozunk.

A kőzetminták színe a vastartalomtól függően piszkosfehértől sötétvörösig változik, a határrétegekből vett mintákban a szinszediment tektonikai jelenségek (mikrogyűrődések, konvolúció, sztilolit) makroszkóposan is megfigyelhetők. Mikroszkópban diagenetikus hatásra bekövetkezett keveredési, terheléses szerkezetek is megfigyelhetők.

A minták karbonát tartalma igen magas, esetenként megközelíti a 99%-ot, míg a határrétegekben az agyag arányától függően 0-50% között változik. Becsapódásra utaló ásványtani jelenségeket kvarcban vizsgálják, de a mintáinkban többnyire másodlagos (cement, ill. repedést kitöltő) kvarc fordul elő, az elsődleges kvarc jelenléte elenyésző. Helyenként síklemezességet figyeltünk meg (PFs), de az tektonikai hatásra is kialakulhat. Néhány kalcitszemcsében sűrű ikerlemezességet tapasztaltunk, melyet Raman-spektroszkópiával vizsgáltunk, ahol mellékcsúcsok kiszélesedését, eltolódását tapasztaltuk, de fő vibrációknál nem tapasztaltunk változást. Ez azt jelenti, hogy ugyan sérült a kristályszerkezet, de fázisátalakulás nem történt. Langenhorst (2002) szerint sűrű ikerlemezesség diszlokációt is jelenthet az ásványban, ezt a továbbiakban transzmissziós elektronmikroszkóppal érdemes vizsgálni. Továbbá Raman mérések alapján az albit és káliföldpát egyaránt megjelenik. Neutronaktivációs mérések alapján a ritkaföldfém spektrum normál üledékes mintát mutat negatív Eu anomáliával. A határrétegekben és a diamiktit mintákban a Fe, Zr és Sc a földkéreg átlagához képest gazdagodást mutat. A Fe, Ni, Cr a földkéreghez képest szintén nagyobb arányban fordul elő, de a kondritra normalizált értékekhez képest elenyésző (1. ábra), valamint az Ir a kimutatási határ alatt van, így becsapódásra utaló geokémiai anomáliát eddig nem találtunk.



1. ábra

Bár az átlagminták vizsgálata nem hozott becsapódásra utaló eredményt, de remélhetőleg karbonát feloldása utáni mintafrakciók vizsgálata során esetleg ásványtani és geokémiai anomáliát találunk.

Irodalom

Bodiselitsch,B., Koeberl, C., Master, S. & Reimold,W.U.(2005): Estimating Duration and Intensity of Neoproterozoic Snowball Glaciations from Ir Anomalies.-Science 308, 239-242.

Hoffman, P.F. & Schrag, D.P. (2000): Snowball Earth.- Scientific American 282, 68-75.

Langenhorst, F. (2002): Shock metamorphism of some minerals: Basic introduction and microstructural observations. Bulletin of the Czech Geological Survey 77, 265-282.

Termikus és sokkmetamorf jelenségek a magyarországi és antarktiszi meteoritokban

GYOLLAI ILDIKÓ, NAGY SZABOLCS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c.
gyildi@gmail.com

Kutatásaink során két folyamatot vizsgáltunk: a termikus és sokk-metamorfózist. A termikus metamorfózis az a folyamat, amikor az ősi kondritos égitest egy adott összetétellel rendelkezik, és a hőmérséklet emelkedése során hogyan alakultak ki benne különböző mértékű termikus átalakulást szenvedett rétegek. A másik folyamat, amit vizsgálunk a sokkmetamorfózis, amely a kis égitest felszínéhez kapcsolódó, becsapódás hatására bekövetkező esemény. A sokkmetamorfózist az antarktiszi és a magyarországi L-kondritokban, valamint a két antarktiszi holdi meteoritban tanulmányoztuk.

Sokk-fokozat (Stöffler,1991)	Általános sokk-nyomás eredményeként létrejövő hatások	Lokális P-T viszonyok eredményeképpen létrejövő sokk-hatások	Sokk-nyomás (GPa)	Minimum hőmérsékletem elkedés (°C)
S1 Nem sokkolt	Éles kioltás a mikroszkópban, kis számban rendezetlen törések, repedések.	nincs	5>	10
S2: Nagyon gyengén sokkolt	Hullámos kioltás, rendezetlen törések	nincs	5-10	20
S3: gyengén sokkolt	Olivin: *Planáris törések (PF)*, rendezetlen törések. Plagioklász: hullámos kioltás	Opak sokk-erek, olvadékzsebek, néha összekapcsolódnak	15-20	100
S4: jelentősen sokkolt	Olivin: gyenge *mozaikos kioltás*, planáris törések (PF) Plagioklász: hullámos kioltás, helyenként izotróp, planáris deformációs lamellák (PDF)	Olvadékzsebek, összefüggő olvadékerek, Opak sokk-erek	30-35	300
S5: erősen sokkolt	Olivin: erős *mozaikos kioltás*, planáris törések (PF), és planáris deformációs lamellák (PDF) Plagioklász: *Maszkelenit* (izotróp földpát)	Olvadékzsebek és erek nagy jelentősége, Opak sokk-erek	45-55	600
S6: Nagyon erősen sokkolt	Olivin: *szilárd fázisú átkristályosodás*, ringwoodit jelenléte, lokális olvadás Plagioklász: sokkolvadás	Ugyanaz, mint S5	75-90	1500

1.ábra Sokkmetamorfózis fokozatok (Stöffler, 1992 alapján).

Optikai mikroszkóppal az említett folyamatok által bekövetkezett szöveti változásokat, Raman és infravörös spektroszkópiával az adott ásványban bekövetkezett szerkezeti változásokat követhetjük nyomon.

Optikai mikroszkópos vizsgálatok

1. termikus metamorfózis

- Az L3 kondritokban a kondrumok éles, kerekded szemcsehatárral rendelkeznek és finomszemcsés mátrixúak. A kondrumok a Y-74191 és a mezőmadarasi kondritban különbözőek: a mezőmadarasi mintában mikrokondrumok dominálnak, ellenben a Y-74191-ben a kondrumok nagyobb méretűek. A Y-74191-ben a kondrumok körül opak mátrix is jelen van, ami vasas fázis szegregációját jelenti a szilikát fázistól. Ez a jelenség a mezőmadarasi meteoritban nem figyelhető meg.
- Az L4-es fázisban a kondrumok pereme szabálytalan alakú, ami az egymással való ütközés jele, illetve az üveges kondrumok körül kristályos szegély található.
- Az L5-ös fázisban már kevesebb a kondrum, a mátrixban növekszik a fenokristályok és a breccsásodott kondrumtöredékek aránya.
- Az L6-os fázisban a kondrit mátrixa csaknem teljesen átkristályosodott s csak néhány nagyobb kondrum maradt meg.

2. sokkmetamorfózis:

- Az ásványokon a lemezes törések (PF's) és a deformációs elemek megjelenése a leggyakoribb.
- Azt tapasztaltuk, hogy a sokkolt ásványok aránya eltérő a vizsgált mintákban.
- A Mócs meteoritban az újabb mérések tükrében, a korábban sokk lamelláknak vélt mikroszerkezetek, valójában deformációs sávok, amelyek a nagy nyomás miatt jöttek létre az olivinben.
- A wadsleyit újabb méréseink tükrében nincsen jelen a mintában.
- A sokk-metamorf hatások alapján a mezőmadarasi mintát S3-nak, a knyahinyait S2-S4, a mócsit S3-S5 sokkmetamorf fokozatba soroltuk be.

3. Raman spektroszkópia

A) Piroxének:

A piroxének Raman spektrumaiból az állapítható meg, hogy a piroxének szerkezeti rendezetlensége („amorfabb jellege") a vizsgált meteorit mintákban jelentősebb, mint a referenciaként használt Castle Rock piroxénben. Ez a szerkezeti rendezetlenség elsősorban a mócsi piroxénekre jellemző, mert a Mócsban a piroxének a „legamorfabb" jellegűek a mezőmadarasi és a Shergotty piroxénekhez viszonyítva. Ezt jól reprezentálja a mócsi mintában a piroxének fő vibrációs alaprezgéseinek változása (itt a legjelentősebb az FWHM értékekben a relatív változás), amely a sokkmetamorf folyamat eredményeként jöhetett létre, és ami jelentősebb belső feszültség jelenlétéről tanúskodik, mint a Shergotty piroxének esetében.

B) Mócsi olivin:

- A mintákat újravizsgáltuk, a dolgozatban szereplő eredményeinket felülbíráltuk.
- 821 és 852 cm^{-1} csúcsok (fő SiO_4 vibrációk) változatlanok. A Raman spektrumban jelenlévő kiszélesedés a 640-720 cm^{-1} között az SiO_4 tetraéderek polimerizációjából ered. (Durben et. al., 1993; Gillet et. al., 2005; Van Moortéle et. al., 2007). Ebben a hullámszám tartományban tiltott mindenféle olivinhez kapcsolódó rezgés.
- Az SiO_4 tetraéderek O-O kötéstávolságai lecsökkentek.

- A korábbi mérés során meghatározott 722 cm^{-1}-nél levő csúcs, melyet wadsleyitnek azonosítottunk, valószínűleg Si_2O_7 polimerek.

- A 496 cm^{-1}-es csúcs: az olivin MgO_6 oktaéderekhez köthető vibrációs rezgése.

- Az olivin SiO_4 tetraédereinek részleges polimerizációját a mintát ért sokk-metamorfózis okozta.

4. Az infravörös spektroszkópia

Infravörös spektroszkópiával a sokkolt földpátokat mértük a NIPR holdi gabbró meteoritban. A spektrumokban a csúcsok pozíciója a kémiai összetétellel és a sokkmetamorfózis szintjével változott.

A kristályrácsban három vibrációs típust figyeltünk meg: 1) szilikát tetraéderek depolimerizációja (500-650 cm^{-1}, and 950-1150 cm^{-1}), 2) SiO_6 oktaéderek nyúlása és hajlítása (750-850 cm^{-1}), Si-O hidak nyúlása a szilikát tetraéderen belül. (Johnson, Hörz, 2003; Johnson et al., 2003). A kisfokú sokkmetamorf földpátokban a fentiekben említett valamennyi rezgéstípus megjelenik, ellenben a maszkelenit spektrumában csak 1000 cm^{-1} környékén jelenik meg. (Palomba et al., 2006). A Christiansen-formula alapján a földpátok anortitos összetételt mutatnak. Méréseink alapján a sokknyomás a hullámos kioltású földpátokban 15-35 GPa-t míg a maszkelinitekben 35-45 GPa közötti értéket ért el.

Következtetések

A magyarországi és antarktiszi L-kondritok összehasonlításával egy L-típusú égitest fejlődésére láthattunk példát, ahol főleg kis és közepes fokú sokkmetamorfózis volt jellemző, bár a mócsi mintában lokálisan nagyfokú sokkmetamorfózisra is láthattunk példát, mint az olivint érintő kink-band-esedés, erős mozaikosság. A Raman spektrométer sajnos átlát a diaplektik üveges fázison, ezért a maszkelenitben az epoxi csúcsai jelentek meg. Ezzel szemben az infravörös spektroszkópia jóval érzékenyebb módszer, a spektrumokban már kisebb nyomáskülönbségek mellett is jelentős változás látható, sőt a földpátokra kvalitatív kémiai összetételt is becsülhetünk, mert az infravörös spektroszkópia az ásványok kémiai összetételére is érzékeny. A későbbiekben érdemes lenne sötét ereket vizsgálni, az esetleges nagynyomású fázisok után kutatva a Mócs meteoritban.

Köszönetnyílvánítás

Köszönettel tartozunk Bérczi Szaniszlónak és Gucsik Arnoldnak az anyag átnézéséért és a tudományos munka során nyújtott tanácsokért. Továbbá köszönjük az LRG csapatának (Szabó Csaba, Hidas Károly, Berkesi Márta) a mikroszkópozási lehetőség biztosítását és a csiszolattérkép fotók készítésében nyújtott segítségét, a KFKI munkatársainak (Veres Miklós és Szekrényes Zsolt) a raman- és infravörös spektroszkópiai mérések lehetőségét.

Irodalom

Bérczi Sz., Józsa S., Kovács I. Zs., Lukács B., Szakmány Gy. (2004): Studies of thermal evolution of chondritic asteroidal body: Synthesis from Antarctic meteorite thin section set of the National Institute of Polar Research, Tokyo. Acta Mineralogica-Petrographica, 45/2 pp 55-60. Szeged.

Durben D. J., Mcmillan P.F., Wolf, G.H. (1993): Raman study of high pressure behavior of forsterite (Mg2SiO4) crystal and glass. American Mineralogist, 8, 1141-1148.

Gillet P., Barrat J.A., Beck P., Marty B., Greenwood R.C., Franchi I.A., Bohn M., Cotten J., (2005): Petrology, geochemistry, and cosmic ray exposure age of lherzolitic shergottite Northwest Africa 1950. Meteorit. Planet. Sci. 40, 1175-1184.

Palomba E., Rotundi A. Colangeli L. (2006): Infrared micro-spectroscopy of the martian meteorite Zagami: Extraction of individual mineral phase spectra Icarus, 182 68–79.

Johnson J. R., Hörz F. (2003): Visible/near-infrared spectra of experimentally shocked plagioclase feldspars. Journal of Geophysical Research, 108/ p. 5120.

Johnson J. R., Hörz F. és Staid M. I. (2003) Thermal infrared spectroscopy and modeling of experimentally shocked plagioclase feldspars. American Mineralogist, 88, p. 1575-1582.

Johnson J.R., Staid, M.I., Kraft M.D. (2007) Thermal infrared spectroscopy and modeling of experimentally shocked basalts. American Mineralogist; 92/ 7; 1148-1157.

Monogenetikus bazalt tűzhányók: egyszerű vagy bonyolult fejlődéstörténet?

JANKOVICS MÁRIA ÉVA, HARANGI SZABOLCS, THEODOROS NTAFLOS

ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
jeva182@gmail.com

A monogenetikus vulkáni területek a vulkáni működés egy speciális formáját jelentik, ahol a vulkáni kitörések szakaszosan, időszakosan ismétlődő aktív fázisokban zajlanak, melyeket hosszú nyugalmi időszakok választanak el egymástól. A vulkáni működés ilyen formában több millió éven keresztül is folytatódhat. A vulkáni területek sok, akár több száz egyedi vulkáni centrumot (kis térfogatú önálló tűzhányókat) tartalmaznak, melyek maximum néhány év alatt épülnek fel, és később már nem újul fel rajtuk a vulkáni működés (monogenetikusak, vagyis csak egyszer működnek, majd végleg elcsendesednek). Az egyes kitörési központok létrejöttét általában egy magmacsomag feltöréséhez kapcsolják, azonban újabb vizsgálatok rámutattak arra, hogy ezeknek az egyszerűnek gondolt kis tűzhányóknak jóval bonyolultabb fejlődéstörténetük is lehet. Egyrészt megfigyelték, hogy egy adott monogenetikus vulkán több különböző kitörési egységből (pl. piroklasztit, lávafolyás, salak, közöttük gyakran diszkordancia felületek) állhat, melyek arra utalnak, hogy a kitörési központ hosszú ideig, szakaszosan működött, melynek során több magmacsomag emelkedett a felszínre, és a különböző kitörési típusok során létrejött vulkáni képződmények az egyes magmacsomagok feltöréséhez köthetők. Az ilyen vulkánokat policiklikus monogenetikus tűzhányóknak nevezzük (Kereszturi et al., 2010). Másrészt kimutatták, hogy jelentős kémiai változékonyság figyelhető meg akár egy adott vulkáni centrumot felépítő kitörési egységek között is, mely azt jelzi, hogy különböző összetételű, különböző köpenyforrásból származó magmacsomagok táplálták a tűzhányót, melyek akár keveredhettek is egymással. Ezt a fajta vulkáni aktivitást polimagmás működésnek hívjuk (Brenna et al., 2010). A policiklikus vulkánok gyakran egyben polimagmásak is, de ez a két tulajdonság nem feltétlenül jár együtt. A polimagmás működés felveti annak lehetőségét, hogy a bazaltos magmák egy heterogén földköpenybeli forrásból származhatnak.

A Kárpát-Pannon térségben számos monogenetikus bazalt vulkáni terület található, melyek a poszt-extenziós intrakontinentális alkáli bazaltos vulkanizmus során alakultak ki az elmúlt 11 millió évben. Kutatásaink során a Pannon-medence nyugati részén elhelyezkedő Bakony-Balaton-felvidéki Vulkáni Terület és a Kisalföldi Vulkáni Terület kitörési központjait tanulmányozzuk. Elsődleges vizsgálati módszerünk a bazaltos kőzetek ásványfázisainak (elsősorban olivin, króm-spinell, klinopiroxén) integrált szöveti és kémiai vizsgálata, melynek segítségével feltárható a bazaltos magma részletes fejlődéstörténete, forrásrégiójának jellege, illetve kimutatható, ha több, különböző eredetű magmacsomag vett részt az adott vulkáni centrum felépítésében. Mindehhez a legfontosabb eszköz a króm-spinell, mely a köpeny-eredetű bazaltos olvadékok egyik likvidusz fázisa. Kémiai összetétele széles tartományok között mozoghat, mely számos tényező együttes hatásának eredménye lehet. Érzékenyen jelzi az olvadék összetételét, valamint az intenzív paraméterek, vagyis a nyomás, az oxigénfugacitás és a hőmérséklet változását. Továbbá, összetétele fontos információt hordoz a köpeny-eredetű magmák peridotitforrásának kimerültségéről, a magma differenciációjáról, valamint a magmakeveredésről. Mindezek alapján a króm-spinell kiváló petrogenetikai indikátor, ezért részletes szöveti és kémiai vizsgálata rendkívül fontos ahhoz, hogy feltárjuk a bazaltos magmák eredetét és korai fejlődését.

Egy-egy példát mutatunk be a vizsgált monogenetikus bazalt vulkáni területekről. A Bakony-Balaton-felvidéki Vulkáni Terület egyik legfiatalabb vulkáni felépítménye, a 2,61 millió éves Füzes-tó salakkúp (Wijbrans et al., 2007) alkáli bazaltja egy különleges kőzet, ugyanis rendkívül nagy mennyiségű litoszféraköpeny-eredetű xenokristályt tartalmaz. Ennek következtében a teljes kőzet főelem geokémiai összetétele jelentősen módosult, így nem használható a magma fejlődéstörténetének megfejtésére. Az integrált ásványszöveti és ásványkémiai vizsgálatokkal azonban feltárult az alkáli bazaltos magma bonyolult fejlődése, melyben szerepet játszott egy másik mafikus olvadék is. Az asztenoszféra felső részén képződött alkáli bazaltos magma gyors felemelkedése közben egy másik (feltehetően szintén asztenoszféra-eredetű) mafikus olvadékkal átjárt litoszféraköpeny zónán haladt keresztül, melyből fragmentumokat hozott magával. A peridotit olvadék-beszüremkedéseiben található kőzetüveg hólyagüreges tulajdonsága arra utal, hogy a mafikus olvadék közvetlenül azelőtt szüremkedhetett be a peridotitba, mielőtt az alkáli bazaltos magma feltépte a peridotit fragmentumot. A két magmacsomag kapcsolatba is kerülhetett egymással, ugyanis a beszüremkedő mafikus olvadékot képviselő króm-spinellek és klinopiroxének előfordulnak a hordozó alkáli bazaltban is. Ez az eredmény rámutat a bazalt és az általa felszínre hozott peridotit xenolitok együttes vizsgálatának jelentőségére is.

A Kisalföldi Vulkáni Területen elhelyezkedő 4,63 millió éves Kissomlyó vulkáni központ (Wijbrans et al., 2007) policiklikus működését igazolja, hogy a kezdeti freatomagmás kitörések során felépült tufagyűrű és az arra települő párnaláva egység között egy tavi környezetben képződött üledékes réteg található, mely a két kitörési fázis közötti szünetre utal (ez nagyságrendileg ezer évekre becsülhető; Martin, Németh, 2005). A tűzhányó működésének végső

szakaszában lávató töltötte ki a korábbi tufagyűrűt, melyben olykor lávaszökőkutak is felcsaptak. A vulkán fejlődéstörténetének megismeréséhez sztratigráfiailag kontrollált (vagyis időbeliséget kifejező) mintavételezést végeztünk. Az egyes kitörési egységekből (piroklasztit, párnaláva, oszlopos bazalt, salak) gyűjtött kőzetminták teljes kőzet geokémiai elemzése, illetve az ásványfázisok szöveti és kémiai vizsgálata során kapott eredmények alapján feltárhatjuk a feltörő bazaltos magmacsomagok jellemzőit, vagyis kiderül, hogy a Kissomlyó esetében a policiklikus sajátosság társul-e polimagmás működéssel.

Irodalom

Brenna, M., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K., Németh, K. (2010): Mechanisms driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160, 931-950.

Kereszturi, G., Csillag, G., Németh, K., Sebe, K., Balogh, K., Jáger, V. (2010): Volcanic architecture, eruption mechanism and landform evolution of a Plio/Pleistocene intracontinental basaltic polycyclic monogenetic volcano from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. Central European Journal of Geosciences, 2, 362-384.

Martin, U., Németh, K. (2005): Eruptive and depositional history of a Pliocene tuff ring that developed in a fluvio-lacustrine basin: Kissomlyó volcano (western Hungary). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147, 342-356.

Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., Balogh, K. (2007): 40Ar/39Ar geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 164, 193-204.

Amfibol perspektíva: az amfibolok jelentősége a petrogenetikai vizsgálatokban a csomádi dácit példáján

KISS BALÁZS, HARANGI SZABOLCS, THEODOROS NTAFLOS

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Vulkanológiai Csoport
1117 Budapest Pázmány P. stny. 1/c
geobalazs@gmail.com

A vulkáni ívek mentén felszínre törő magmákban (mészalkáli andezit és dácit) gyakori lényeges elegyrész a Ca-amfibol. Már az 1980-as években elfogadottá vált, hogy az amfibol összetétele nem csak a vele egyensúlyban lévő olvadék összetételétől, hanem a kristályosodás során uralkodó körülményektől is függ. Johnson és Rutherford 1989-ben kísérletileg is bizonyította az amfibol összetétele és a kristályosodási körülmények, elsősorban a kristályosodás során uralkodó nyomás közötti összefüggést. Azóta számos kőzettani kísérletben igazolták (pl. Scaillet, Evans, 1999), hogy az amfibol összetétele nagymértékben függ a kristályosodás során uralkodó p, T, fO_2, aH_2O értékétől.

A különböző intenzív paraméterek változása az amfibolban különböző elemek koncentrációjának a változását eredményezi, aminek hatására a kristályrácsában csatolt helyettesítések történnek. A hőmérséklet növekedése a titán, az alkáliák (Na, K) és az alumínium beépülésével jár, ami a Ti-tschermakit ($Si^{T}+Mg^{M1-M3}\leftrightarrow Al^{T}+Ti^{M1-M3}$) és az edenit ($[\ ]^{A}+Si^{T}\leftrightarrow (Na+K)A+Al^{T}$) helyettesítés révén valósul meg. A kristályosodás során a nyomás változását az amfibol alumínium-tartalmának változása követi a tschermakit helyettesítés segítségével ($Si^{T}+Mg^{M1-M3}\leftrightarrow Al^{T}+Al^{M1-M3}$). Az olvadékban uralkodó oxidációs viszonyok az amfibol mg-számára ($mg\#=Mg/(Mg+Fe^{II})$) vannak hatással az oxidáció révén növekvő mennyiségű Fe^{III} következtében. A magmában oldott H_2O mennyisége az alumínium-tartalomban okoz kismértékű változást. A kísérleti munkák arra is fényt derítettek, hogy az amfibol csak bizonyos körülmények között kristályosodik, és érzékenyen reagál a felfűtésre vagy a nyomáscsökkenéssel járó kigázosodásra, azaz a magma felemelkedésére is. Amikor az amfibol az előbb említett okokból kikerül a stabilitási tartományából, elkezd lebomlani. A lebomlás az amfibol rovására zajlik. A kialakuló reakciótermékek szövete attól függ, hogy felfűtés vagy nyomáscsökkenés hatására zajlik-e a reakció. Rutherford és Hill 1993-ban végzett kísérletei azt is igazolták, hogy az amfibol lebomlásának mértéke attól függ, hogy mennyi időt tölt az amfibol a stabilitási tartományán kívül.

Mindezek alapján elmondható, hogy az amfibol egy nagyszerű szemtanú, rögzíti a magmakamra fejlődését (pl. magmabenyomulás, felfűtés, kigázosodás), a vulkánkitörést előidéző eseményeket, továbbá bepillantást nyújt a kürtőben közvetlenül a kitörést megelőző folyamatokba (pl. a magmafelemelkedés stílusa). Az amfibol révén tehát átfogó képet kaphatunk a magmafejlődésről: a magmakamra-folyamatoktól egészen a kitörésig. Ez a gondolat hívta életre az amfibol perspektivikus petrogenetikai vizsgálatokat főként az ív-menti aktív vulkánokon felszínre törő magmák fejlődésének pontosabb megismerése céljából. Napjainkig két olyan munka készült, amely mindenképpen úttörőnek számít. A gondolkodásmód 2008-ban fogalmazódott meg először a Mt. St. Helens 2004-2006-os kitörési ciklusa során felszínre nyomult magma vizsgálata során (Thornber et al., 2008). A módszer szempontjából nagy előrelépést jelenthet a Ridolfi et al., 2010-es munka, amelynek révén az amfibol minden egyes növekedési zónájában kiszámolható a kristályosodási T, p, fO_2, aH_2O.

Mindkét esetben nagyon jól alkalmazhatónak bizonyult az amfibol perspektivikus vizsgálat. Nem készült azonban olyan vizsgálat, amely együttesen használta volna fel az említett két munka eredményeit, nem volt továbbá tesztelve a módszer az amfibolok zónásságának, szövetének és kémiai összetételének együttes vizsgálatával egy adott magmában.

A Csomád vulkánon az elmúlt körülbelül 500 ezer évben felszínre tört homogén dácitos magmák leggyakoribb mafikus ásványa az amfibol. Az amfibolra minden egyes kitörés anyagában jellemző, hogy az összes kőzetalkotó ásványfázissal kapcsolatban áll, rendkívül változékony a szöveti megjelenése és a kémiai összetétele. A csomádi dácitban lévő amfibol tehát a magmafejlődés szinte minden mozzanatát rögzíthette. A Csomádon előforduló amfibol kristályok így nagyszerű lehetőséget biztosítanak a néhány mondattal korábban megfogalmazott teszt elvégzésére, valamint az amfibol perspektivikus gondolkodásmód továbbformálásához.

A vizsgálat kettős eredményt hozott. A csomádi amfibolok szövetének, zónásságának fő- és nyomelem összetételének vizsgálatával számos magmakamra folyamatot sikerült feltárni (felfűtést, bazaltos magmabenyomulást, magmakeveredést, hibridizációt, konvekciót). A Ridolfi et al. (2010) termobarométerrel végzett számítások azonban meglepő, sokszor geológiailag elfogadhatatlan, a szöveti megfigyeléseknek ellentmondó eredményt adtak. A reverz zónás amfibolok esetében például rendre azt kaptam, hogy a kristály pereme kétszer, háromszor nagyobb nyomáson (=mélységben) kristályosodott, mint a magja. Ennek vélhetően az lehet az oka, hogy a különböző paraméterek számítása kizárólag az amfibol összetételén alapul, mellőzve a többi paramétert. Anderson és Smith azonban már 1995-ben bebizonyított, hogy például az amfibol összetételén alapuló barometriai számításoknál az amfibol összetételi adatai mellett figyelembe kell venni a többi paramétert, elsősorban

a hőmérsékletet. További érdekesség volt, hogy a termometriai számítások során a Ridolfi et al. (2010) termométer sok esetben az amfibol stabilitási mezején kívül eső hőmérsékletértéket adott és emellett a kapott érték rendre ~100 °C-kal nagyobb volt, mint az amfibol-plagioklász termométer által adott értékek. Ahhoz tehát, hogy az egyes növekedési zónákban meghatározzam az egyensúlyi nyomást és hőmérsékletet, egy összetett módszert próbáltam alkalmazni. A Ridolfi et al. (2010) által megadott termométerrel számolt hőmérsékletértékeket korrigálva az amfbol-plagioklász termométerhez képesti eltéréssel, megbecsülhető a kristályosodási hőmérséklet. Ezt a hőmérsékletet felhasználva az Anderson és Smith (1995) féle barométerben pedig a nyomásra is adhatunk becslést. Ezen számítások révén a szöveti megfigyelésekkel összhangban lévő p-T eredményeket kaptam, amelyek geológiailag realisztikus következtetések levonását teszik lehetővé.

Az amfibol perspektíva segítségével a csomádi dácit magmafejlődése jól modellezhető ezért a módszer jelentősen hozzájárulhat ahhoz, hogy megértsük a Kárpát-Pannon térség egyetlen potenciálisan aktívnak tekinthető vulkánjának a működését. Az amfibol perspektivikus vizsgálatok mindenképpen fejlesztést igényelnek elsősorban a termobarometriai számítások terén.

Irodalom

Johnson, M.C., Rutherford, M.J. (1989): Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology, 17, 837–841.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010): Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contrib Mineral Petrol, 160/1, 45-66.

Rutherford, M.J., Hill, P.M. (1993): Magma Ascent Rates From Amphibole Breakdown: An Experimental Study Applied to the 1980-1986 Mount St. Helens Eruptions. Journal of Geophysical Research, 98/B11, 19667-19685.

Scaillet, B., Evans, B.W. (1999): The 15 June 1991 Eruption of Mount Pinatubo. I. Phase Equilibria and Pre-eruption P-T-fO2-fH2O Conditions of the Dacite Magma. Journal of Petrology, 40/3, 381-411.

Thornber, C.R., Pallister, J.S., Lowers, H.A., Rowe, M.C., Mandeville, C.W., Meeker, G.P. (2008): Chemistry, Mineralogy, and Petrology of Amphibole in Mount St. Helens 2004-2006 Dacite. - In: Sherrod, D.R., Scott, W.E., Stauffer, P.H. (Eds.), A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1750, 727-754.

Anderson, J.L., and Smith, D.R., (1995): The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80, 549–599.

Víz és annak hatása a „litoszféra-asztenoszféra" határfelületre

KOVÁCS ISTVÁN

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Columbus utca 17.-23.
kovacsij@elgi.hu

A Föld megkülönböztető tulajdonsága a belső konvekció, amelyet a lemeztektonikai modell ír le. Ebben az óceáni bazaltos kéreg és a peridotitos felső köpeny elválik az alatta található, mechanikailag gyengébb köpenytől: az asztenoszférától.

Mai napig vita tárgyát képezi, hogy mi az oka a különbségnek, ami a „litoszféra-asztenoszféra" határon jelentkezik, és amelyeket mind a geofizikai, mind a geokémiai adatok alátámasztanak. A víz egy fontos tényező a köpeny szilárdságnak meghatározásában, akár úgy, hogy beépül az ásványok szerkezetében lévő vakanciákba, akár úgy, hogy parciális olvadást okoz alacsony hőmérsékleten.

Az előadásban áttekintést adok azokról az (elsősorban geofizikai és áványtani) elképzelésekről, amelyek különböző módon igyekeznek magyarázni a litoszféra-asztenoszféra határon bekövetkező változásokat. Ezt követően bemutatom, hogy hogyan vizsgáltuk a földköpeny ásványainak víztartalmát egy új analitikai módszer és egy új kísérleti kőzettani eljárás alkalmazásával. A vizsgálatok során megállapítottuk, hogy a pargazit a legfontosabb víztartalmú fázis a felső köpenyben, és annak instabilitása kb. 3 GPa nyomáson (kb. 90 kilométer mélységben) vagy ~1050 °C-nál nagyobb hőmérsékleten jelentős csökkenéshez vezet a víztartalomban, valamint a köpeny olvadási hőmérsékletében is változást okoz. Az olvadék jelenléte nagymértékben átalakítja a köpeny szilárdságát minden olyan esetben, ha a víztartalom legalább 180 ppm és a nyomás meghaladja a 3 Gpa-t. Megítélésünk szerint e szilárdságban tapasztalható csökkenés játszik szerepet a „litoszféra-asztenoszféra" határ kialakulásában kb. 90 kilométer mélységben, ahol a hőáram relatíve kicsi (<60 mW/m2). Ennél nagyobb hőáramú területeken, pedig feltehetőleg a „litoszféra-asztenoszféra" határ jól korrelálható a ~1050 °C-os izotermával.

A Bodai Aleurolit Formáció ásvány-kőzettani jellemzése

MÁTHÉ ZOLTÁN

MECSEKÉRC Zrt., 7633 Pécs, Esztergár Lajos utca 19.
mathezoltan@mecsekerc.hu

Az utolsó 25 év magyarországi földtani kutatásainak sorában kiemelt helyet foglal el a Bodai Aleurolit Formáció részletes vizsgálata. Jelentőségét az adja, hogy az eddigi vizsgálatok szerint potenciális képződmény a magyarországi radioaktív hulladékok tárolására kialakított mélységi geológiai tároló befogadására. A kisebb-nagyobb megszakításokkal folyó kutatási program irányítója a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Nonprofit kft. (RHK. Kft.), míg a MECSEKÉRC Zrt. az RHK. Kft. fővállalkozójaként a szakmai irányítást ellátó szervezetként vett részt.

A Bodai Aleurolit Formáció (BAF) elterjedési és települési viszonyai

A Nyugat-Mecsek területén illetve környezetében mélyített felszíni és bányafúrások alapján a Bodai Aleurolit Formáció elterjedési területe meghaladja a 150 km^2-t. A formáció mintegy 15 km^2 felszíni kibúvási területe Bükkösd, Cserdi, Boda, Bakonya községek közötti térséget foglalja magába. Az U-bányászathoz kapcsolódóan, illetve az RHK. Kft. által indított kutatási programok keretében mélyített mélyfúrások alapján elterjedése a Ny-Mecsek területére korlátozódik: Nyugat-Mecseki Antiklinális (itt tanulmányozható a felszínen) és a Goricai Blokk (fúrásokból ismert).

A jelenleg elfogadott hivatalos rétegtani fekvője a Cserdi Formáció, melyből folyamatos kőzettani és fáciestani átmenettel fejlődik ki, míg fedője a Kővágószőlősi Homokkő Formáció. A legújabb kutatások eredményei azonban azt mutatják, hogy több permi formáció (Korpádi Homokkő, Gyűrűfűi Riolit, Cserdi) kőzettani jellege, genetikája, kora, települési viszonyai stb. revízióra szorulnak (Varga, 2009; Bodor, Szakmány, 2009).

A Bodai Formáció kőzetösszletének, mint elkülönült réteg- és kőzettani egység felismerésében és kutatásában az 1950-es évekig, a magyar uránbányászathoz kapcsolódó kutatások megkezdéséig érdemi (vagy jelentős) eredmények, leírások, megfigyelések nem születtek. Az U-érc kutatásához majd bányászatához kapcsolódóan lemélyített mélyfúrások közül több elérte a BAF-ot, azonban, mivel a formáció az érces összlet mélyfeküje, nem került a kutatások középpontjába. Az ismeretanyag mennyiségében és minőségében lényeges változások következtek be az 1989-től már kifejezetten a Bodai Aleurolit Formáció, mint potenciális, veszélyes hulladék elhelyezésére alkalmas földtani képződmény megismerése céljából, a Mecseki Ércbányászati Vállalat, a Paksi Atomerőmű Rt., majd a RHK Kht. által finanszírozott többfázisú részletes kutatási programok eredményeként.

A formáció ásvány-kőzettani jellemzése

A formációra jellemző uralkodó szín a vörösbarna. Makroszkóposan agyagkő, aleurolit, homokkő és dolomit fő kőzettípusok különböztethetőek meg, az agyagkő dominanciájával. A nagyszámú fázisanalitikai vizsgálat (XRD, DTA, vékonycsiszolatos vizsgálat) alapján a képződmény meghatározó ásványai: agyagásványok (uralkodó az illit ± muszkovit, továbbá a klorit, ez utóbbi eloszlása változó: bizonyos rétegekben dúsul, másokban azonban hiányzik); albit (csaknem teljes mennyisége autigén eredetű); kvarc (törmelékes alkotó); karbonátok (általában dolomit és kalcit együttesen van jelen, azonban a dolomit önálló rétegeket is alkot); valamint hematit. Ezen uralkodó fázisok mellett megjelenő további komponensek: szmektit (kis mennyiségben szinte mindig jelen van), klorit-szmektit kevertréteges szerkezetű agyagásvány (tektonikai és a felszíni mállott zónákra jellemző), káliföldpát (törmelékes és autigén képződésű), egyéb törmelékes ásványok (plagioklász, rutil, muszkovit, biotit, Fe-Ti-oxidok, apatit, cirkon), barit és anhidrit.

A formáció legjellegzetesebb ásványa az albit, ami az XRD és mikroszonda vizsgálatok alapján egyértelműen autigén eredetű (Árkai et al., 2000; Varga et al., 2005; Máthé, 1998); csak alárendelt mennyiségű törmelékes albit van jelen. Különösen az agyagkőre jellemző a szabálytalan alakú, változó gyakoriságú és méretű (pár tized mm-től 2-4 mm-ig terjedő), fehér, döntően nem orientált elhelyezkedésű póruskitöltések jelenléte („albitos fészkek").

Az autigén albit megjelenése változatos:

- „albitos fészkek", melyekben a léces, táblás, poliszintetikusan ikres albitkristályok karbonáttal (kalcit, dolomit), K-földpáttal, néha barittal társulnak;
- kötőanyagként, átitatódásként való megjelenés.

Az előzetes ásvány-kőzettani vizsgálatok eredményei alapján ettől részben eltérő ásványos összetételűek a Goricai területen mélyült Ib-4 számú fúrás által harántolt BAF szakasznak a mintái. Az itt kimutatott, nagyobb mennyiségű analcim (Sipos et al., 2010) fontos új adatokat szolgáltat a formáció diagenezis-történetéről, illetve az autigén albit képződéséről. Az antiklináris területén a korábbi nagyszámú vizsgálat nem jelezte az analcimot.

Az uralkodó ásványfázisok mennyiségi arányai, valamint a szöveti, a szerkezeti és a szedimentológiai bélyegek alapján a formációt az alábbi fő kőzettípusok építik fel (Máthé, 1998):

- Albitos („albit fészkes") agyagkő az antiklinális területén és analcimos, albitos agyagkő („analcim fészkes agyagkő") a Goricai Blokk területén (a BAF szabad szemmel leginkább elkülöníthető, uralkodó kőzettípusa).

Ásványos összetételének jellemzői: uralkodó az agyagásvány frakció, ezen belül is az illit ± muszkovit (35-50 %); az autigén albit aránya mindig kisebb az agyagásványokénál (20-35 %); törmelékes kvarctartalma 5-15 %; mindkét karbonát jelen van (<10 %), legmagasabb a hematittartalom (7-10 %).

- Albitolit, jellemzője az 50 %-ot meghaladó autigén albittartalom (makroszkóposan nem különíthető el). A törmelékes kvarc aránya 10 % alatti, mindkét meghatározó agyagásvány jelen van, a karbonátok mennyisége eléri a 10 %-ot, hematit 5-6 %. Az autigén albit csaknem 100 %-a átitatódásként van jelen, „albitos fészek" csak elszórva ismerhető fel.

- „Igazi" aleurolit. A legmagasabb törmelékes kvarc (25 % feletti), alacsony agyagásvány- (10 % körüli) és hematit- (5 %) tartalommal rendelkezik. Az autigén albittartalma szintén igen jelentős (meghaladja a 35 %-ot), ami a karbonáttal (10 % körüli érték) együtt az aleurolit kötőanyagát adja. Az elkülönítésében fontos szerep jut a típus szöveti képének: minden esetben rétegzett, uralkodóan laminált vagy keresztlaminált.

- Dolomit közbetelepülések. A dolomit (általában laminit, esetleg diagenetikus gumók) mellett másik meghatározó ásvány az autigén albit, mely döntően átitatódásként van jelen. Kis mennyiségben került kimutatásra az agyagásvány, a törmelékes kvarc és a hematit.

- Homokkő közbetelepülések. Ezek a fekvő felőli úgynevezett „átmeneti rétegek" tagozatban gyakoriak. Uralkodó alkotói a földpátok (25-40 %) és a kvarc (20-30 %), agyagásvány <5 %, karbonát (5-20 %). A földpátokra jellemző az autigén albitosodásuk (Varga et al., 2006).

Irodalom

Árkai, P., Balogh, K., Demény, A., Fórizs, I., Nagy, G., Máthé, Z. (2000): Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. Acta Geologica Hungarica, 43/4, 351-378.

Bodor, S., Szakmány, Gy., (2009): A felső-permi Cserdi Konglomerátum Formáció kavicsanyagának kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei (XV. szerkezetkutató fúrás, Ny-Mecsek).Földtani közlöny, 139/4 325-340.

Máthé, Z (1998): BAF Rövidtávú Program, Kutatási Zárójelentés 4. kötet, Ásvány-kőzettani, kőzetgeokémiai és izotóptranszport vizsgálato. MECSEKÉRC Zrt. Adattár, 153 p.

Sipos, P., Németh T., Máthé Z. (2010): Preliminary results on the Co, Sr and Cs sorption properties of the analcime-containing rock type of the Boda Siltstone Formation. Central Europiean Geology, 53/1, 67-78.

Varga, A. (2009): A Dél-Dunántúli paleozoós-alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. Doktori értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettan-geokémiai Tanszék, 150 p.

Varga, A.R., Szakmány, Gy., Raucsik, B., Máthé, Z. (2005): Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. Acta Geologica Hungarica 48, 49-68.

Varga, A., Raucsik, B., Szakmány, Gy., Máthé, Z. (2006): A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzettípusainak ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. Földtani Közlöny 136/2, 201-232.

Komagmás zárványok jelentősége a csomádi dácitban (DK-i Kárpátok)

MOLNÁR KATA, KISS BALÁZS, HARANGI SZABOLCS

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Kőzettani-Geokémiai Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c
mkata90@gmail.com

A Csomád kutatása a Kárpát-Pannon térség vulkánjai közül kiemelkedő fontosságú, mivel itt zajlottak le a régió utolsó vulkánkitörései, amelyek többek között létrehozták a Szent Anna-tó krátert körülbelül 41 és 29 ezer évvel ezelőtt. Ezt megelőzően mintegy 500-600 ezer évvel ezelőtt épülhetett fel a tűzhányó nagy tömegét alkotó lávadóm együttes. Figyelembe véve a szeizmikusan aktív Vráncsa-zóna közelségét, a vulkáni működésben a nyugalmi időszakok hosszát, valamint a borvizek, a szén-dioxidos és kénes kigőzölgések jelenlétét, Szakács és társai 2002-ben arra hívták fel a figyelmet, hogy a területen még felújulhat a vulkáni működés. Emiatt is fontos, hogy minél jobban megértsük a Csomádon felszínre tört magmák fejlődését, a kitörések előtt zajló folyamatokat, hogy pontosabban értékelhessük a vulkáni működés felújulására vonatkozó kérdéseket. A korábbi kutatások vulkanológiai, valamint teljeskőzet-kémiai jellegűek voltak, az elmúlt években kutatócsoportunk elsősorban ásványkémiai felbontással végezte a vizsgálatokat.

A lávadóm kőzetekben gyakoriak a több kristály együtteséből álló kristálycsomók. E munkában ezen kristálycsomók, azaz komagmás zárványok vizsgálati eredményeit mutatjuk be. A zárványok egyes fázisainak (plagioklász, amfibol, biotit, kőzetüveg) integrált szöveti és kémiai elemzésével próbáltuk feltárni a zárványok eredetét, fejlődését, valamint a csomádi dácitok képződésben betöltött szerepüket. A vizsgált kőzetminták két csoportra oszthatók, amelyekben a zárványok is eltérő megjelenésűek. Az első csoportba tartozó mintákban (Mo2, Ncs2, Tb, Tc15) a mikrodiorit zárványok mellett poikilites káliföldpát és kvarc is jelen van. A második csoport esetén, amelyet a Kp9-es minta képvisel, a zárványok ásványos összetételük alapján mikrodioritok, intersticiális kőzetüveggel. A zárványok hipidiomorf szemcsés szövete nagy hasonlóságot mutat a mélységi magmás kőzetek szövetével, attól elsősorban a szemcseközi térben megjelenő kőzetüveg jelenléte különbözteti meg. Az amfibol-plagioklász, valamint a földpát-földpát párokon alapuló termobarometriai számítások eredményei alapján, mindkét csoportba tartozó zárványokat alkotó ásványfázisok peremének növekedési zónái 2-3 kbar nyomáson és 700-730 °C-on, a gránit szoliduszhoz közel eső hőmérsékleten kristályosodtak. Ezek alapján a zárványok egy szinte teljesen kikristályosodott, kitörésre már képtelen magmából, ún. kristálypépből származhatnak, a Kp9-es minta egy dioritos, a többi minta esetén egy granodioritos magmából. A zárványoknak a kőzet alapanyagával érintkező pereme is fontos különbségeket mutat a két csoport esetén. Az első csoportba tartozó zárványok peremén a plagioklász szemcsék szita szövetűek, és kis FeO és An tartalommal jellemezhetők, amelyet egy vékony, nagy FeO és An tartalmú növekedési zóna övez. A zárványokban lévő amfibol kristályok csaknem teljesen opacitosodtak és körülöttük egy klinopiroxén koszorú látható. Ezen szöveti bélyegek a zárványok erőteljes rezorbcióját jelzik, amelyet a magmatározóba nyomuló bazaltos magma okozhatott. Ennek a magmának az apró darabkái a kőzetben mafikus zárványként meg is találhatók. Az amfibol plagioklász párokon alapuló termobarometriai számítások eredményei is egy mafikus magma megjelenését támasztják alá, mivel a zárványt alkotó ásványok magja és a rezorbciós felszínt követő peremi része között ~100 °C-os hőmérséklet különbséget jeleznek, ami a felfűtés következtében alakult ki. Figyelembe véve azonban, hogy az amfibolok jelentősen opacitosodtak a felfűtés mértéke ennél is jelentősebb lehetett. Az amfibol stabilitási zónáját figyelembe véve a felfűtés során a rendszer hőmérséklete meghaladta a ~930 °C-ot. A Kp9-es csoport esetén az előbb említett szöveti bélyegek és kémiai tulajdonságok nem figyelhetők meg, bazaltos magma szerepére utaló jelek ebben a kőzetben nem találhatók. A két kőzettani csoport tehát nem csak a zárványok által képviselt kristálypép jellegében, de azok reaktiválódásában is fontos eltéréseket mutat.

Töréses mikroszerkezetek a Szeghalom-dóm területén

MOLNÁR LÁSZLÓ, SCHUBERT FÉLIX, M. TÓTH TIVADAR

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
laszlo.molnar.86@gmail.com

A töréses deformáció eredményeként létrejövő breccsa-kataklázit zónák kiemelkedő jelentőséggel bírnak a kéreg felső részének hidrodinamikájában, tekintettel vezető és tárolóképességeikre (Evans et al, 1997). A Pannon-medence kristályos aljzatában számos repedezett fluidum rezervoár található, melyekben kulcsszerep juthat egy-egy erősen tektonizált zónának, mivel ezek a zónák vezetőként, záróként vagy ezek kombinációjaként viselkedhetnek (Caine et al., 1996). Hidrogeológiai viselkedésük megbecslését számos mérhető geometriai paraméter segítheti, más, kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálatokkal alkalmazva.

Az előadás tárgyát képező, a Békési-medencét északról határoló Szeghalom-dóm a Pannon-medence aljzatának egyik, viszonylag jól ismert metamorf egysége. A komplex metamorf és tektonikai fejlődéstörténet eredményeként a kőzettani határok olyan szerkezeti határokhoz kapcsolódhatnak, melyek fontos szerepet tölthetnek be rezervoár léptékben.

A rendelkezésre álló minták több geometriai paraméterét (Jébrak, 1997; Mort, Woodcock, 2008) vizsgáltuk szerkezetük értelmezéséhez. Ezen paraméterek – szemcseméret-eloszlás, szemcse-morfológia- skála-invarianciája lehetővé tette, hogy több léptékben is – fúrómag és csiszolat – vizsgáljuk a mintákat Vizsgálataink során kőzettani képanalízist (Petrographic Image Analysis (PIA)) alkalmaztunk, mely számos adatot nyújthat a deformációról és annak körülményeiről. A módszer kőzettani objektumok digitális feldolgozásán és értelmezésén nyugszik, melyekkel gyorsan, nagy mennyiségű információt kaphatunk. Az eredmények, kiegészülve kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálatokkal segíthetnek a minták elhelyezésében egy elméleti vetőzónán belül.

A vizsgálatok célja, annak bemutatása, hogy milyen módszerekkel különböztethetjük meg a rezervoár-szempontból kedvező kárzónát (damage zone), a kevésbé kedvező magzónától (fault core), illetve melyek azok a jellegzetes geometriai paraméterek és mikroszerkezeti bélyegek, amelyek támpontot nyújthatnak jelen esetben vagy akár más töréses zónák vizsgálatában.

Irodalom

Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., (1996) Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24, 1025– 1028.

Evans, J.P., Forster, C.B., Goddard, J.V., (1997) Permeabilities of fault-related rocks and implications for fault-zone hydraulic structure. Journal of Structural Geology, 19, 1393–1404.

Jébrak, M., (1997) Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore Geology Reviews, 12, 111 –134.

Mort, K., Woodcock, N.H., 2008, Quantifying fault breccia geometry: Dent Fault, NW England, Journal of Structural Geology, 30,(2008) 701-709.

Inkompatibilis fejlődéstörténetű kőzettestek a Kiskunhalas-ÉK mezőben - Raman spektroszkópiás grafit termométer

NAGY ÁGNES, M. TÓTH TIVADAR

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
agnes.nagy@geo.u-szeged.hu

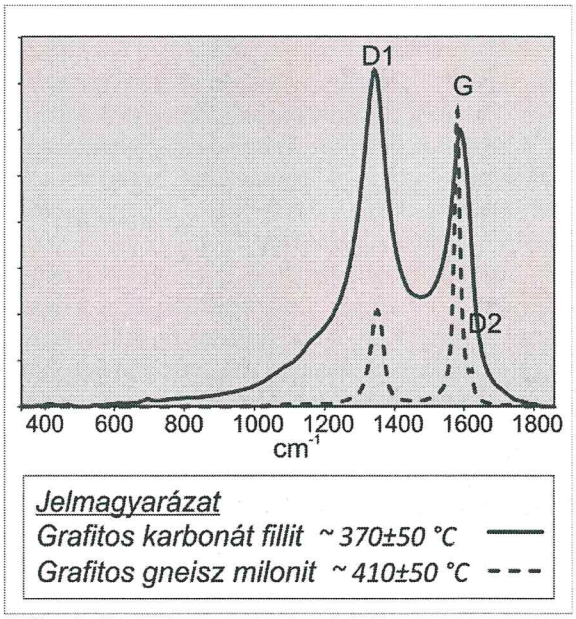
A Kiskunhalas-ÉK repedezett szénhidrogén mező, mintegy 1000-2000 m mélységben az Alföld aljzatában elhelyezkedő heterogén metamorf kőzetblokk. A területre jellemző ideális kőzetoszlopot négy különböző litológiai egység alkotja. Legalsó szerkezeti helyzetben egy enyhe deformáción átesett, dominánsan biotit csillámos, üde ortogneisz található. E fölött ortogneisz milonit helyezkedik el, mely a nyírás során jelentős ásványos átalakulást és képlékeny deformációt szenvedett extenziós feszültségtérben. Majd azonos nyírási bélyegeket viselő, de ásványtanilag eltérő grafitos gneisz milonit következik. A kőzetoszlop tetejét egy szulfidos ásványtársaságban gazdag grafitos karbonát fillit jellemzi, mely részletes vizsgálat (Árkai, 1991) alapján egy euxin eredetű márga átalakulási terméke. A két felső, grafit („széntartalmú anyag") tartalmú kőzettípus fejlődéstörténetét Raman spektroszkópiás módszer segítségével tártuk fel.

Az üledékes kőzetekben található széntartalmú elegyrész a diagenezis és a metamorfózis során átalakuláson megy keresztül, míg a rendezetlen széntartalmú anyagból teljesen rendezett grafit válik (grafitizáció). A rendezettség mértéke összefüggésben áll a metamorfózis fokával, különös tekintettel a hőmérsékletre (pl. Wopenka, Pasteris, 1993; Yui et al., 1996). Mivel a folyamat erősen irreverzibilis jellegű, a széntartalmú anyag szerkezete nem érzékeny a retrográd metamorfózisra, és elsősorban a PT út mentén elért maximális hőmérséklettől függ (pl. Beyssac et al., 2002; Beyssac et al., 2004; Wiederkehr et al., 2011; Aoya et al., 2010). A Raman spektroszkóp nagy térbeli felbontásának és a rövid akvizíciós idejének köszönhetően lehetővé teszi számos spektrum felvételét, így a minta heterogenitásának meghatározását, ezért ez lehet a legmegfelelőbb módszer a metamorf eredetű széntartalmú elegyrész vizsgálatára. A módszer további előnyei közé tartozik, hogy hagyományos kőzettani csiszolaton végezhető, roncsolásmentes, in-situ mérés így a vizsgált szenes anyag szöveti helyzete a mátrixban ellenőrizhető.

A szenes anyag Raman spektruma elsőrendű (1100-1800 cm^{-1}) és másodrendű (2500-3100 cm^{-1}) tartományból áll (Tunistra, Koening, 1970; Nemanich, Solin, 1979). Az elsőrendű tartományban jelenik meg a grafitra jellemző G-csúcs (1580 cm^{-1}) és három, úgy nevezett hiba csúcs (D1 1350 cm^{-1}, D2 1620 cm^{-1} és D3 1500 cm^{-1}), a másodrendű tartományban további kettő hiba csúcs (S1 2700 cm^{-1} és S2 2900 cm^{-1}) jellemző. A metamorf fok növekedésével a hiba csúcsok egyre keskenyednek és intenzitásuk csökken, miközben a G csúcs egyre intenzívebbé válik. A spektrumok arányszámokkal jellemezhetők, így a csúcs intenzitás hányadossal (R1=D1/G1) és a csúcs terület hányadossal (R2=D1/(G+D1+D2). Ezen paraméterek felhasználásával termométert állított fel Beysacc et al. (2002) 330-650 °C tartományban ±50 °C bizonytalansággal. Rahl et al. (2005) módosította a termométert és 100-700 °C tartományra kalibrálta, majd Ayoa et al. (2010) újabb kalibrációt tett közzé.

A mérések a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén a THERMO DXR típusú Raman mikroszkóppal történtek, zöld (532 nm) lézerforrással, 5 mW energiával, nagy felbontású ráccsal, 50-1861 cm^{-1} spektrális ablakkal. A spektrumokból a számításokhoz szükséges paramétereket a Sigmaplot Peak Fit számítógépes program segítségével határoztuk meg.

A vizsgált terület két grafitos kőzettípusának jellemző Raman spektruma látható az 1. ábrán.



1. ábra

A grafitos karbonát fillit és a grafitos gneisz milonit széntartalmú elegyrészének spektruma szignifikánsan eltér. A D1 csúcs intenzitása a grafitos karbonát fillit esetén némileg nagyobb a G csúcsnál, míg a grafitos gneisz milonit D1 csúcsa sokkal alacsonyabb a G csúcsnál. Továbbá a milonit G csúcsa sokkal keskenyebb, a fillit G csúcsánál, melyen mindkét esetben feltűnő váll (D2 csúcs) van. Különböző szerzők termométereit figyelembe véve a maximum hőmérséklet a grafitos karbotát fillitre 370±50 °C-nak, míg a grafitos gneisz milonitra magasabb, 410±50 °C-nak adódott.

Habár a két litológia jellemző ásványtársasága hasonló, eltérő fejlődésüket a nyilvánvalóan különböző Raman spektrumuk bizonyítja. A grafitos

karbonát fillit és a grafitos gneisz milonit maximális hőmérséklete közötti különbség szignifikáns, mely arra enged következtetni, hogy a litoszféra különböző mélységében metamorfizálódtak. Az Alföld aljzatában az eltérő metamorf fejlődésű kőzettestekből álló blokkok nem példa nélküliek, Mezősas-Furta, Szeghalom vagy Dorozsma területek esetében is hasonlóak a következtetések.

Irodalom

Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., Wallis, S. (2010): Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. J Metamorph Geol. 28/9, 895–914.

Árkai, P. (1991): Kishőmérsékletű regionális metamorfózis. PhD Thesis. Budapest.

Beysacc, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, N. (2002): Raman spectra of carmonaceous material in metasediments: a new geothermometer. J Metamorph Geol. 20, 859-871.

Beyssac, O., Bollinger, L., Avouac, J-P., Goffe, B. (2004): Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. Earth and Planetary Science Letters, 225, 233– 241.

Nemanich, R.J., Solin, S. A. (1979): First- and second-order Raman scattering from finite-size crystals of graphite. Physical Review B. 20, 392–401.

Rahl, J. M., Anderson, K. M., Brandon, M.T., Fassoluas, C. (2005): Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low grade metamorphic rocks: Callibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. Earth ans Planetry Science Letters. 240/2, 339-354.

Tuinstra, F., Koenig, J.L. (1970): Raman spectrum of graphite. Journal of Chemical Physics. 53, 1126–1130.

Yui, T.F., Huang, E., Xu, J. (1996): Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. J Metamorph Geol. 14, 115–124.

Wiederkehr, M., Bousquet, R., Ziemann, M. A., Berger, A., Schmid, S. M. (2011): 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). Int J Earth Sci (Geol Rundsch). Int J Earth Sci (Geol Rundsch). 100/5, 1029–1063.

Wopenka, B., Pasteris, J. D. (1993): Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. American Mineralogist, 78, 533–557.

Olivin-Ringwoodit fázisátalakulás a NWA 5011 L6 típusú kondritban: Kőzettani és Geokémiai megfigyelések

NAGY SZABOLCS, GYOLLAI ILDIKÓ, JÓZSA SÁNDOR

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 6722-Szeged, Egyetem u. 2.
ringwoodite@gmail.com

A ringwoodit az olivin spinell szerkezetű nagynyomású polimorfja. A kéreg kőzeteiben nem fordul elő, mivel képződéséhez a felsőköpeny alsó részén elhelyezkedő ún. átmeneti zóna nyomás és hőmérséklet viszonyai szükségesek. Jelenlétét a nagynyomású kísérletekből, és a meteoritokból ismerjük. A meteoritokban való előfordulása a sokkmetamorfózis hatására lehetséges. Az olivin-ringwoodit átalakulás vizsgálata betekintést enged a Föld köpenyében lezajlódó ásvány-kőzettani folyamatok megismeréséhez, különösképpen is a szubdukálódó lemezek progresszív metamorfózisára, és az átalakulás geokémiai tulajdonságaira.

A NWA 5011 meteoritot 2005-ben találták Marokkóban. A hullás pontos ideje és helye ismeretlen. Teljes tömege néhány kilogrammra tehető, ami mintegy 3000 db kisebb fragmentumra esett szét. A sokkmetamorf osztályozás alapján a legerősebben sokkolt szintbe sorolható (S6), a mállottság vonatkozásában pedig a közepes szintbe tehető (W3). Típusát tekintve L6 kondrit. Modális összetételében az alábbi ásványoknak van jelentősége: ortopiroxén, klinopiroxén, olivin, plagioklász (főleg maszkelinit formájában), troilit, opak ásványok (magnetit, ilmenit). Jelentősebb akcesszórikus ásvány a krómit.

A kőzetből 2 vékonycsiszolat készült, az egyik optikai vizsgálat céljaira, a másik pedig műszeres vizsgálatokra. A kémiai vizsgálatokat egy FEI Quanta 3D pásztázó elektron mikroszkóppal végeztük az Eötvös Loránd Tudományegyetem Anyagfizikai Tanszékén, a szerkezetvizsgálatokat pedig egy Renishaw RM2000 raman lézer spektrométerrel végeztük a Központi Fizikai Kutatóintézet Lézeralkalmazási osztályán. A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok és a szerkezetvizsgálatok céljaira kijelölt helyeket, valamint a szöveti jellegeket egy Nikon Eclipse LV100POL optikai mikroszkóppal végeztük.

A NWA 5011 meteorit egy igen erősen sokkolt minta. Az ütközés hatására a meteorit eredeti ásványai (olivin, piroxén, plagioklász, krómit) a nagy nyomás és hőmérséklet hatására átalakultak azok nagynyomású változataiba (Binns, 1970). Ez az átalakulás azonban nem terjed ki az egész kőzettestre, hanem csak azokban a kitüntetett sávokban figyelhető meg ahol ún. sokk erek alakultak ki. A kőzet rengeteg vékonyabb és vastagabb sokk eret tartalmaz, amelyek a sokkmetamorf folyamatok során a fő ásványátalakulási zónák lettek. Valószínű, hogy a sokk erek nagy gyakorisága visszatükrözi az eredeti kőzet sűrű repedezettségét és porozitását. A sokk erekben az átalakulás elsősorban az extrém magas hőmérséklet miatt következhetett be – természetesen nagy nyomáson – ugyanis az átalakulások alig, vagy pedig egyáltalán nem figyelhetőek meg a sokk erektől távolodva. Ez azt jelenti, hogy a szükséges aktiválási energia (270kJ/mól) a sokk erekben és azok közvetlen közelében volt elég magas ahhoz, hogy a fázisátalakulások végbemehessenek. A sokk erek lefutása teljesen szabálytalan jelleget mutat. Vastagságuk széles intervallumban változik, a pár mikrométeres szélességtől a pár milliméteres szélességig. A sokk ereken kívül a NWA 5011 meteoritban megfigyelhetőek ún. olvadék csomagocskák is, amelyek valószínűleg helyi hatásra, legvalószínűbb hogy a földpátok megolvadásával jöhettek létre. A földpát az extrém nagy nyomás hatására azonnal megolvadhat, és így lokális olvadékot alkothat. Ezek az olvadék csomagok a csiszolat metszetében több helyen is előfordulnak.

A sokk erek szöveti megjelenését tekintve két alapvető komponensre oszthatjuk. Az egyik szöveti elem az ún. mátrix anyag, amely mikrométeres méretű szemcsékből áll, olvadékból visszakristályosodott anyag, és leggyakrabban szabályos rendszerű gránát szerkezetet mutat a mikro-raman vizsgálatok alapján. Ez az eredeti piroxén nagynyomású átalakulási terméke a majorit. Az erek mátrixában azonban ez a majorit nem „tiszta" majorit (kb. 40% a majorit komponens a gránátban), hanem pirop komponenst is tartalmaz mivel jelentősebb az Al-tartalma mint a klasztokban képződött majorit esetében. A klasztokban megmaradt piroxén nem szabályos gránáttá, hanem tetragonális változattá alakult, ezért anizotróp optikai jellegű. A sokk erek másik szöveti eleme az olvadás nélkül átalakult klasztok szabálytalan rendszere. Ezekben a klasztokban az eredeti szöveti jelleg teljes

mértékben megmaradt, azonban a klasztban helyet foglaló eredeti kisnyomású ásványokat azok nagynyomású változatai helyettesíthetik. A mikroszkópban legkönnyebben megfigyelhető átalakulás az olivin esetében történt meg. Az olivin, ringwooditté alakult, amelyek közül a halvány-kékes, ill. sötét-kék színű változatok egyértelműen megfigyelhetőek az erekben és azok közvetlen környezetében. A színtelen változatok is könnyen megfigyelhetőek, hiszen keresztezett nikolok között ezek a szemcsék is izotrópok ugyanúgy, mint a kékes árnyalatúak. A ringwoodit aggregátumok nagyfelbontás használatával föltárják szöveti jellegzetességeiket. Az eredeti olivin szemcse alakja teljes mértékben megmarad, a ringwoodit szemcsék pedig az adott metszetet teljes mértékben beborítják. Az egyedi szemcsék mérete pár mikrométer, sok helyen az egyensúlyi kristályosodás 3-as pontja is jól látszódik. Az egyedi szemcséket rendkívül vékony, pár nanométeres vastagságú szemcsehatár jellemzi. A ringwoodit aggregátumon belül az egyedi szemcsék színe is változhat. Általános tendencia hogy a nagyobb szemcsék színtelenebbek, a kisebb szemcsék a méret csökkenésével egyre inkább kékes árnyalatúak. Ez a színváltozás azonban teljesen független a mért kémiai összetételtől.

A sokk erektől távolodva néhány esetben megfigyelhető egy ritka olivin-ringwoodit átalakulási jelenség is, mégpedig a ringwooditnak lamellákban való megjelenése az olivinben. Ezt a jelenséget először Ming Chen és munkatársai írták le természetes mintából a Sixiangkou meteoritból (Chen et al., 2004). Ezek a lamellák nagyon hasonlóak megjelenésükben a szételegyedéses lamellákhoz, azonban a mikro-raman vizsgálatok igazolták, hogy ezek a lamellák spinell szerkezetűek. Ezen lamellák kristálytani orientációinak meghatározása jelenleg is folyamatban van. A lamellák vastagsága változó 0,5-4 μm közötti. Kémiai vizsgálataink kimutatták, hogy a lamellák némi vas többletet jeleznek,maximum 5t%-ban, a lamellákat befogadó gazda olivin szemcse kémiai összetételéhez képest (1. ábra).



1. ábra Nagyfelbontású SEM-BSE kép ringwoodit lamellákról (világosszürke felhős megjelenés) olivinben a NWA 5011 meteoritból.

A lamellák és a gazda szemcse érintkezési zónájában (interface) azonban vashiány, illetve magnézium többlet mutatható ki. Ez a jelenség valószínűleg a diffúzió által ellenőrzött átalakulásnak a következménye, amely az egyik lehetséges átalakulási mechanizmus az olivin-ringwoodit fázisátalakulás rendszerében (Kerschoffer et al., 2000). Az olivinben megfigyelt ringwoodit lamellák pedig egyértelműen bizonyítják, hogy a szubdukciós zónában egyre mélyebbre bukó lemezekben a növekvő nyomásnak és hőmérsékletnek köszönhetően az olivinben megjelenő deformációkhoz kötődő fázis átalakulás zajlódik le, a teljes olivinszemcse átalakulása nélkül.

Irodalom

Binns, R.A. (1970): (MgFe)2SiO4 spinel in a meteorite. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 3, 156-160.

Chen, M., El Goresy, A., Gillet, P. (2004): Ringwoodite lamellae in olivine: Clues to olivine-ringwoodite phase transition mechanisms in shocked meteorites and subducting slabs. PNAS, 101, no. 42, 15033-15037.

Kerschoffer, L., Rubie, D.C., Sharp, T.G., McConnell, J.D.C., Dupas-Bruzek, C. (2000): Kinetics of intracrystalline olivine-ringwoodite transformation. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 121, 59-76.

Vörösagyagos rendzina talajok vizsgálata (Aggteleki-karszt, Magyarország)

NYILAS T., CZIRBUS N., KISS K., HETÉNYI M.

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
nyilas@gmail.com

Az utóbbi évtizedben a talajok agrokémiai vizsgálata mellett a talaj geokémiai szempontból történő jellemzése is egyre inkább előtérbe került. A talajok szerves- és szervetlen geokémiájának ismerete megalapozza a különböző talajkémiai folyamatok tanulmányozását, lehetővé teszi geokémiai határvonalak kijelölését. A talajban és a recens üledékekben lévő anyagok adszorpciós sajátságai (talaj puffer-képessége) meghatározzák a szervetlen és szerves szennyeződések mobilitását, és így hatással vannak a felszíni és felszín alatti vizek minőségére. A talaj szerves anyaga hatással van a kőzetek mállására és befolyásolja magát a talajképződési folyamatot is. Ezeket a folyamatokat a szerves anyagok eltérő stabilitású csoportjai különböző mértékben befolyásolják.

Jelen munka egy nagyobb projekt keretein belül készült, amelyben Magyarország főbb talajtípusainak geokémiai jellemzését vállaltuk. Munkánk célja az Aggteleki-karsztról származó vörösagyagos rendzina talajok és vörösagyagos rendzina talajok lejtőhordalékának szervetlen- és szerves-geokémiai jellemzése, az elemeloszlás vizsgálata a talajprofilban, az éghajlati tényezők hatásának vizsgálata a mállási folyamatokra és a szerves anyag jellemzése Rock-Eval pirolízissel.

A talaj fő ásványos összetétele a talajképződés során érvényesülő melegebb szubtrópusi és mérsékelt övi éghajlati hatásokat egyaránt jelzi. A melegebb, nedvesebb klimatikus körülményeket jól mutatja, hogy a trópusi talajok és az általunk vizsgált vörösagyag kaolinit tartalmának mélység szerinti lefutása megegyezik és a talaj vörös színét adó hematit tartalma is jelentős. A talaj mélyebb szintjeiben a kaolinit mellett vermikulit és szmektit is megjelenik, amelynek mennyiségéből arra következtethetünk, hogy a magnézium nemcsak a dolomitból, hanem Fe-Mg-szilikátból is származhat, így magyarázható a nagy mennyiségű hematit vas tartalmának is az eredete. A magyarországi normákhoz képest nagyobb Cu-, Zn- és Pb-tartalom jellemző a teljes szelvényekre, ami valószínűleg nem antropogén szennyezés, hanem a területre jellemző ércesedés következtében jelenik meg. A Rock-Eval pirolízissel kapott geokémiai alapadatok a talaj szerves anyagának mélység szerinti általános evolúciós trendjének felelnek meg és a növényi anyag transzformációjának korai szakaszát mutatják. A szervetlen geokémiai eredmények alapján már a talajképző anyag is egy hosszú, több szakaszból álló mállási folyamat eredménye, amely mállási folyamatok egymástól rendkívül eltérő mikrokörnyezetekben játszódtak le. A geokémiai vizsgálatok komplex értékelésének eredményei arra utalnak, hogy a talajosodás jelei a szelvény felső 40 cm-es rétegében jelentkeznek, és a lejtőn való lehordódás során nem történt komolyabb mértékű áthalmozódás.

Kutatásainkat a K 81181 sz. OTKA projekt támogatásával végeztük.

Három szlovákiai vár építő- és díszítőkőzeteinek földtana – összehasonlítás

PAPP IRÉN AMÁLIA

Eszterházy Károly Főiskola, 3300 Eger, Eszterházy tér 1.
papp88iren@gmail.com

A szerző dolgozatában három a 13. században épült szlovákiai várat vizsgált. A Nógrád megyei Divény (Divín), a Zemplén megyei Barkó (Brekov) és a Trencsén megyei Zsolnalitva (Lietava) várát. A szerző célja e várak építő-és díszítőkőzeteinek petrográfiai vizsgálata, valamint a meghatározott kőzetek lehetséges bánya helyeinek felkutatása volt. Makroszkópos és mikroszkópos vizsgálatok során a következő kőzeteket mutatta ki az egyes várakban: Divény esetében a leggyakoribb építőkőzet a kisfokú metamorf lemezes mészkő, melynek lehetséges bánya helye a településtől DNy-ra 1 km-re fekvő bánya. Ezen kívül nagy mennyiségben található itt triász időszaki mészkő, jura időszaki mészkő, valamint tégla. A várfalon későbbi hozzáépítés nyoma fedezhető fel. Barkó várát a legnagyobb arányban perm időszaki mészkő építi fel, ennek származási helye a vártól alig 1 km-re DNy-ra fekvő bánya. Jelentős mennyiségben található ezen kívül lemezes homokkő, forrásmészkő és tégla. A várban egy helyen figyelhető meg, hogy az építkezés több szakaszban zajlott. Zsolnalitva fő építő kőzete a mészkő konglomerátum, melynek valószínű származási helye a várnak otthont adó kőszirt, valamint a településtől 200 m-re DK-re fekvő bánya. Jelentős mennyiségben található még lemezes csillámos homokkő, kvarc homokkő, forrásmészkő és tégla. A várat három szakaszban építették fel. Az első és a harmadik szakasz kőanyaga teljesen megegyező. A második szakasz csak a kvarchomokkő kis mennyiségű megjelenésében tér el a többitől. A szerző csak Zsolnalitva esetében talált díszítőkőzetet, riolittufát. A történelmi adatok és vizsgálati eredmények alapján megállapítható, hogy a várak fő építő anyagául szolgáló kőzetet minden esetben a településen működő bánya szolgáltatta. A jelentős mennyiségben előforduló kőzeteket, az adott vármegye területén belül található bányákból szerezték be. Az egy-két példányszámban megtalálható kőzetek pedig a szomszédos megyék bányái adták.

Irodalom

Gerő L. (1955): Magyarországi várépítészet – vázlat a magyar a várépítés fejezeteiről. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 511 p.
Kubovics I. (1992): Kőzetmikroszkópia II. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 391 p.
Schafarzik F. (1904): A magyar korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 416 p.

A bakonyi és gerecsei karni (késő-triász) medence őskörnyezeti rekonstrukciója ásványtani és geokémiai vizsgálatok alapján

RAUCSIK BÉLA, ROSTÁSI ÁGNES

Pécsi Tudományegyetem, Földtani Tanszék, 6724 Pécs, Ifjúság útja 6.
raucsik.bela@gmail.com

A késő-triász éghajlatát a trópusi övben uralkodóan száraz viszonyok jellemezték és ún. megamonszun helyzet alakult ki (Kutzbach, Gallimore, 1994). A kiterjedt száraz és forró éghajlat bizonyítékai az evaporitok (Argo Salt, Gipskeuper, Dudgeon Halite) és a nagy vastagságú dolomitosodott platformkarbonátok (Cassiani Dolomit, Schlern Dolomit). A kora-karni végén a Ny-Tethys sekélytengeri környezetében a karbonátplatformok növekedését jelentős mennyiségő durva sziliciklasztos törmelék beáramlása szakította meg, míg a kontinentális Germán-medencében folyóvízi üledékek (Schilfsandstein, Ardeni Homokkő; Kozur, Bachmann, 2010) települtek a Keuper agyagkövekből és evaporitokból álló rétegsorába. A Déli-Alpok és a Germán-medence rétegsoraiban a megnövekedett csapadékmennyiséget jelző rétegek kapcsán bevezették a „Carnian Pluvial Event" (CPE) fogalmát (Simms, Ruffell, 1989). Emellett CPE néven dokumentálták a platformpusztulást követő kihalási eseményt. A jelenleg elfogadott nézet szerint az események hátterében a kora-karni végén bekövetkezett drasztikus éghajlatváltozás állhatott, bár a kiváltó okokról nincs egyetértés a téma kutatói között (Hornung, Brandner, 2005; Keim et al., 2006).

Munkánk során a CPE-vel egykorú, balaton-felvidéki és gerecsei felső-triász kevert, karbonátos/sziliciklasztos rétegsorainak (Veszprémi Márga Formáció, VMF; Sándorhegyi Formáció, SF) részletes ásványtani (XRD) és geokémiai (XRF, ICP-MS) vizsgálatát végeztük el abból a célból, hogy pontosítsuk a képződményegyüttes genetikáját. A kutatáshoz a Mencshely Met–1, a Balatonfüred Bfü–1, a Veszprém V–1 és a Zsámbék Zs–14 mélyfúrás 297 darab magmintáját használtuk fel.

A vizsgált szelvények két csoportra különíthetőek el az agyagásvány-társulásuk alapján:

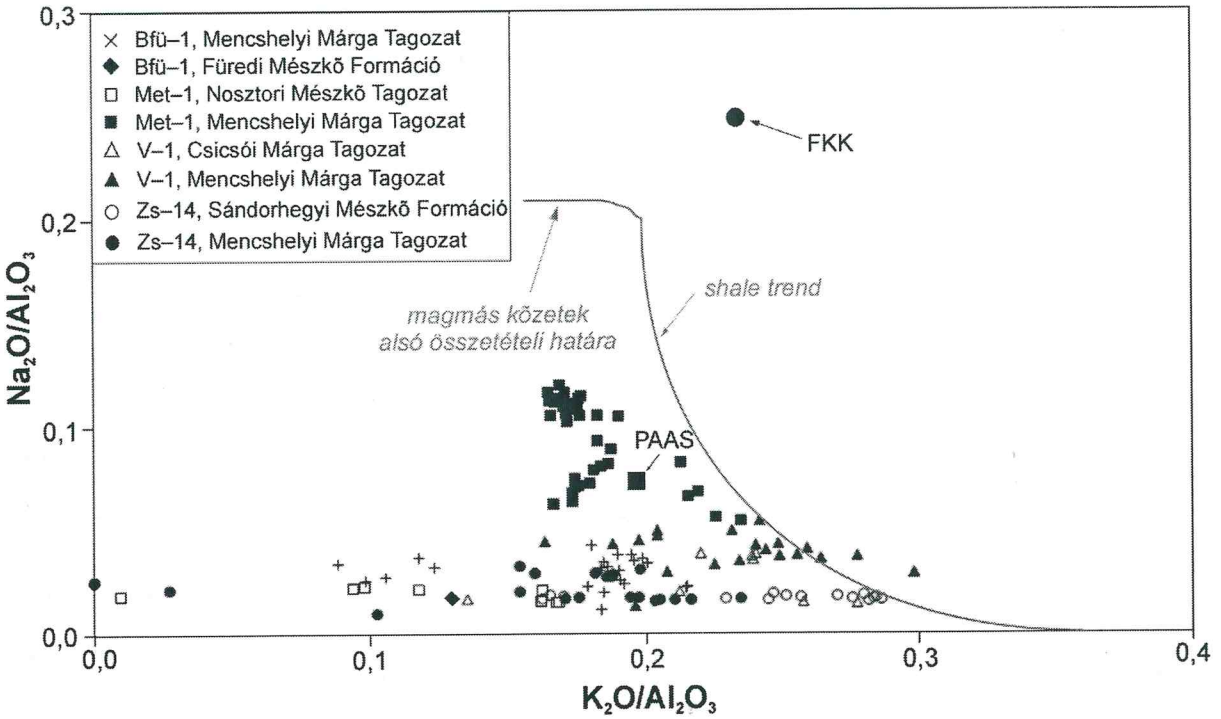
1. Zs–14 fúrás: illit, kevert-szerkezetű illit/szmektit (IS), kaolinit társulás 40–50%-os szmektit-hányadú, R=0-1 átmeneti típusú IS-tel;
2. Bfü–1, Met–1 és V–1 fúrás: IS, illit, klorit, kaolinit társulás 60–70%-os szmektit-hányadú, R=0 típusú IS-tel.

Az IS jellegei a vizsgált szelvények kismértékű és a zsámbéki medencerész kissé intenzívebb diagenetikus felfűtését jelzik. A kőzettípusok és az agyagásvány tartalom között összefüggés ismerhető fel; a karbonátos kifejlődésű szakaszokon gyakori a feltehetően szmektitként lerakódott, majd átalakult IS dúsulása, amely részben a különböző forrásterületekről beszállított, szezonális éghajlat mellett kialakult mállástermékekből, részben távoli vulkáni területek intermedier-bázikus vulkáni kőzeteinek mállott és áthalmozott anyagából képződhettek a betemetődéses illitesedés során. A dominánsan márgát tartalmazó rétegekben megnövekedett illit és klorit tartalom a felső kontinentális kéreg mérsékelten mállott kőzeteinek intenzív fizikai erózióját valószínűsíti.

A vizsgált rétegsorok fő- és nyomelem-geokémiai jellegei alapján a következő megállapítások tehetők:

1. A VMF és a SF összetétele karbonáttal „felhígított" átlagos shale-nek felel meg;
2. Az egykori lerakódási környezet redox viszonyai és bioproduktivitása ingadozást mutatnak.
3. A VMF balaton-felvidéki szelvényei esetében a vizsgált elemek Al-mal normált hányadosai általában változó mértékben, de szignifikáns dúsulást mutatnak, ami időszakosan és változó mértékben emelkedett bioproduktivitást jelez, ami csökkent oxigénellátottságú aljzatviszonyokat hozott létre.
4. Ezzel szemben a zsámbéki-medencében ugyanezen elemarányok azt jelzik, hogy a SF képződési idejére megszűnő euxin aljzatviszonyok feltételezhetők, ugyanakkor az emelkedett bioproduktivitás nem, vagy csak alárendelt szerepet játszott a zsámbéki VMF kialakulása idején.
5. Mindezen jellegek összhangban vannak a rétegsorok alfa-index értékeinek alakulásával, ami a bioproduktivitás és a paleomállás intenzitása növekedésének alakításában közös faktor feltételezését teszi lehetővé.
6. A Mencshely Met–1 fúrásban (különösen a ~250 méteres mélységtartományban) a ΣRFF-tartalom növekedése, a szignifikáns nyomelem (Zr, Hf, Y, U, Ta, Nd) dúsulás, az alkáliák eloszlásának jellegei (1. ábra), továbbá az ásványos összetételben azonosított, a többi mintához viszonyítva jelentős mennyiségű albit jelenléte alapján vulkáni anyag hozzájárulás nyomai feltételezhetőek.

A munka az MTA Bolyai János Kutatói Ösztöndíja (RB), valamint a Pécsi Tudományegyetem Alapítvány (RB) támogatásával valósult meg.



1. ábra A Veszprémi Márga Formáció és a Sándorhegyi Formáció mintáinak összehasonlítása a Na_2O/Al_2O_3–K_2O/Al_2O_3 diagram (Garrels, MacKenzie, 1972) alapján. Rövidítések: Bfü-1: Balatonfüred-1; Met-1: Mencshely-1; V-1: Veszprém-1; Zs-14: Zsámbék-14; FKK: felső kontinentális kéreg (McLennan, 2001); PAAS: Post-Archaean Average Shale (McLennan, 2001).

Irodalom

Garrels, R.M., MacKenzie, F.T. (1972): A quantitative model for the sedimentary rock cycle. Marine Chemistry, 1/1, 27–41.

Hornung, T., Brandner, R. (2005): Biostratigraphy of the Reingraben Turnover (Hallstatt Facies Belt): local black shale events controlled by the regional tectonics, climatic change and plate tectonics. Facies, 51, 460–479.

Keim, L., Spötl, C., Brandner, R. (2006): The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basinal perspective (Dolomites, Southern Alps). Sedimentology, 53/2, 361–386.

Kozur, H.W., Bachmann, G.H. (2010): The Middle Carnian Wet Intermezzo of the Stuttgart Formation (Schilfsandstein), Germanic Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 290/1–4, 107–119.

Kutzbach, J., Gallimore, R. (1994): Pangean climates; megamonsoons of a megacontinent. Journal of Geophysical Research, D, Atmospheres, 94/3, 3341–3357.

McLennan, S.M. (2001): Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2, 2000GC000109, 24.

Simms, M.J., Ruffell, A.H. 1989: Synchroneity of climatic change in the late Triassic. Geology, 17, 265–268.

Köpenyheterogenitás és alkáli bazaltok: új geokémai és kőzettani eredmények a persányi-hegységi bazaltokról

SÁGI TAMÁS, HARANGI SZABOLCS

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Kőzettan-Geokémiai Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
cseregle@gmail.com

Egyre inkább elterjedt módszer a vulkanológiában, hogy az egyes kőzeteket egy integrált ásványkémiai-petrográfiai kutatás során ismerjük meg, a kézipéldánytól a mikrométeres ásványszemcsékig. Bazaltos rendszer esetén egy ilyen kutatás elsősorban az ún. likvidusz fázisokra (először kikristályosodó ásványok) koncentrál (Allan et al., 1988; Arai, 1994; Dick, Bullen, 1984; Irvine, 1965, 1967; Jurewitz, Watson, 1988; Roeder, 1994; Roeder, Emslie, 1970; Roeder, Reynolds, 1991; Smith, Leeman, 2005; Stormer, 1973; Thy, 1983, 1995). Ilyen alkotók az olivin és annak spinellzárványai.

Az így nyert adatok segítségével megérthetjük, hol és miért képződött az a magma, ami a felszínre törve kis salakkúpokat hozott létre, a bazalt által hordozott információ tehát segít jobb képet alkotni a terület alatt elhelyezkedő felsőköpenyről, megismerhetjük annak kőzettani és geokémiai jellemzőit, az olvadás mikéntjét és mértékét, potenciális hőmérsékletét (Falloon et al., 2007; Ford et al., 1983; Green, Falloon, 2005; Herzberg at al., 2007; Herzberg, Asimow, 2008; Putirka et al., 2007; Putirka, 2005, 2008), valamint akár a vulkanizmus geodinamikai kapcsolatait is (Kamenetsky et al., 2001; Niu, 2008; Pilet et al., 2008; Sobolev et al., 2007). Természetesen, hogy minél jobb képet alkothassunk olyan üde, mállásmentes bazaltra van szükségünk, ami nem, vagy alig esett át frakcionáción, tehát nem pihent meg egy magmakamrában. A Kárpát-Pannon Régióban számos olyan alkáli bazaltelőfordulást ismerünk, melyek e kritériumoknak megfelelnek. Kutatásuk hosszú időre nyúlik vissza, azonban a fent említett módszerek segítségével teljesen új információkat is nyerhetünk belőlük. Egy ilyen kutatásra választottuk ki a térség egyik legfiatalabb bazaltjait.

A Persányi-hegységben egy 22*8 km-es területen számos monogenetikus alkálibazalt vulkán található. A vulkanizmus a pleisztocén során két, időben jól elkülöníthető fázisban zajlott, az idősebb képződmények (Rákos - Mátéfalva) mintegy 1.2, a fiatalabbak (Berek - Gruiu) csupán 0.6 millió évesek, ezzel az egész Kárpát-Pannon Régió legfiatalabb bazaltjai közé tartoznak. A kutatás során a két kitörési fázis két-két képződményét mintáztuk meg, amennyiben lehetséges volt, lávakőzetet és salakos mintákat is gyűjtöttünk. A lávakőzetek petrográfiailag nagyon hasonló olivinbazaltok és a salakokban is az olivin az uralkodó (gyakorlatilag egyedüli) fenokristály. A kőzetek üdeségét és a szülőmagmához való közelségét a petrográfiai megfigyelések mellett geokémiaiak is megerősítik, olivin-felfűtésen alapuló számítások alapján mintegy 5 nap alatt érték el a felszínt.

A kőzetek - nyomelem adataik alapján - nagyon alacsony, legfeljebb 1-2 %-os parciális olvadás során keletkeztek a felsőköpenyban, a spinell stabilitási mezejében. A nyomelemekkel szemben sokkal nagyobb változatosságot mutatnak az olivinek spinellzárványai. A 84 mol % forszteritnél magnéziumgazdagabb olivinek zárványai alapján a Berek – Gruiu és a Rákos – Mátéfalva lelőhelyek köpenyforrásuk összetétele alapján is elkülönülnek, tehát az alig fél millió év különbséggel zajló két vulkáni tevékenység más-más összetételű köpenyt mintázott meg, mindezt 10-15 km-en belül! A nagy változatosság lehetséges oka a köpeny kis léptékű heterogenitása, esetlegesen kisebb, piroxenittartalmú domének létezése.

A köpeny potenciális hőmérsékletére végzett számítások alapján a térség felsőköpenye átlagos értékekkel rendelkezik, a részleges olvadás legvalószínűbb oka a kéreg elvékonyodása lehetett.

Irodalom

Allan, J.F., Sack, R.O., Batiza, R. (1988): Cr-rich spinels as petrogenetic indicators: MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, eastern Pacific. American Mineralogist, 73, 741-753.

Arai, S. (1994): Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59, 279-293.

Dick, H.J.B., Bullen, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86, 54-76.

Irvine, T.N. (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part 1: theory. Canadian Journal of Earth Sciences, 2, 648-672.

Irvine, T.N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator, part 2: petrologic applications. Canadian Journal of Earth Sciences, 4, 71-103.

Jurewicz, A.J.G., Watson, B. (1988): Cations in olivine, Part 1: Calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99, 176-185.

Smith, D.R., Leeman, W.P. (2005): Chromian spinel-olivine phase chemistry and the origin of primitive basalts of the southern Washington Cascades. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 140/1-3, 49-66.

Stormer JR., J.C. (1973): Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37, 1815-1821.

Roeder, P.L. (1994): Chromite: from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake. The Canadian Mineralogist, 32, 729-746.
Roeder, P.L., Emslie, R.F. (1970): Olivine-liquid equilibrium. Contributions to Mineralogy and Petrology 19, 275–289.
Roeder, P.L., Reynolds, I. (1991): Crystallisation of chromite and chromium solubility in basaltic melts. Journal of Petrology 32, 909–934.
Thy, P. (1983): Spinel minerals in transitional and alkali basaltic glasses from Iceland. Contributions to Mineralogy and Petrology 83, 141–149.
Thy, P. (1995): Low-pressure experimental constraints on the evolution of komatiites, Journal of Petroogy, 36, 1529–1548.
Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., Ariskin, A., Green, D.H., Ford, C.E. (2007): The application of olivine geothermometry to infer crystallization temperatures of parental liquids: Implications for the temperature of MORB magmas. Chemical Geology, 241/3-4, 207-233.
Ford, C.E., Russell, D.G., Craven, J.A., Fisk, M.R. (1983): Olivine-liquid equilibria: Temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe2+, Ca and Mn. Journal of Petrology, 24/3, 256-265.
Green, D.H., Falloon, T.J. (2005): Primary magmas at mid-ocean ridges, "hotspots", and other intraplate settings: Constraints on mantle potential temperature. - In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.) Special Paper 388: Plates, Plumes and Paradigms. The Geological Society of America, 217-247.
Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y., Lesher, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J., Saunders, A.D. (2007): Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 8/2.
Herzberg, C., Asimow, P. D. (2008): Petrology of some Oceanic Island Basalts: PRIMELT2.XLS software for Primary Magma Calculation. – Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8.
Putirka, K.D. (2005): Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: evidence for thermally driven mantle plumes. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6/Q05L08,
Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F.J., Jackson, M.G. (2007): Ambient and excess mantle
temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. Chemical Geology, 241/3-4, 177-206.
Putirka, K.D. (2008): Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection. Geology, 36/4, 283-286.
Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S. (2001): Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. Journal of Petrology, 42/4, 655-671.
Niu, Y. (2008): The Origin of Alkalkine Lavas. Science, 320, 883-884.
Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S-L.,
Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S.,
Kerr, A.C., Krivolutskaya, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M., Teklay, M. (2007): The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. Science, 316, 412-417.
Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E. M. (2008): Metasomatized Lithosphere and the Origin of Alkaline Lavas. Chemical Geology, 241/3-4, 177-206

Raman spektroszkópia, fluoreszcencia és a heterogén bezáródás, avagy a jó, a rossz és a csúf

SCHUBERT FÉLIX

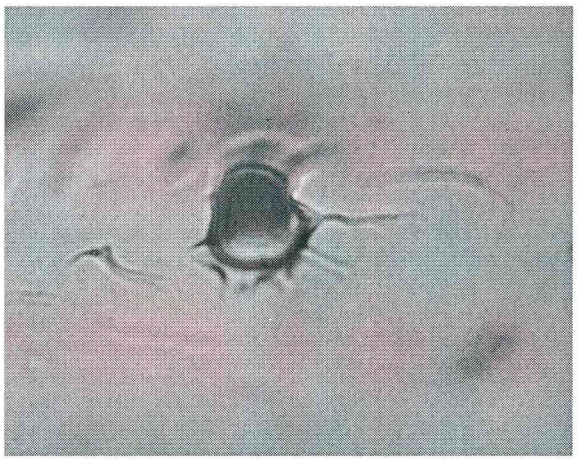
Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2-6.
schubert@geo.u-szeged.hu

A fluidumzárványok, mint az egykori migrációs események maradványai közvetlen információkat szolgáltathatnak az áramlásban részt vett fluidumok kémiai és fizikai állapotáról, esetleg az ezekben bekövetkezett változásokról. Az elmúlt évtizedben a Raman spektroszkópia a zárványokban csapdázódott fluidumok összetételének vizsgálatában általánosan elterjedt és alkalmazott módszerré vált. Ez idő alatt számos hardware ill. software alapú eljárás született a Raman spektroszkópia alkalmazását leginkább hátráltató jelenség, a fluoreszcencia kiküszöbölésére. Különös problémát okoz az olyan fluidumok vizsgálata, amelyek maguk is fluoreszkálnak. Ez utóbbi csoportba tartozik a legtöbb kőolaj-tartalmú fluidum, amelyek olajzárványok formájában alapvető információkat szolgáltathatnak egy szénhidrogén rezervoár feltöltődésének megismerése során.

Az olajzárványokban tapasztalható fluoreszcencia - ami nagyban segíti petrográfiai azonosításukat - elsősorban az aromás/poliaromás vegyületek koncentrációjának, ill. ezek és a normál alkánok arányának függvénye. Mivel az aromás vegyületek - kisebb-nagyobb mennyiségben - a természetes kőolajok szinte minden típusában előfordulnak, ezért ezek Raman spektroszkópos vizsgálata - a látható fény tartományában üzemelő lézerek gerjesztette fluoreszcencia révén - nehezen vagy (leggyakrabban) nem kivitelezhető. Rendhagyó módon a kelet-magyarországi Szeghalom-dóm (K-Magyarország) egyes kondenzátum típusú, könnyű kőolajait csapdázott fluidumzárványok fő alkotói azonban eredményesen meghatározhatóak voltak Raman spektroszkópia alkalmazásával. A fluidumzárvány-együttesek tagjai noha petrográfiailag egyidősnek bizonyulnak, eltérő fluoreszcens viselkedést mutatnak. A vizsgált elsődleges genetikájú, víztiszta kvarc kristályokban csapdázódott szénhidrogén-domináns fluidumzárványok gyakran a 0,5 mm-t is elérő hosszúságúak, míg a velük egyidős vizes zárványok mérete és száma lényegesen kisebb.

A szénhidrogén-domináns zárványokban a folyadék és gőz fázisok térfogatarányai (φ_{Vap}) – ugyanazon együttesen belül is – szélsőségesen változóak. Ez utóbbi megfigyelés felveti annak lehetőségét, hogy a bezáródáskor a repedésrendszert heterogén állapotú fluidum töltötte ki. Ugyanakkor az egyes zárványokon megjelenő jellegzetes formák (1. ábra) felvetik a lefűződés (necking-down) szerepét a változatos φ_{Vap} értékeket mutató zárványegyüttes létrejöttében (Goldstein, Reynolds, 1994).

Az előadásban az egyazon fluidumzárvány-együttesen belül jelentkező, eltérő fluoreszcens viselkedésű szénhidrogén-zárványok kialakulásának egy lehetséges mechanizmusát, ill. a bezáródáskori és azt követő állapotok és átalakulások vizsgálatának eredményeit vázolom.



1. ábra Lefűződésre utaló maradványcsatornák kvarc kristályban csapdázódott kondenzátum zárványon (Szeghalom-180. fúrás).

Irodalom

Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. . SEPM Short Course, vol. 31. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa. 199 pp.

Allokémikus folyamatok hatása a Mórágyi Gránit tároló tulajdonságaira

SKULTÉTI Á., KAMERA R., M. TÓTH T.

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
skulteti.agi@gmail.com

A napjainkban egyre nagyobb mennyiségben keletkező radioaktív hulladékok biztonságos elhelyezése speciális körülményeket igényel. Megfelelő befogadó lehet olyan kellően alacsony áteresztő képességű kőzet, melyben az advektív vízáramlás alapvetően kizárható (Ormai, 2004). Az elmúlt 20-30 évben számos ország (Finnország, Svédország, Norvégia) tapasztalata azt mutatja, hogy kellően nagy kiterjedésű gránittestekben elfogadható feltételeket lehet találni.

Magyarországon a Mecsek hegység délkeleti részén elhelyezkedő Mórágyi Gránit Formáció granitoid kőzeteit találták megfelelőnek a kis és közepes radioaktivitású hulladéklerakó kialakítására. Ezen képződmények környezetföldtani kutatása kiemelkedő fontosságú a tároló hosszú távú viselkedésének megértése szempontjából.

Munkánk során a Bátaapáti kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéktárolónak helyet adó Mórágyi Gránit Formáció képződményeit vizsgáltuk. Célunk, hogy a repedezett gránit képződményben a fluidum-kőzet kölcsönhatás eredményeként végbemenő metaszomatikus folyamatok vizsgálatával képet kapjunk arról, hogy ezen folyamatok miként befolyásolják a befogadó képződmény radioaktív hulladékok tárolása szempontjából lényeges tulajdonságait.

A Mórágyi Gránit Formáció képződményeit a magmás kristályosodást követően változó intenzitású regionális metamorfózis érte (Király, Koroknai, 2004). A teljes kőzetdeformációban a képlékeny szerkezetalakulásokat követően meghatározó jelentőségűek voltak a rideg, töréses deformációs események is. A Mórágyi Gránit Formáció paleozoos képződményeire a képződésük óta hidrotermális folyamatok hatottak és a törések, repedések szabad áramlási lehetőséget biztosítottak a hidrotermális oldatoknak. (Kovács-Pálffy, Földvári, 2004). Így a fluidumok a mellékkőzettel kölcsönhatásba lépve ásványtanilag és geokémiailag átalakítják, metaszomatizálják azt, aminek következtében a kőzetben elem mobilizációs folyamatok mennek végbe.

A vizsgálatainkhoz felhasznált minták begyűjtése a Bátaapáti kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezése céljából kialakított Keleti-lejtaknából történt.

Vizsgálataink során elsőként a képződmény szerkezeti viszonyainak megismerése céljából elkészítettük a mintázott vágatfal törésmodelljét a RepSim szoftver segítségével (M. Tóth et al., 2006). Ezt követően a mellékkőzet, illetve az erek makroszkópos leírására, és polarizációs mikroszkópi jellemzésére került sor. A mellékkőzet fő-, és nyomelem-összetételét mikrofluoreszcens spektrofotométerrel (XRF) határoztuk meg. Az elem mobilizációs folyamatokat az izokon módszer alkalmazásával értelmeztük, az elemzés során a Geoiso szoftvert (Gresens, 1967; Grant, 1986; Coelho, 2006) használtuk. Az adott T-Xi térben létrejövő mállási zónák modellezésére a Domino/Theriak programot (de Capitani, 1994) alkalmaztuk.

Megállapítható, hogy a gránit töréseinek jelentős része (~90%) összefüggő, kommunikáló rendszert alkot. A gránitban főként kalcit, dolomit és kvarc, illetve limonit által kitöltött repedések, repedésrendszerek jelennek meg. Előfordulnak egy-, illetve többgenerációs, nyitott- és zárt, méretüket tekintve mm-es, valamint akár több cm-es telérek is. A Bons (2000)-féle növekedési morfológiát figyelembe véve elkülöníthető szintaxiális és antitaxiális jelleg az érkitöltő ásványfázisok növekedésében, valamint kaotikus növekedési szövet, mely egyik Bons (2000)-féle növekedési morfológiának sem feleltethető meg.

A makroszkópos és mikroszkópos vizsgálatok eredményeként a vizsgált gránitminták két csoportra oszthatók, elkülöníthetők olyan minták, melyek mellékkőzetében a mafikus és felzikus alkotók (biotit, amfibol, földpát) az ér mentén erőteljes metaszomatikus átalakulást (hidratáció, oxidáció, karbonizáció) mutatnak, illetve olyanok, amelyeken szembetűnő ásványos átalakulás nem tapasztalható.

A geokémiai vizsgálatok eredményei azt bizonyítják, hogy az átalakult, illetve az üde mellékkőzettel bíró mintákban egyaránt számolni kell az elem mobilizációs folyamatok hatásával. Ezen folyamatok intenzitása az eltérő mállotsági fokú mintákban különböző, azonban mind az átalakult, mind az üde kőzet esetén megfigyelhető az ér közelében a Ca, Fe és a Mn dúsulása, az Al és a Si immobilis viselkedése, valamint az általában immobilis elemként számontartott Ti, Zr, és Y mobilizálódása az átalakulási folyamat során. Az elemmobilizálódás eredményeként a mállott és az üde mintákban egyaránt az ér felé haladva tömeg, illetve térfogat növekedés tapasztalható.

A kőzetben végbement geokémiai folyamat következtében megjelenő másodlagos ásványok (hematit, magnetit és szericit) alapján a mellékkőzetben markánsan elhatárolódó mállási zónákat különíthetünk el, míg a kalcit, az epidot, valamint a klorit a teljes átalakulás során jelen van.

A széleskörű ásványos átalakulás eredményezte elemmobilizálódás következtében végbemenő tömeg- és térfogatnövekedés megváltoztatja a mellékkőzet másodlagos porozitását és permeabilitását (Sausse et al., 2001). Így a fluidum nem csupán a repedésekben, hanem az azok mentén kialakult porózus zónában is mozoghat, ami a tároló képződmény rövidtávú hidrogeológiai-hidrodinamikai viselkedése szempontjából kiemelkedő fontosságú. A fluidumáramlási események következményeként

hosszú távon a fluidum mozgási pályák egyre tágabb környezetében számolhatunk a fluidum és a mellékkőzet kölcsönhatásának eredményeként végbemenő oldódásos vagy cementációs folyamatoknak a képződmény hidrogeológiai-hidrodinamikai tulajdonságait megváltoztató hatásaival. A pozitív visszacsatolású oldódásos folyamatok eredményeként a korábbi áramlási pályák válnak egyre meghatározóbbá, míg a negatív visszacsatolású cementációs folyamatok a mikrorepedések, illetve a korábbi mozgási pályák elzáródását vonják maguk után, ezért a fluidum új utat keres magának, újabb szivárgási pályákat hoz létre a kőzetben (M. Tóth, 2008).

Az elemzett gránitmintákban a víz-kőzet kölcsönhatás eredményeként negatív visszacsatolású rendszer jött létre, tehát az adott környezetben a cementáció a domináns folyamat. Minél több repedés kapcsolódik be a kommunikáló, fluidumok által átjárt rendszerbe, annál inkább nő a cementált törések száma és csökken a fluidumok számára átjárható repedések száma. Ezen eredmények alapján a Mórágyi Gránit egy jól záró kőzetrendszer, amely megfelelőnek bizonyul a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tárolására.

Irodalom

Bons, P., D. (2000): Formation of vein and their microstructures. In. Stress, Strain and Structure, A volume in honour of W D Means. Eds. M.V. Jessell and J.L. Urai. 2, Journal of the Virtual Explorer.

Coelho, J. (2006): GEOISO – A Windows™ program to calculate and plot mass balances and volume changes occuring in a wide variety of geologic process. Computers & Geosciences 32, 1523-1528.

de Capitani, C. (1994): Gleichgewichts-Phasendiagramme. Theorie und Software. Beifhefte zum European Journal of Mineralogy, 72. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, 6, 48.

Grant, J. A. (1986): The Isocon-diagram – a simple solution of Gresen's equation for metasomatic alteration. Economic Geology 81, 1976-1982.

Gresens, R. L. (1967): Composition.volume relationships of metasomatism. Chemical Geology 2, 47-65.

Király, E., Koroknai, B. (2004): A Mórágyi-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete. MÁFI Évi Jelentés 2003-ról, 299-318.

Kovács-Pálffy, P., Földvári, M. (2004): Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórágyi Gránit Formációban. MÁFI Évi Jelentés. 2003-ról, 319-331.

M. Tóth, T., Vass, I., Schubert, F. (2006): Repedéshálózat szimuláció és paleofluidum rekonstrukció szerepe kommunikáló törésrendszerek vizsgálatában. In: Török, Á., Vásárhelyi, B. 2006: Mérnökgeológia Kőzetmechanika 2006. Mérnökgeológia-Kőzetmechanika Kiskönyvtár 2, Műegyetemi Kiadó p. 163-184.

M. Tóth, T. (2008): Repedezett metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában. MTA doktori értekezés.

Ormai. P. (2004): A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésének alapelvei és nemzetközi gyakorlata. MÁFI Évi Jelentés. 2003-ról, 59-72.

Sausse. J, Jacquot, E., Fritz, B., Leory, J., Lespinasse, M. (2001): Evolution of crack permeability during fluid-rock interaction. Example of the Brézouard granite (Vosges, France). Tectonophysics 336, 199-214.

Alkáliföldpát szienit telérek a Ditrói Alkáli Masszívumban: kőzettan és geokémia

SOGRIK E., PÁL-MOLNÁR E.

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem u. 2.
Vulcano Research Group
sogrik.edina@geo.u-szeged.hu

A Ditrói Alkáli Masszívum [DAM] a Keleti-Kárpátokban, a Gyergyói-havasok D-DNy-i részén, a Bukovinai-takaró prealpi kőzeteit áttörve kerül felszínre. Ez a magmás intrúzió egy hosszabb (középső triász – alsó kréta) kétfázisú magmás folyamat eredménye (Pál-Molnár, 2010).

A DAM kőzeteit lamprofír, tinguait és alkáliföldpát szienit telérek járja át, melyek vizsgálata (a lamprofírokat kivéve) ez idáig csak érintőleges volt (Anastasiu, Constantinescu, 1982; Jakab et al., 1987; Pál-Molnár, 2008). Az alkáliföldpát szieniteket (Jakab et al., 1987) 5 csoportba sorolták: alkáliföldpát szienit biotit csomókkal ± nefelin, alkáliföldpát szienit hornblendével, alkáliföldpát szienit nefelinnel (0-30 %), alkáliföldpát szienit nefelinnel és irányított szövettel és alkáliföldpát mikroszienit relikt szerkezettel. Az alkáliföldpát szienit telérek a masszívum kőzetei közül a peridotitokat, lamprofírokat, dioritokat, nefelinszieniteket és a szieniteket törik át, vagyis feltételezhető, hogy a Tarnica Komplexum kőzetei (Pál-Molnár, 2000) után a szienitintrúzió utolsó szakaszában nyomultak be. Ezt a K-Ar koradatok is megerősítik (Pál-Molnár, 2000).

Kőzetmintáink a DAM északi részéről (Orotva-patak és annak északi mellékpatakjai) származnak, mivel a legtöbb természetes feltárás itt található. Az alkáliföldpát szienit telérek vastagsága 2-60 cm között változik.

A teljes kőzet geokémiai elemzések (HR-ICP-MS, Finnigan MAT Element tömeg spektrométer), illetve a nyomelem és ritkaföldfém összetétel meghatározása (ICP-AES, Varian Vista AX spektrométer) a Stockholmi Egyetem Geológiai és Geokémiai Tanszékén történtek. A Sr és Nd izotópok meghatározása (TIMS, Finnigan MAT261 33 termál ionizációs tömeg spektrométer) a Stockholmi Természettudományi Múzeum Izotóp Geológiai Laboratóriumában készült.

Az alkáliföldpát szienitek szövete holokristályos, ekvigranuláris közép- illetve finomszemcsés, a legtöbb esetben irányítottsága nincs. A fő kőzetalkotó ásványok a káliföldpát, plagioklász és a biotit. A hipidiomorf, táblás megjelenésű mikroklin és ortoklász uralkodó mennyiségben van jelen, mellettük pedig alárendelten fordul elő változó szemcseméretben pertit és plagioklász. A mafikus elegyrészeket az általában kloritosodott biotit képviseli, illetve elvétve amfibol és opak ásványok. Akceszórikus ásványként megjelenik titanit és cirkon.

Az alkáliföldpát szienitek geokémiai összetételük alapján alkáliak és peralumíniumos jellegűek, utóbbit tükrözi a normatív korund (C = 0,03-2,91) is. Magas differenciációs indexükkel (D.I. =83,99-93,52) valószínűleg a DAM legdifferenciáltabb kőzetei. Primitív köpenyre normált ritkaföldfém eloszlásuk egyenletesen csökkenő jellegű, néhány elemzés negatív Eu anomáliát mutat. A Zr pozitív anomáliát mutat. Az izotóp geokémiai elemzések alján az alkáliföldpát szienitek köpeny eredetűek ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70117, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,5126). A radiogén izotóp és az erősen inkompatibilis nyomelem összetételek alapján megállapítható, hogy az alkáliföldpát szienitek HIMU és EMI jelleggel bíró, esetleg azok keveredéséből származó köpenyrégióból erednek.

Irodalom

Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1982): Criterii petrografice şi structurale pentru conturarea cîmpurilor filoniene în masivul alcalin de la Ditrău, Intreprinderea de prospectiuni si exploatari geologice. „ Harghita", 99-107.

Jakab, Gy., Garbaşevschi, N., Balla, Z., Zakariás, L., Péter, J., Strungaru, T., Hereda, N., Sileanu, T., Aronescu, M., Postolache, C., Mocanu, V., Teulea, G., Hannich, D., Tiepac, I. (1987): Sintezadatelor obţinute prin prospecţiuni geologice complexe, lucrări miniere şi foraje, executate pentrumineреuri de metale rare şi disperse, feroase şi neferoase în masivul de roci alkaline de la Ditrău. jud. Hargita. Archiva IPEG.

Pál-Molnár, E. (2000): Hornblendites and Diorites of the Ditró Syenite Massif. Ed. Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology. University of Szeged, Szeged, (ISBN 9634824242), 172 p.

Pál-Molnár, E. (2008): Mezozóos alkáli magmatizmus a Kárpát régióban: A Ditrói Alkáli MasszívumPetrogenezise. OTKA zárójelentés.129 p.

Pál-Molnár, E.(2010): Rock-forming minerals of the Ditrău Alkaline Massif. In: Szakáll S, Kristály F Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Sepsiszentgyörgy; Csíkszereda, 63-88.

A recski mélyszint szkarnos-metaszomatikus polimetallikus ércei

SZEBÉNYI GÉZA

Mecsekérc Zrt., 7636 Pécs, Esztergár L. u. 19.
szebenyigeza@mecsekerc.hu

A recski ércesedések eocén-oligocén neutrális magmatitokhoz, a Recski Andezit Formáció képződményeivel állnak genetikai és paragenetikai kapcsolatban. A nagyméretű, összetett mélyszinti ércesedést a felszínen és a felszínhez közeli zónákban ólom-cink, nemesfém, fakóérc és enargit-luzonit tartalmú ércindikációk és kisebb lelőhelyek kísérik.

A mélyszinti ércesedés kifejlődésében több lelőhelyrész, különböző felépítési szinteken a litológiai összetételben, a kőzetátalakulásokban, az érctípusok eloszlásában laterális és vertikális eloszlási szabályszerűségek, zonáció figyelhető meg. A magmás benyomulások alkotják a porfíros Cu, Cu-Mo, helyenként aranytartalmú központi zónát. Ettől kifelé a magmás és üledékes kőzetek érintkezési övében, a jelenlegi felszíntől 500 m mélységtől lefelé szkarnos kőzetek fordulnak elő. Az átalakult övben a szkarnokra rátelepült hidrotermális fázisban szakarnos-metaszomatikus rezes és polimetallikus ércek képződtek (Szebényi et al., 1985; Szebényi, 2000; Földessy et al., 2004).

A mélyszinti ércelőfordulás ásványvagyonának túlnyomó többsége a -300 m Balti mélység alatt helyezkedik el. Az ércesedés gazdasági jelentőségét – magzónától kifelé - három fő érctípus (porfíros rezes, szkarnos rezes, szkarnos polimetallikus) adja. Belülről kifelé a következő főelemgeokémiai egymásutániság dokumentálható: Cu→(Cu-Mo)→Mo-(Fe-Cu)→(Fe-Cu-Zn)→(Fe-Zn-Pb)/(Pb-Zn-Fe).

A szkarnos-metaszomatikus ércek fúrásos harántolásai körbeveszik a porfíros ércesedést, de a kifejlődés intenzitása változékony. Jelenlegi ismereteink szerint a Zn dominanciájú polimetallikus ércek az északi, míg az ólom dominanciájú ércek az ún. déli lelőhelyrészeket jellemzi (Ó. Kovács et al., 2008). A réztartalmú cinkérceket külszíni és bányabeli fúrásokkal és bányavágatokkal is feltártuk, míg az ólomércek alapvetően csak külszíni mélyfúrásokból ismeretesek.

Az Észak-1 lelőhelyrész szkarnos övének ÉNy-i részén 1981-1986 között bányavágatokkal és bányabeli fúrásokkal intenzív polimetallikus érckutatás folyt. A magmás test-karbonátos üledék-kovás üledék hármas kapcsolódási pontjai által meghatározott optimális ércesedési szintekből kettőt sikerült kimutatni. Az ún. alsó ércesedett zónát bányavágatokkal és bányabeli fúrásokkal a -900 m Balti szint felett/alatt tártuk fel, míg az ún. felső ércesedett zónát uralkodóan a -550 és -450 m Balti szintek között csak bányabeli fúrásokkal ismerhettük meg (Szebényi, 2000; Szebényi, Földessy, 2002).

A -900 m szinten a polimetallikus ércesedés É-D-i csapású, 100-200 m széles, 350 m csapásmenti hosszban feltárt szkarnos zónában és akkor közvetlenül csatlakozva, de már a karbonátos üledékes kőzetekbe belenyúlva fejlődött ki. Ez a zóna epidottartalmú piroxénes és gránát-piroxénes szkarnkőzetekből áll, amelyek a retrográd és hidrotermális folyamatok hatására amfibolosodtak, kovásodtak, karbonátosodtak-anhidritesedtek illetve bennük szabályszerű geokémiai eloszlású, térbeli szerkezeti-szöveti képet mutató érckiválások képződtek. A szkarnos zónát K-Ny-i irányú, 28 m vastag, függőleges kvarc-diorit telér járja át (Szebényi et al., 1985).

Az ércesedést magas szulfidos vastartalom, a réztartalom és a cinktartalom folyamatos térbeli átmenete és relatíve alacsony ólomtartalom jellemzi. Éles határú, változékony kontúr-morfológiájú érctestek, azon belül a koncentráció-eloszlás alapján meghatározható lokális morfológiai elkülönülések választhatók ki. Az érctestek érctest csoportokba rendezhetők. Az érctestek általában az üledékes kőzetek települési jellemzőit öröklött makrolencsék, ritkábban meredek, telérszerű lépződmények, méretük vízszintes vetületben 10-110 m, vastagságuk 10-50 m. Ezek az érctestek erősen átalakult (átkristályosodás, kovásodás, karbonátosodás, anhidritesedés, Mg metaszomatózis (szerpentin-brucit), szulfidosodás) kőzetekben alakultak ki.

Az ércek jellemző szerkezete: öröklött-sávos, breccsás, tömeges, foltos, reliktumos, lencsés, eres, szalagos-fonalas, hintett. Az előforduló jellemző ércszövetek: metaszemcsés, reliktum, grafikus, sugaras-pászmás, elkülönüléses szilárd oldatokból.

A fő ércásványok: marmatit (Szebényi et al., 2011), pirit, pirrhotin, kalkopirit. Ritkábban hematit, markazit, fakóérc, galenit, magnetit, spekularit is előfordul. A fő kísérő ásványok: piroxének (hedenbergit-diopszid-szalit sor tagjai), amfibólok, epidot, kvarc, kalcit, dolomit, ankerit-sziderit, anhidrit. Ritkábbak a magas magnéziumtartalmú szilikátok (szerpentin-brucit), gránátok (grosszulár-andradit), klorit. Előfordultak a barit, az antimonit-bizmutin(?) egyedi megjelenései, illetve a whewellit egyedülállóan változatos és szép kristályai.

Irodalom

Földessy, J., Seresné-Hartay, É., Szebényi, G. (2004): Distribution of gold mineralization in the Recsk ore complex, NE Hungary. Acta Geologica Hungarica, 47/2-3, 247-258.

Ó. Kovács, L., Szebényi, G., Kovács P.G. (2008): Common and extreme concentrations of ore-forming chemical elements in the Recsk complex. GEOSCIENCES Publications of the University of Miskolc 2008, Series A, Mining, 73, 167-192.

Szebényi, G., Gasztonyi, É., Baksa, Cs., Zelenka, T. (1985): A recski (Magyarország) ércelőfordulás szkarnos-metaszomatikus zónájának polimetallikus ércei. Proceeding reports of the XIIIth Congress of KBGA, Part II., 123-126. Poland, Cracow, 5-10 September 1985 (in russian)

Szebényi, G. (2000): A recski mélyszinti ércelőfordulás bányabeli kutatásának módszertani és földtani-teleptani sajátosságai. Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat 133. Évf., 1, 136-143.

Szebényi, G., Földessy, J. (2002): Földtani kutatások és értékelő munkák a recski mélyszinten 1986-2000 között – áttekintés. Földtani Kutatás XXXIX. Évf., 2, 9-20.

Szebényi, G., Bokányi, Lj., Bőhm, J. (2011): A recski mélyszinti ércek dúsítási típusai. Poszter prezentáció. In: Wanek F, Gagyi P. A. (Ed's): Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság XIII. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Gyergyószentmiklós, 2011. március 31.-április 3., [Hungarian Technical Scientific Society of Transylvania, 13th Mining, Metallurgy and Geology Conference, Gheorgheni, March 31-April 3, 2011], Abstract kötet: 300.

A kémiai mállás intenzitásváltozásai az elmúlt 800 ezer évben: ásványtani és geokémiai bizonyítékok a paksi lösz–paleotalaj rétegsorból

ÚJVÁRI GÁBOR, VARGA ANDREA, RAUCSIK BÉLA, KOVÁCS JÁNOS

MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet, 9400 Sopron, Csatkai E. u. 6-8.
ujvari@ggki.hu

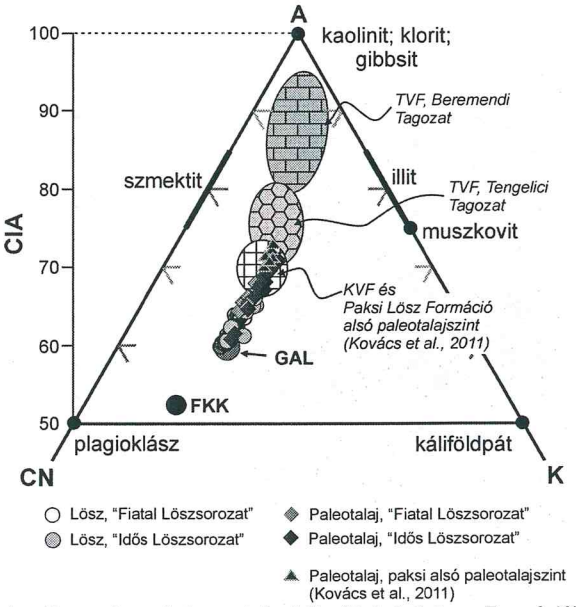
Munkánkban egy – a Paksi Lösz Formációt feltáró – paksi szelvényből (46°38'24"É és 18°52'24"K, a szelvény felső részének tengerszint feletti magassága: ~135 m) származó 36 lösz- és 28 paleotalaj-minta ásványtani (XRD) és geokémiai (XRF) összetételét hasonlítottuk össze. A vizsgált ~42 m vastag szelvény a Paksi Lösz Formáció idősebb ("Idős Löszsorozat", hét paleotalaj-horizonttal), illetve fiatalabb ("Fiatal Löszsorozat", 3 paleotalaj-horizonttal) szakaszát egyaránt képviseli. Ez megteremti a lehetőségét annak, hogy kövessük a lehordási terület összetételében, illetve a kémiai mállás intenzitásában az elmúlt 800 ezer évben bekövetkező esetleges változásokat.

Az ásványtani vizsgálatok alapján a vizsgált mintákban a kvarc (~20–50 %), a szmektit (~0–30 % a löszben és ~10–40 % a paleotalajban), valamint a karbonátásványok mennyisége dominál. A löszminták általában nagyobb mennyiségű kalcitot (~5–30 %) és dolomitot (~5–25 %) tartalmaznak, mint a paleotalajszintek, amelyekben a szmektit jelentős aránya emelhető ki. A fiatal löszökből származó minták karbonáttartalma meghaladja az idős löszökben mérhető értékeket. A paksi szelvényben a fiatal lösz különösen gazdag dolomitban, mennyisége a 25 %-ot is elérheti. Az illit (illit±muszkovit) és a klorit minden mintában megjelenik, de mennyisége általában alárendelt (<10 %). A „Fiatal Löszsorozat" illit- és klorittartalma (~5–20 %, ill. ~5–10 %) meghaladja az „Idős Löszsorozat" mintáira jellemző értékeket. Kis mennyiségben albit (~5–10 %), káliföldpát (<5 %) és amorf anyag (~5–10 %), továbbá minőségileg kimutatható mennyiségű amfibol és kaolinit azonosítható. Goethit a „Mende Bázis" paleotalaj alsó három mintájában, míg hematit egy „Basaharc Alsó" paleotalaj-mintában fordult elő.

A teljes ásványos összetételből meghatározott őskörnyezeti indikátorok, mint a kaolinit/illit±muszkovit (kao/ill), a szmektit/illit±muszkovit (sme/ill) és a szmektit/(illit±muszkovit+klorit) (sme/(ill+chl)) a litológiától függően változnak. Valamennyi index értéke nagyobb a palotalajokban, mint a löszökben; továbbá az „Idős Löszsorozat" paleotalajszintjeire jellemző értékek szignifikánsan meghaladják a „Fiatal Löszsorozat" paleotalajaira jellemző értékeket.

Valamennyi minta kémiai összetétele az ásványos összetételben megfigyelhető jellegzetességeket tükrözi (pl. karbonáttartalom vagy agyagásvány-tartalom változásai). A felső kontinentális kéreg (FKK; Rudnick, Gao, 2003) átlagos összetételére normált elemeloszlás alapján – litológiától és rétegtani helyzettől függetlenül – a TiO_2, az Y és a Zr kis pozitív anomáliája emelhető ki. Ezzel ellentétben a Na_2O, a Ba és a Sr jelentősebb, az Al_2O_3, a Fe_2O_3, a K_2O, a Cr és a V kisebb mértékű negatív anomáliát mutat. Ezek a geokémiai bélyegek döntően felzikus átlagos összetételű lehordási területet jeleznek a teljes szelvény kialakulása során. A lehordási terület átlagos összetételében bekövetkezett változásra nem lehet következtetni a kémiai összetétel alapján. A fizikai és a kémiai mállás intenzitásában bekövetkező változások azonban egyértelműen kijelölhetők a főelem- és nyomelem-összetételre épülő elemarányok és mállási indexek segítségével.

A paleotalajszintekben a pedogenezis következtében megnövekedett karbonát- és szilikátoldódást mind az egyszerű fő- és nyomelemarányok (pl. K_2O/CaO, K_2O/Na_2O, Ba/Sr, Rb/Sr), mind a széles körben elfogadott mállási indexek – mint például a CIA (Chemical Index of Alteration; Nesbitt, Young, 1989) vagy a CIW (Chemical Index of Weathering; Harnois, 1988) – egyértelműen tükrözik. A kontinentális mállás intenzitásában azonban a vizsgált szelvény legidősebb rétegeitől a legfiatalabb felé haladva fokozatosan csökkenő tendencia figyelhető meg.



1. ábra. A paksi szelvényből (Paksi Lösz Formáció) származó pleisztocén lösz- és paleotalaj-minták moláris A–CN–K diagramja (Nesbitt, Young, 1989) összehasonlítva a középső-pliocén–alsó-pleisztocén Tengelici Vörösagyag Formáció (TVF) és a Kerecsendi Vörösagyag Formáció (KVF) kémiai összetételével (Kovács et al., 2011). GAL: globális átlagos löszösszetétel (Újvári et al., 2008); FKK: felső kontinentális kéreg (Rudnick, Gao, 2003)

Ez látható a moláris összetétel alapján szerkesztett Al_2O_3–$CaO+Na_2O$–K_2O (A–CN–K)

diagramon is (1. ábra), ahol összehasonlításul a középső-pliocén–alsó-pleisztocén vörösagyagok (Tengelici Vörösagyag Formáció, Kerecsendi Vörösagyag Formáció) összetételét is feltüntettük. Amíg a Tengelici Vörösagyag Formáció Beremendi Tagozatának képződményeit igen intenzív kémiai mállás jellemzi, addig a Paksi Lösz Formációban már mérsékelt, majd gyenge kontinentális mállási intenzitás mutatható ki: a vizsgált szelvényben az „Idős Löszsorozat"-ra jellemző 70 körüli CIA érték a „Fiatal Löszsorozat"-ra jellemző 60 körüli értékre csökken.

Az elmúlt ~800 ezer évben a kémiai mállás intenzitásában megfigyelt csökkenés összhangban van a regionális éghajlati viszonyokban megfigyelhető változással („progresszív aridizáció"; Buggle et al., 2010). Figyelembe véve azonban azt, hogy (i) az „Idős Löszsorozat"-hoz viszonyítva a „Fiatal Löszsorozat"-ban jelentősen megnövekszik a törmelékes karbonátok aránya, amivel párhuzamosan növekszik az intenzív mechanikai erózióra utaló rétegszilikátok (illit±muszkovit, klorit) mennyisége, valamint (ii) a paleotalaj szintek vastagsága csökken, a közbetelepülő löszök vastagsága viszont jelentős mértékben megnövekszik, a szedimentációs rátában bekövetkező változást sem hanyagolhatjuk el, ami klimatikus és tektonikus okokra egyaránt visszavezethető.

Ez a munka a Magyar–Amerikai Fulbright Bizottság kutatási ösztöndíja (ÚG; No. 1209105) és az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (KJ) támogatásával készült.

Irodalom

Buggle, B., Kehl, M., Hambach, U., Markovic, S.B., Bruno, G. (2010): Progressive aridization of the middle and lower Danube Basin since the lower Pleistocene, In: Lassu, T. (Ed.), International Workshop on Loess Research and Geomorphology, Pécs, Hungary, October 17–21, Book of Abstracts, p. 8.

Harnois, L., (1988): The CIW index: A new chemical index of weathering. Sedimentary Geology, 55, 319-322.

Kovács, J., Fábián, Sz.Á., Varga, G., Újvári, G., Varga, Gy., Dezső, J. (2011): Plio-Pleistocene red clay deposits in the Pannonian basin: A review. Quaternary International, in press, doi: 10.1016/j.quaint.2010.12.013

Nesbitt, H.W., Young, G.M. (1989): Formation and diagenesis of weathering profiles. Journal of Geology, 97, 129-147.

Rudnick, R.L., Gao, S., (2003): Composition of the continental crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry, 3, Elsevier-Pergamon, Oxford-London, 1-64.

Újvári, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Zs. (2008): Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. Quaternary Research, 69, 421-437.

Kőzettani problémák a Korpádi Homokkő Formáció dél-dunántúli szelvényeiben – Üledékes eredetű sziliciklasztit vagy tektonikus vetőkőzet?

VARGA ANDREA

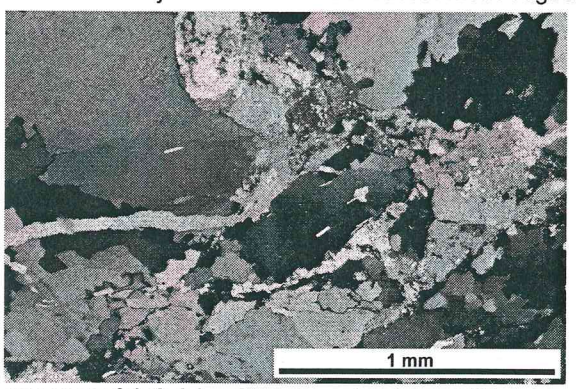
Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézet, Földtani Tanszék 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.
andrea.varga.geol@gmail.com

A Dél-Dunántúl permi rétegsorának legidősebb rétegtani egysége a Korpádi Homokkő Formáció, ami uralkodóan vörös színű – ritkán szürke közbetelepüléseket is tartalmazó –, felfelé fokozatosan finomodó szemcseméretű törmelékes kőzetekből (polimikt konglomerátum, földpátos homokkő és aleurolit) felépített, folyóvízi ritmusokból álló sorozat. Kőzetegyüttesét kizárólag a Mecsek nyugati részén és a Villányi-hegységben, illetve annak északi előterében mélyült fúrásokból ismerjük (Barabás, Barabásné Stuhl, 1998).

A Korpádi Homokkő kőzeteire a viszonylag rosszul koptatott és rosszul osztályozott, polimikt törmelékanyag jellemző, ami különböző metamorfitok, granitoidok, homokkövek és vulkanitok eróziójából származik. Felső-karbon feküképződmények esetén – a Villányi-hegység északi előterében (Siklósbodony Sb–1, Csarnóta Cs–1 és Túrony Tu–1 fúrások) – Barabás, Barabásné Stuhl (1998) a Korpádi Homokkő Formáción belül két tagozat, az idősebb, egyenletesebb szemnagyságú és változatos színű „Siklósbodonyi Homokkő" és a fiatalabb „Dinnyeberki Homokkő" elkülönítését javasolták.

A Tu–1 és a Cs–1 fúrások által feltárt Korpádi Homokkő kőzettani vizsgálta során megállapítottam, hogy mindkét fúrásban a Korpádi Homokkő Formációba sorolt összleten belül – nagy valószínűséggel tektonikus határokhoz kapcsolódva – olyan szakaszok fordulnak elő, amelyek összetétele lényegesen eltér a képződmény definíciójában megadott litológiától.

A Tu–1 fúrásban harántolt Korpádi Homokkő három szakaszra tagolható, azonban ezek határai nem élesek, átmeneti jellegeket mutatnak. Ez jól párhuzamosítható a fúrás első dokumentációjakor észlelt szerkezeti megfigyelésekkel (Kovács, 1967), valamint a korábbi ásványtani és kőzettani vizsgálatok eredményeivel (Fazekas, Vincze, 1968), azonban nem tükrözi a rétegsor elfogadott tagozatbeosztását (Barabás, Barabásné Stuhl, 1998). Az archivált minták vizsgálata alapján a három szakasz alapvetően két kőzettanilag jól megkülönböztethető petrofáciest képvisel: az alsó (1043,3–1136,0 m) és a felső (528,3–756,0 m) szakaszt közepesen, illetve jól osztályozott, vulkáni eredetű kőzettörmelékeket is tartalmazó arkóza és kőzettörmelékes arkóza jellemzi, míg a rétegsor középső (789,5–955,6 m) szakaszán közepesen–rosszul osztályozott, földpátos kőzettörmelékes homokkő figyelhető meg. Ez a középső szakasz vulkanitfragmentumokat nem tartalmaz; a rosszul osztályozott, többnyire szögletes vázalkotó szemcséket uralkodóan dinamikus átkristályosodást szenvedett polikristályos kvarcszemcsék, különböző mértékben albitosodott káliföldpátszemcsék, valamint kvarc+földpát±csillám összetételű metamorf kőzettörmelékek alkotják. A gyakorlatilag mátrixmentes kőzetek szemcséit poikilotópos kalcit és illit/szericit cementálja. A gyakran egymást kiegészítő, szilánkos, tört szemcsék, valamint a szemcséket elmetsző, a fő cementfázissal azonos kitöltésű karbonáterek (1. ábra) alapján feltételezhető, hogy – legalább részben – a szögletes szemcsék méretredukciója in situ breccsásodással ment végbe, azaz nem folyóvízi szállítási mechanizmust tükröz.

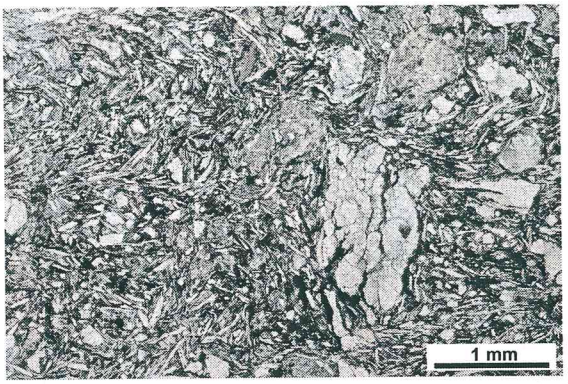


1. ábra Korpádi Homokkő vékonycsiszolati felvétele (+N), Túrony Tu–1 fúrás, 913,7–916,3 m (Tu/12 minta, ELTE).

Figyelembe véve, hogy a nyugat-mecseki típusterületen a vulkanittörmelékben gazdag Korpádi Homokkő a Mórágyi Gránit eróziós felszínére, illetve gránit anyagú osztályozatlan törmelékre („koptatatlan és alárendelten gyenge osztályozottságot mutató gránitmurva") települ (Barabásné Stuhl, 1988), feltételezhető, hogy ez a szakasz a Tu–1 fúrásban is

a Korpádi Homokkő granitoid eredetű feküjét képviseli. Ezt erősítheti meg, hogy a középső és az alsó szakasz között korábban zúzott zónát (1061,2 m), valamint vetőt (1081,7 m) azonosítottak (Kovács, 1967); továbbá Varga (2009) agyagásványtani jellegzetességek alapján felvettette annak a lehetőségét, hogy az alsó szakasz már nem a Korpádi Homokkő Formációhoz, hanem a fekü Túronyi Formációhoz tartozhat.

A Cs–1 fúrásban gneisz és fekete, kőszéntartalmú „kovapala vagy agyagkő" feküjében, 726,0–1267,0 m közötti tartományban (726,0–988, 0 m: „Dinnyeberki Homokkő", 988,0 m–1267,0 m: „Siklósbodonyi Homokkő") elkülönített Korpádi Homokkő 726,0–1035,0 m közötti szakaszának petrofáciese szintén eltér a formációra jellemző polimikt összetételtől. A kőzetanyag döntően polikristályos kvarc, földpát, metamorf kőzettörmelék, valamint csillám (biotit, muszkovit) szemcsékből áll; vulkanit eredetű törmeléket nem tartalmaz. Bizonyos kőzetminták szöveti bélyegei alapján – töredezett szemcsék, aszimmetrikus klasztok, ívelt csillámok kristálytanilag preferált orientációja, S–C foliációt tükröző csillámdús mikrodomének (2. ábra) – az adott szakaszban gneisz (?) protolit vetőzónában bekövetkezett átalakulása valószínűsíthető (pl. kataklázosodás), ami a szerkezeti kép és a rétegtani besorolás átgondolására hívja fel a figyelmet.



2. ábra. Korpádi Homokkővékonycsiszolati felvétele (1N), Csarnóta Cs–1 fúrás, 785,0 m (XL-22/31 minta, MÉV).

Kutatómunkám az OTKA PD 83511 pályázat keretein belül, továbbá a Mecsekérc Környezetvédelmi Zrt. engedélyével és anyagi támogatásával készült.

Irodalom

Barabás A., Barabásné Stuhl Á. (1998): A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. In: Bérczi I., Jámbor Á. (Szerk.), Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. – MÁFI, Budapest, 187–215.

Barabásné Stuhl Á. (1988): A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. Kézirat, MÉV Adattár (J–3278/IV), 301 p.

Fazekas V., Vincze J. (1968): A Turony 1. sz. mélyfúrás anyagának mikroszkópi vizsgálata. Kézirat, MÉV Adattár (T–8/1), 13 p.

Kovács M. (1967): Turony–1 sz. fúrás vázlatos rétegsora. Kézirat, MÉV Adattár, Pécs, 5 p.

Varga A. (2009). A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. Doktori (PhD) értekezés, ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.

A dunaalmási Vöröskői-bánya édesvízi mészkövének urán-soros kormeghatározása és paleokörnyezeti rekonstrukciója

VARGA MÓNIKA, KELE SÁNDOR, SURÁNYI GERGELY, MINDSZENTY ANDREA

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
moni@passwd.hu

Dunaalmás a Nyugati-Gerecsében, Tatától mintegy 8 km távolságra északra található. A Vöröskői-bánya a Nagy-hegy–Vöröskő egység legkeletibb tagja (Scheuer, 1995) 200 m tszf.-i magasságon, a falu déli határában helyezkedik el. A kőfejtő mészköve a környező bányák édesvízi mészkövétől eltérő, sajátos jellegzetességet mutat. Vizsgálatunk célja a mészkő korának és képződési környezetének meghatározása volt. Ennek oka, hogy a kőfejtő mészkövével foglalkozó korábbi vizsgálatok (Scheuer, Schweitzer, 1986; Scheuer, 1995; Kele, 2009) nélkülözték a részletes geokémiai és szedimentológiai elemzéseket.

A kőfejtő 150 m hosszú, fala ÉÉNy-DDK irányú, magassága 5 m-től 25 m-ig terjed és D-i irányban egyre magasabb. A szomszédos bányában mélyített fúrás szerint itt is dunai eredetű folyóvízi kavicsra települ az édesvízi mészkő. A kőfejtőt a mészkő kifejlődése alapján két részre lehet osztani. Az alsó részét tavi kifejlődés jellemzi. A mészkő itt nagyon kemény, tömött, mikrites vagy finomszemcsés, növényi szárak és csigák csak elvétve találhatóak benne. Felfelé a szemcseméret durvul és a felső rész fő jellemzője a parti kifejlődést, illetve lejtői, vízesés kifejlődést mutató szövet. Ennek jellemzői a sűrűn megjelenő molluszkák és az egészen nagyméretű, több centiméteres növényi szárak. A kőzet itt porózusabb, puhább. A mészkiválás többször szünetelt, erre utalnak a közbetelepült homokos, mészhomokos rétegek. A kőfejtő mészkövét 2-8 m vastagságú löszréteg fedi. A kőfejtő legérdekesebb része a fal közepén, talajszinten található oldott barlang, amelyben (és néhány környező kisebb üregekben) kalcitlemezkék rakódtak le. Maga a barlang 3 m hosszú, de a hófehér kalcitbekérgezése, karfioljai és jellegzetes meleg víz által oldott alakja egyedivé teszi, tekintve, hogy édesvízi mészkőben jobbára szingenetikus barlangok alakulnak ki.

A bányafal mentén két szelvényt vettünk fel, ahol 20-30 mintát gyűjtöttünk be. A mintákon stabil szén- és oxigénizotópos méréseket végeztünk az MTA Geokémiai Kutatóintézetben Finnigan delta plus XP vivőgázas tömegspektrométerrel. A $\delta^{13}C$ értékek -1 és -3 ‰ (PDB) között, míg a $\delta^{18}O$ értékek 18,5 és 21,5 ‰ (SMOW) között váltakoztak. Az adatok paleoklimatológiai célú értékelése jelenleg folyamatban van.

A radiometrikus korvizsgálatokhoz két mintát gyűjtöttünk be: az elsőt a kőfejtő zömét alkotó alsó, tömött édesvízi mészkőből, a másodikat pedig a mészkőben kialakult barlangban lerakódott kalcitlemezkéből. Az urán-soros kormérésre szánt minták előkészítése az MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport Radiometriai Laboratóriumában. a mérések az MTA Izotópkutató Intézetének ICP-MS laboratóriumában történtek. A mészkő kora 380 ezer évnek, a kalcitlemezkéé pedig 141 ezer évnek adódott, tehát a Vöröskői-bánya édesvízi mészköve a középső-pleisztocén során keletkezett, míg a barlang és benne kiváló kalcitlemezek kora, egy jóval fiatalabb, de szintén középső-pleisztocén hidrotermás tevékenységhez köthető. Az előfordulás mészkövének egyes részei a tavi, míg más részei a lejtői tetarátás és vízesés kifejlődéseket mutatnak, de a képződési környezet pontosabb meghatározásához további részletes terepi megfigyelésekre és szedimentológiai vizsgálatokra van szükség.

Irodalom

Kele, (2009): Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. – Eötvös Loránd Tudományegyetem, PhD értekezés, 176 p.

Scheuer, Gy., Schweitzer, F. (1986): A Gerecse hegységi felhagyott édesvízi mészkőbányák építőipari hasznosítási lehetőségei. – Építőanyag, XXXVIII. Évf., 4. sz., pp. 104-109.

Scheuer, Gy. (1995): A Dunaalmás Nagy-hegy-vöröskői alsópleisztocén hévforrások paleohidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, 1995 október, pp. 28-32.

Összefoglalás a Mátra hegység paleogén és neogén vulkanizmusáról

ZELENKA TIBOR

Miskolci Egyetem Ásvány-Földtani Intézet, 3515 Miskolc-Egyetemváros
zelenka.tibor@gmail.com

A Mátra hegység ÉK-i részén a Darnó szerkezeti vonaltól ÉNy-ra több, mint 100 km²- en vannak felszínen ,vagy felszín-közelben a paleogén (felsőeocén-középső oligocén) magmás- vulkáni képződmények. Ezek kőzetei 34-24 Mév között 4-5 ciklusban benyomuló szubdukciós szigetív jellegű mészalkáli magmás-vulkáni andezites-dácitos összetételű termékek. A mélyben szubvulkáni-intrúzív testeket és a felett rétegvulkáni lepleket alkotnak Recsk-Parádfürdő vonalában. A szubvulkáni andezites diorit és kvarc-dioritpofirites benyomulások a forrásai az ún. pofíros hintett-eres rézércesedéseknek és az idős karbonátos kőzetek kontaktusán kialakult kontakt metaszomatikus exo-endoszkarnos kőzeteknek, valamint a réz - polimetallikus szkarnos érceknek (Recsk –mélyszint). Ezek felett van a rétegvulkáni andezitekbe lévő hidrotermális teléres polimetallikus és nagy szulfid tartalmú (HS típusú) pirit- nemesfém ércesedések (Recsk.-Lahóca) és kis szulfid tartalmú (LS típus) kálimetaszomatizált hidrotermális tetraedrites breccsák találhatók (Hegyes-hegy). Ezek a paleogén kőzetek a miocén korú kőzetek alatt DNy-i irányban, a Kékes felé 1000 m mélyen is folytatódnak

A Mátra hegység miocén vulkanizmusát az ottnangitól a szarmatáig 7 Mév (20-13 Mév) alatt több ütemben ismétlődő riolitos-dácitos, majd azt követően andezites mészalkáli típusú vulkanizmus jellemzi, mely egy közel K-Ny-i irányú folyamatosan süllyedő vulkano-tektonikus árokban jött létre. Az É-i előtér alsó előterében ottnangi riolitos -, felső tető régiójában kárpáti dacitos horzsaköves ignimbrit árak települnek. A Mátra hegység mai morfológiai arculatát elsősorban a miocén vulkanizmus eróziós felszíni képződményei határozzák meg. A Mátra hegység a miocén végi D-i irányú kibillenése miatt jelenleg látszólagosan aszimmetrikus felépítést tükröz, melyet az alsó bádeni (15-16 Mév) főleg víz alatti kitörésből származó nagytömegű láva és finom-durvaszemű vulkanoklasztit, hialoklasztit többszörösen váltakozó rétegvulkáni termékei határozzák meg. A födtani (térképezési, fúrási, bányászati), távérzékelési (légi-űr felvételek) és komplex geofizikai (gravitációs, mágneses, szeizmikus) adatok alapján a Ny-i Mátra mai főgerince egy kb. 13 km lábazati átmérőjű egykori nagy andezit vulkán parazita kráterekkel tagolt erodált szegélyének tekinthető. A K-i Mátrában az Előhegy–Középhegy körül másik 5-6 km átmérőjű kaldera látható, mely alatt 6-8 km mélységben a CEL-2000 /5 kéregkutató szelvény másodlagos magmakamra helyét körvonalazta alsókéreg összetétellel. A vulkáni láva, vulkanoklasztit (piroklasztit, hialoklasztit) ismétlődő váltakozásaiból álló sorozat összvastagsága a mélyfúrások adatai alapján eléri az 1500-2000 m-t. A kárpáti-bádeni mészalkáli andezitekben a fél gyűrű formájú kaldera több tömbben, cikkben beszakadt Gyöngyösoroszi és Mátraszentimre között. Az egykori vulkáni szerkezet központjába biotitos-piroxénes szubvulkáni dioritporfirites testek nyomultak be, melyek felett hidrotermális-epitermás teléres nemesfémtartalmú polimetallikus ércesedések (Gyöngyösoroszi, Parádsasvár) jelentkeznek. Az ércesedést intenzív kálimetaszomatózis kísérte.

A különböző korú andezites vulkanitok között az a különbség, hogy a kárpáti és alsó bádeni piroxén andezitek víz alatti kitörésekként vízben felhalmozódott termékeket szolgáltattak (lávapadokkal tagolt hialoklasztitok), míg a felső bádeni-szarmata amfibólospiroxén andezitek vízből kiemelkedő, főleg szárazulati felhalmozódású vulkanoklasztitok és lávaárak. Ezekre a kaldera belső szegélyén 15 Mév-es bádeni riodácitos vulkanitok piroklasztikumai és lávadómjai települtek (Gyöngyössolymos-Kishegy-Gyöngyöspata Aranyosbérc). A vulkanizmus befejező szakaszában, a szarmatában (12-13 Mév) a kaldera szegélyen hasadékvulkáni szerkezetekben lávapados bazaltos olivines piroxénandezitek képződtek, melyek a Mátra hegység gerincén több kitörési ponton azonosíthatók (Muzsla-Gallya-Kékes-Oroszlánvár-Szederjéstető). A DK-Mátrában 500-700m vastag hullott-áthalmozott szarmata riolittufa összlet található az andezitekre települten a pannon üledékek alatt.