

## Tanulmányok Erdély földtanából

### A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata – petrogenetikai következtetések

*Petrology and geochemistry of the pumices from the Ciomadul volcano  
(Eastern Carpathians) – implications for the petrogenetic processes*

VINKLER Anna Paula<sup>1,2</sup> – HARANGI Szabolcs<sup>2\*</sup> – Theodoros NTAFLÓS<sup>3</sup> –  
Alexandru SZAKÁCS<sup>4</sup>

(10 ábra, 7 táblázat)

*Tárgyszavak:* Csomád, horzsakő, geokémia, kőzettan, petrogenézis  
*Keywords:* Ciomadul, pumice, geochemistry, petrology, petrogenesis

#### Abstract

The last volcanic eruption in the Carpathan–Pannonian region occurred at the Ciomadul volcano, found in the South-eastern Carpathians, close to the Vrancea seismic zone. This eruption occurred through in the St. Ana crater approximately 20–30 ka ago following. Before, another explosive eruption which formed the Mohos crater. However, the exact age of this earlier eruption is not known. The explosive eruptive phase followed a relatively long quiescence period after a lava dome building phase. In this work, we present new data on the younger explosive volcanic products. Based on the physical volcanological observations, the volcanic eruptions were characterized by high-temperature pyroclastic flows and surges accompanied by pyroclastic falls. The pumice fall could reach at least 20–30 km from the Ciomadul. A new radiocarbon age (27 ka) revealed that the pumiceous pyroclastic flow deposit at Sepsibükkszad was formed also during the St. Ana eruption phase.

Based on the detailed petrologic and geochemical study of the high-K dacitic pumices, we propose a possible model for the petrogenetic processes. The chemical compositions of the amphiboles and the plagioclases suggest that the crystallization could occur mostly in the deeper part of the crust (10–12 km depth?), at relatively high temperature (>800 °C). In contrast, the Tusnad Bai magma could crystallize at shallower depth (5–6 km?) and lower temperature (<750 °C). This magma was more differentiated compared with the others, however, we exclude genetic relationship via fractional crystallization. We suppose that independent magma batches could reach relatively quickly the surface coming from the deeper part of the crust. The amphibole phenocrysts often enclose high-Mg minerals, such as ferroan enstatites. These minerals could be either mantle-derived xenocrysts or early crystallizing product from a primitive mafic magma (adakitic high-Mg andesite?). The presence of orthopyroxenes as well as clinopyroxenes and olivines in the amphiboles indicates the role of mantle-derived mafic magmas in the genesis of the Ciomadul magmatism. Tentatively, we suggest that these mafic magmas could pond

<sup>1</sup>Babes Bolyai Egyetem, Kolozsvár, str. Kogălniceanu 1, Románia

<sup>2\*</sup> kapcsolattartó szerző: ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest 1117, Pázmány Péter sétány 1/C, e-mail: szabolcs.harangi@geology.elte.hu

<sup>3</sup>Institut für Lithosphärforschungen, Universität der Wien, Austria

<sup>4</sup>Sapientia Egyetem, Kolozsvár, str. Deva 10, Románia

beneath the thick crust of the Ciomadul area and resulted in melting of the lower crust. The continuous melting, replenishment, mixing and hybridization could lead to a relatively homogeneous dacitic magma that characterized the approximately 1 Ma long Ciomadul volcanism. The relatively young age of the last eruptions and the long quiescence periods between the active phases requires further detailed petrologic and geochemical researches, involving the older lava dome rocks, to have a better understanding on the petrogenetic processes of the Ciomadul volcano as a whole and to evaluate the possibility of resuming volcanism in the future.

## Rezumat

---

Dintre ultimele erupții vulcanice din regiunea Pannonică–Carpatică care a avut loc 20–30 000 de ani în urmă, se enumeră craterul Sfânta Ana din aparatul vulcanic Ciomadul. Înainte de aceasta tot print-o activitate explosivă s-a format craterul Moșoș, activitate vulcanică despre care nu avem date referitor la vârstă. Activitatea vulcanică explosivă are loc după o perioadă de liniște, care este precedată de formarea domurilor de lavă. În lucrarea de față am studiat produsele activității mai tinere de tip explosiv, caracterizate prin formarea detritusului din piatra ponce. Prin observațiile vulcanologice de teren s-au identificat curgeri piroclastice de temperatură înaltă, acumulări piroclastice. Sedimentele acumulate din Munții Ciomadul au ajuns la zeci de kilometri (de exemplu la: Fehérmartok). Analizele recente de radiocarbon au dovedit că pe lângă piroclastitele din piatra ponce de la Băile Tușnad, curgerile piroclastice de la Bicsad sunt produsele activității vulcanice, de acum 27 000 ani.

Pe baza analizelor petrografice și geochimice detaliate ale dacitelor bogate în K am dedus plauzibile procese magmagenetice. Compoziția chimică a fenocristalelor de amfibol și plagioclaz ne sugerează un fenomen de cristalizare la adâncimi mai mari ale scoarței terestre (10–12 km), unde temperaturile cristalizării erau relativ mai ridicate (>800 °C). În opoziție cu aceasta, magma formațiunilor vulcanice de la Tușnad Băi s-a cristalizat la adâncimi mai mici (5–6 km) și la temperaturi mai scăzute (<750 °C). Magma are un caracter mai diferențiat, dar relația genetică a cristalizării fracționate cu celelate magme de piatră ponce nu se poate dovedi. Noi presupunem că pe parcursul activității vulcanice din Munții Ciomadului, unitățile magmatice individuale au ajuns relativ repede la suprafață ale căror relație genetică se poate căuta doar în adâncimi mai mari. În fenocristalele de amfibol sunt frecvente fazele mineralogice cu conținut ridicat de Mg, în special ferostenatite. E posibil ca aceste faze mineralogice să provină ori din manta, ca xenocristale, ori sunt produsele timpurii ale diferențierii unei magme mafice (andezit adachitic bogat în Mg). Aceste faze mineralogice (orto- și clinopiroxen, olivina) arată că în magmogeneza Munții Ciomadului un rol important aveau magmele mafice de origine mantală. Presupunem că magmele mafice sau oprit imediat sub scoarță, unde pot porni o topire parțială. Permanente topiri, reîncărcări, amestecări, hibridizări de magme (procese MASH) pot explica împreună că, în dealtungul a 1 milion de ani vulcanismul din Munții Ciomadului, a avut o sursă de magmă chimic omogenă, care a ajuns la suprafață.

## Összefoglalás

---

A Kárpát-Pannon térség legutolsó vulkáni kitérésé mintegy 20–30 ezer éve történt, kialakítva a Szt. Anna-krátert a Csomád vulkán belsejében. Ezt megelőzően, szintén robbanásos vulkáni kitérés hozta létre a Moșos-krátert; e vulkáni működés korára azonban nincs információ. A robbanásos vulkáni kitérések egy hosszabb nyugalmi időszak után történtek, ezt megelőzően a vulkáni működést lávadómok képződése jellemezte. E munkában a fiatalabb, robbanásos vulkáni működés során képződött horzszaköves vulkáni törmelékes üledékeket vizsgáltuk. A terepi vulkanológiai megfigyelések alapján a vulkáni működés magas hőmérsékletű piroklasztárakat, torlóárakat, piroklasztaszórásokat eredményezett. A szórt horzszaköves piroklaszt üledékek a Csomádtól több tíz kilométerre is eljutottak (pl. Fehérmartok). Az új szénizotóp vizsgálat felfedte, hogy a tusnádfürdői horzszaköves piroklaszt mellett a sepsibükkszádi piroklasztár képződmény is feltehetően a Szt. Anna kitérés terméke, ami 27 000 BP éve történt.

A K-gazdag dácit összetételű horzszakövek részletes közettani és geokémiai vizsgálata alapján következtettünk a magmagenetikai folyamatokra. Az amfibol és plagioklász fenokristályok kémiai összetétele alapján a kristályosodás fő szintere a földkéreg mélyebb részein lehetett (10–12 km?), ahol az ásvány-fázisok kiválása viszonylag magas hőmérsékleten (>800 °C) zajlott. Ezzel szemben, a tusnádfürdői vulkáni képződmény magmája sekélyebb mélységben (5–6 km?) és alacsonyabb hőmérsékleten (<750 °C) kristályosodott. A magma összetétele differenciáltabb jellegű áruklodik, azonban a többi horzszaköves

képződmény magmájával nem állapítható meg frakcionációs kristálygenetikai kapcsolat. Feltételezzük, hogy a Csomád vulkanizmusa során egyedi magmacsomagok jutottak a felszínre viszonylag gyorsan, amelyek között csak mélybeli genetikai kapcsolat lehetett. Az amfibol fenokristályokban gyakoriak a nagy Mg-tartalmú ásványfázisok, elsősorban ferro-ensztatitok. Ezek az ásványfázisok vagy a litoszféraköpenyből származó xenokristályok lehetnek vagy egy mafikus magma (adakitos Mg-gazdag andezit?) korai kiválási termékeiként értelmezhetők. Ezek az ásványfázisok (orto- és klinopiroxének, olivin) arra utalnak, hogy a csomádi magmagenezisben fontos szerepe lehetett a köpenyeredetű mafikus magmáknak. Feltételezzük, hogy a mafikus magmák megakadtak a vastag földkéreg alatt, ahol részleges olvadást indíthattak el. A folyamatos olvadás, újratöltődés, magmakeveredés, hibridizáció (ún. MASH folyamat) együttesen magyarázhatják, hogy közel egy millió éven keresztül viszonylag homogén kémiai összetételű magma tört a felszínre a Csomádon. A vulkanizmus viszonylag fiatal kora és szakaszos működése (hosszú nyugalmi időszakokkal) fontossá teszi, hogy a magmagenetikai folyamatokat még pontosabban megismerjük, hogy az esetleges felújuló vulkáni működés lehetőségét értékelni tudjuk.

## Bevezetés

A Kárpát–Pannon térség miocén–pleisztocén vulkanizmusának (SZABÓ et al. 1992; HARANGI 2001; SEGHEDI et al. 2004; 2005) legutolsó eseménye a Hargita dékeleti peremén zajlott, a Csomád (Ciomadul) vulkán területén. A szénizotóp kor meghatározások alapján a térség legutolsó vulkáni kitörése 10–38 ezer éve történhetett (JUVIGNE et al. 1994; MORIYA et al. 1995, 1996), a mai Szent Anna-tó helyén. Ettől északkeletre található a Mohos-láp, amely egy korábbi robbanásos vulkáni kitörés központja lehetett. E korábbi vulkáni kitörés idejére azonban nincsen közvetlen adat. Közvetett információt egy, a kráter közelében talált dácit blokk 220 ezer éves K/Ar kora szolgáltat (SZAKÁCS et al. 1993). A robbanásos vulkáni működést megelőzően kisebb-nagyobb lávadómok keletkeztek 900–400 ezer évvel ezelőtti periódusban (PÉCSKAY et al. 1995a).

A Csomád vulkán a Vránca (Vrancea) aktív szeizmikus területtől néhány tíz kilométerre található. A szeizmikus veszélyeztetettség mellett nem zárható ki egyértelműen a vulkáni kitörések felújulásának lehetősége sem (SZAKÁCS et al. 2002). Mindez fontossá teszi, hogy megértsük a Csomád vulkáni tevékenységének mechanizmusát és a magmafejlődés folyamatait. Ennek egyik módja a vulkáni kőzetekben előforduló ásványfázisok petrográfiai és geokémiai adatainak értelmezése (pl. MURPHY et al. 2000; HALAMA et al. 2006).

Korábbi petrográfiai leírások után (pl. HERMANN & VARGA 1950, LAZAR & ARGHIR, 1964) az első modern kőzetkémiai eredményeket a Dél-Hargita vulkáni kőzeteiről SEGHEDI et al. (1986, 1987), SZAKÁCS & SEGHEDI (1986) és SZAKÁCS et al. (1993) tették közé. Ezekben a munkákban a szerzők rámutattak a Dél-Hargita pliocén–pleisztocén vulkanizmusának számos egyedi vonására. Petrogenetikai modelljükben az alábukó kőzetlemez feletti köpenyekben történt, északról délre egyre csökkenő mértékű és egyre mélyebben zajlott részleges olvadási folyamatot jelölték meg a legényesebb folyamatnak, míg a frakcionációs kristályosodásnak alárendelt szerepet tulajdonítottak. A Málnás és Sepsibükkszád közeli két shoshonit szubvulkáni kőzettest esetében azonban magmakeveredés lehetőségét is felvetették. A későbbiekben MASON et al. (1995, 1996, 1998) végzett részletes vizsgálatot a Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni vonulat képződményein. Ugyanakkor, a nagy területre kiterjedő, modern, teljes kőzet geokémiai vizsgálatok mellett csak alárendelt szerep jutott egy-egy vulkáni felépítmény részletes tanulmányozására, beleértve a részletes ásványkémiai vizsgálatokat is. A Csomád vulkán esetében az új

vizsgálatok kizárólag néhány lávadómközetre koncentráltak (MASON et al. 1995; 1996). Ezért, e munkában részletes jellemzést adunk a Csomád legfiatalabb vulkáni képződményeiről, a horzsakő-tartalmú piroklasztitokról. Munkánkban elsősorban a horzsakövek közettani és geokémiai tulajdonságainak bemutatására helyezük a hangsúlyt. A geokémiai adatbázis alapján előzetes következtetéseket vonunk le a magmafejlődés fő folyamataira.

### Földtani háttér

A Csomád a Kárpát–Pannon térség délkeleti részén található, a Kelemen–Görgény–Hargita vulkáni vonulat déli végződésén (1. ábra). A miocén–kvarter vulkáni tevékenység a radiometrikus koradatok tükrében délkelet felé fokozatos fiatalodást mutat ((RADULESCU et al., 1972, PELTZ et al., 1987, PÉCSKAY et al. 1995a): A Kelemen-havasokbeli vulkánosság 11,3–6,7 M év (SEGHEDI et al., 2005), a görgényi 7,5–5,3 M év, az észak-hargitai 6,5–3,9 M év, míg a dél-hargitai vulkáni működés zöme 6 és 2,4 M év között zajlott (PÉCSKAY et al. 1995a). Ezt követően, két shoshonitos magmabenyomulás történt a Hargitai vulkáni komplexumtól délre (Málnás és Sepsibükkszád) 1,5–1,7 millió éve, amit a Csomád vulkán felépülése követett. A legidősebb képződmények itt 1–0,75 millió évesek (Bálványos, Kis-Haram), amit egy lávadómokból felépülő együttes kialakulása követett 0,65–0,5 M év között (Nagy-Haram, Várhegy, Szurdok, Komlós-árok, Nagy-Csomád, Kis-Csomád, Taca és a Köves-Ponk; SZAKÁCS et al. 1993; PÉCSKAY et al. 1995b). A legfiatalabb, robbanásos vulkáni kitérősek a lávadómkomplexumon belül zajlottak, valószínűleg kevesebb, mint 200 ezer éve.

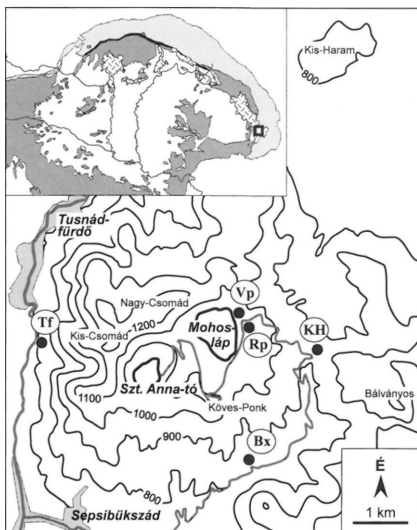
A vulkáni működés fiatalodása a Kelemen–Görgény–Hargita vonulatban egyre kevesebb magma felszínre kerülésével járt. Figyelemre méltó, hogy a vulkáni kőzetek kémiai összetételében a vulkáni vonulat dél-hargitai szakasza mentén jelentős változás történt. Az uralkodóan mészkáli andezit–dácit vulkáni képződményeket, káliumban, valamint báriumban és stronciumban gazdag, nehéz ritkaföldfémekben pedig viszonylag szegény, magas K-tartalmú mészkáli és shoshonitos összetételű vulkáni kőzetek váltották fel (SEGHEDI et al. 1987; SZAKÁCS et al. 1993; MASON et al. 1996).

A vulkáni működés geodinamikai kapcsolata máig vitatott. A Kelemen–Görgény–Hargita mészkáli vulkánosság kapcsolatát szubdukciós folyamattal elsőként BLEAHU et al. (1973), RÁDULESCU & SÁNDULESCU (1973), valamint BOCCALETTI et al. (1973) vetették fel, ami azóta is általánosan elfogadott magyarázattá vált. A vulkáni működés fokozatos fiatalodását MASON et al. (1998) a ferdén alábukó óceáni litoszféralemez fokozatos letörésével magyarázta, amely letörés mélysége délkelet felé egyre sekélyebbre tolódott. A délkeleti-Kárpátok térségének geodinamikáját ezzel szemben GÎRBACEA & FRISCH (1998), CHALOT-PRAT & GÎRBACEA, (2000), valamint GVIRTZMAN (2002) a litoszféra alsó részének horizontális leválásához (delaminációjához) kötötte. Mindkét esetben, a csomádi dácit, valamint a Persány hegységi alkáli bazalt vulkanizmust a viszonylag magas hőmérsékletű asztenoszféra anyag felemelkedése idézhette elő. SEGHEDI et al. (2004) szerint ebben a környezetben az alábukó óceáni lemez is részben megolvadhatott. Fontos megjegyezni, hogy a szeizmikus vizsgálatok egy viszonylag kis szeizmikus sebességű zónát mutattak ki a Csomád és a Vráncsa terület alatt 50–70 km mélységben (HAUSER et al. 2001; POPA

1. ábra. A vizsgált feltárások helyei és a minták nevei a csomádi vulkáni komplexumban. Vp: Verespatak, Rp: Románpuszta, KH: Kovászna-Hargita megyehatár, Bx: Sepsibükszád, Tf: Tusnádfürdő

Fig. 1 Location of the described outcrops and the name of the samples in the Ciomadul volcanic complex. Vp: Verespatak, Rp: Románpuszta, KH: Kovászna-Hargita county border, Bx: Bicsad (Bükszád), Tf: Băile Tușnad (Tusnádfürdő)

Fig. 1. Poziția aflorimentelor și numele eșantionelor din complexul vulcanic Ciomad. Vp: Pârâul Roșu, Rp: Poiana Română, KH: limita județelor Covasna-Harghita, Bx: Bicsad, Tf: Băile Tușnad



et al. 2005; Russo et al. 2005), ami sekély asztenoszféra és/vagy részlegesen olvadt zónával magyarázható. A földkéreg a térség alatt viszonylag vastag (45–50 km; CLOETINGH et al. 2004), azaz ez a kis szeizmikus sebességű öv közvetlenül a földkéreg alatt helyezkedik el.

A dél-hargitai és azon belül a csomádi vulkáni működés számos egyedi vonást mutat (SZAKÁCS et al. 1993): (1) A vulkáni komplexum kréta flis üledékes sorozatra települ, ami a Keleti-Kárpátok akkréciós ék sorozatát képviseli. (2) A csomádi dácit-vulkánossággal egyidőben alkáli bazalt magma tört fel a Persány hegység előterében, a Csomádtól mintegy 40 kilométer távolságban nyugatra (SEGHEDI & SZAKÁCS 1994; DOWNES et al. 1995; PANAIOTU et al. 2004). (3) A csomádi vulkáni kőzetek jellemzően különböző kőzetkémiai sajátosságokat mutatnak a tőle északnyugatra fekvő mészkáli vulkáni sorozathoz képest.

### Vizsgálati módszerek

A terepi vulkanológiai megfigyelések nyomán a mintavételezés és a minták kiválasztása laboratóriumi vizsgálatokra a következő szempontok szerint történt: 1) képviselve legyen minden ismert horzsaköves feltárás, 2) az adott feltáráson belül függőleges szelvény mentén több piroklasztiszint horzsaköve is vizsgálatra kerüljön; 3) az egyes feltárásokon belül vizsgáltuk az eltérő megjelenésű horzsaköveket is.

A horzsakövekben lévő ásványfázisok, valamint a kőzetüveg kémiai összetételét elektronmikroszkopos vizsgálattal határoztuk meg. A mérések az Institute für Litho-

sphärforschungen, Universität der Wien mikroszonda laboratóriumában történtek CAMECA SX100 típusú hullámhossz-diszperzív spektrométerrel felszerelt műszerrel, 15 kV feszültségen, 20 nA mintaáramon. A kőzetívegek esetében a nátriumvesztéség kiküszöbölésére defokuszált, 5 mm átmérőjű elektronsugarat használtunk, a Na és K mérése pedig csak 10 mp-ig történt, míg a többi elemé 20 mp-ig. Az egyes elemek koncentrációjának mennyiségi meghatározásához az alábbi ásványstandardokat használtuk: Na, Si, Al: albit; Fe: almandin; Mg: olivin; Ca: wollastonit; Ti: rutil; Mn: spessartin; K: ortoklász. Az eredményeket másodlagos standardokon ellenőriztük.

A teljeskörű kémiai összetétel röntgenfluoreszcens spektrometriai vizsgálattal határoztuk meg az Universität der Wien geokémiai laboratóriumában. A minták elemzése három szakaszban történt: izzítási veszteség meghatározása, főelem-, majd nyomelem-összetétel mérése. Az izzítási veszteséget (LOI) a minták három órás, 850 °C-os kemencében való hevítésével keletkezett tömegvesztéséből számoltuk. A főelemeket magas hőmérsékleten homogenizált, majd hirtelen lehűtött üveglemezeken mértük. Ehhez a kihevített minták 1,2 g-ját 6 g dilítium-tetraboráttal elkeverve 1200 °C-on homogenizáltuk, majd hibátlan felületű üveglemezeket öntöttünk belőlük. A nyomelem mérésekhez a hevítetlen porminták 10 g-ját 0,5 ml polivinil-alkohol oldattal kevertük, majd sima felületű korongokká préseltük. A mintaelőkészítések után a mintákat Philips PW2400-as Rh-csővel felszerelt, szekvens röntgenfluoreszcens spektrométerrel mértük. Néhány további nyomelem (Sc, Th) és a ritkaföldfémek koncentrációjának meghatározása ELAN 6100 típusú induktív-csatolású plazma tömegspektrométerrel (ICP-MS) történt. A minták feloldása salétromsav és hidrogén-fluorid oldatokkal történt. Az eredményeket BE-N és BCR-2 nemzetközi standardok egyidejű mérésével ellenőriztük. A kapott adatok <5% hibahattárral megegyeztek.

### A horszakövet tartalmazó feltárások leírása

Terepi vizsgálataink során megmintáztuk a csomádi vulkáni komplexumban előforduló összes olyan feltárást, amelyben horszakövet tartalmazó vulkáni törmelékes képződmény található (1. ábra). Ezek a képződmények a Csomád második, robbanásos vulkáni kitérőszakaszából származnak, azonban terepen nem különíthetők el egyértelműen a Mohos, illetve a Szt. Anna kitérőek termékei. E feltárások egy részének korábbi leírása, részben vulkanológiai értelmezése BÁNYAI (1917), SZAKÁCS & SEGHEDI (1991, 1996), valamint MORIYA et al. (1995, 1996) munkáiban található meg.

*Tusnádfürdői feltárás (Tf) (részben SZAKÁCS & SEGHEDI (1996), MORIYA et al. (1995, 1996) leírásai alapján)*

A 15–18 m hosszú és 13–14 m magas mesterséges feltárás Tusnádfürdőtől 1–1,5 km-re délre található a sepsibükkszádi úton, a csomádi komplexum nyugati lejtőjén.

A feltárás rétegoránák legalját az Olt teraszüledékei képezik. Ezen található egy 30 cm vastag őstalajréteg, ami felett már csak vulkanikus eredetű képződmények fordulnak elő. A vulkáni összleten belül – alulról felfelé – négy egységet különíthetünk el.

1) Jól osztályozott, 4,6 m vastagságú, subpliniusi, szórt lapillikó egység, 2–10 cm-es horszakövekkel. A horszakövek közt sűrűségbeli különbségeket észlelünk.

2) Váltakozó tufa- (3–5 cm vastag) és horszaköves finomszemcsés lapillitufa (3–15 cm vastag) rétegegység, ami freatomagmás kitéréshez kapcsolható.

3) Rosszul osztályozott, 5,4 m vastag, mátrixvázú, lapillitufa piroklasztár egység két különböző törmeléksűrűségű alegységgel. Ez az egység többnyire litoklasztokat tartalmaz, elszórta elszenesedett ágmaradványok jelennek meg.

4) Rosszul osztályozott, változó vastagságú (maximálisan 1 m), mátrixvázú, sűrű, durvatörmelék, nagy energiájú vulkáni törmelékár (lahar) üledék.

A vizsgált minták az 1) és 3) rétegből származnak.

#### *Románpusztai feltárás (Rp)*

A mesterséges feltárás a Mohos-krátertől keletre, a természetvédelmi területet jelző táblával ellentétes oldalon, a Szt. Anna-tóhoz vezető úttól 20 m-re, a tisztáson található, magassága 2–2,5 m. A feltárás egy vulkáni egységként értelmezhető, amely több rétegből áll. A rétegek 30°-ban a Mohos-kráter felé dőlnek.

A feltárásban ritmikusan váltakoznak tufarétegek lapillikőrétégekkel (2. ábra, A). A hullámos lefutású tufarétegek vastagsága 5–20 cm közti, néhol belső finomrétegzettséget tapasztaltunk. A lapillikőrétégek vastagsága 5 cm-től 1 m-ig változik. Közepesen osztályozottak, többnyire horzsakövet tartalmaznak, amelyek mérete az egyes rétegekben 2–6 cm közt váltakozik. A lapillikőrétégekben két eltérő megjelenésű horzsakövet találunk. Az egyik típus világos, fehér színű, hólyagüregben gazdag, kis sűrűségű, a másik pedig szürkés színű, tömöttebb szövetű, nagyobb sűrűségű. A feltárás egy 30 cm vastag nagyon jól osztályozott (szemcseméret 3–5 cm) réteggel végződik. Korábban két közetblokk (50 cm átmérő) aszimmetrikus becsapódási nyoma is látható volt, amely alapján visszakövetkeztethetünk a szállítás irányára, és a Mohos-kráterből való származásra. A vulkanológiai jellegek freatomagmás kitéréshez kapcsolódó piroklasztosórás és torlóár váltakozására utalnak. A vizsgált feltárás alatt, közvetlenül az út részsíjében egy kisebb, félig-meddig beomlott feltárás található, amelynek finom tufaüledékeiben akkréciós lapilli figyelhető meg. Ez utóbbi feltárást korábbi, jobb állapotában részletesen SZAKÁCS & SEGHEDI (1989; 1991) írták le, amelyben dűneszerkezetű alapi torlóár üledéket azonosítottak. Az üledék jellege és az akkréciós lapilli megjelenése alapján freatomagmás kitérésre következtettek. A horzsakőmintákat a feltárás felső részéből vettük.

#### *Veres-pataki feltárás (Vp)*

A Mohos-kráter ÉK-i részében, a lápot lecsapoló Veres-patak által feltárt két kibukkanás, amelyek a patak szurdokának bal ágában, illetve a két ág egyesülésénél található. Az alább leírt rétegsort a két feltárás szelvényének összeillesztése alapján adjuk meg. A feltárásban három egységet különíthetünk el alulról felfelé.

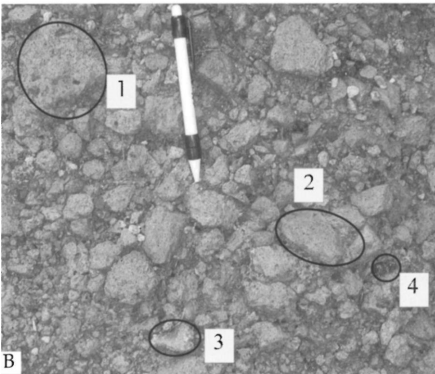
1) Freatomagmás eredetű, 3 m vastag, tufa és horzsakő-tartalmú lapillikőrétégek ritmikus váltakozása. Az alsó feltárás alja erősen dőlt (20°), 4–5 pár tufa és horzsaköves lapillikőrét ritmikus váltakozásából áll. A tufarétegek vastagsága 2–8 cm közti. A közepesen osztályozott, lapillikőrétégek vastagsága 15–30 cm.

2) A középső egység vastagsága kb. 3 m. Tömeges, rosszul osztályozott, mátrixvázú horzsaköves piroklasztár eredetű üledék.

3) A legfelső egység 0,7 m vastag. Több vékony tufaréteg sorozata, amelyen belül néhány vékony, finom lapillikő és lapillitufa (szemcseméret 0,3–1 cm) horzsakőrétet is találunk. Vastagságuk 1–10 cm.



A



B

2. ábra. A) Váltakozó tufa és lapillikőrétegek a románpusztai (Rp) feltárában. B) A lapillikőrétegek jellemző törmelékei (Kovászna-Hargita határfeltárás; KH): 1. Kis sűrűségű, világos színű horzsakő; 2. Nagyobb sűrűségű, szürke horzsakő; 3. Dácitlitoklaszt; 4. Sötét színű, üveges dácitlitoklaszt

Fig. 2. A) Alternating tuff and lapillistone beds in the Románpuszta (Rp) outcrop. B) Characteristic clasts of the lapillistone beds (Kovászna-Hargita county boundary outcrop; KH): 1. Low density, bright pumice; 2. Denser, grey pumice; 3. Dacite lithoclast; 4. Dark glassy dacite lithoclast

Fig. 2. A) Alternanțe ale orizonturilor de tufuri și lapilii din aflorimentul de la Poiana Română (Rp), B) Detritusul caracteristic al orizontului de lapilii (aflorimentul de la limita județelor Kovasna-Harghita, KH): 1. Piatră ponce de culoare deschisă cu densitate mică; 2. Piatră ponce de culoare gri cu densitate mai mare; 3. Litoclaste de dactit; 4. Litoclaste sticloase de dactit de culoare închisă

A feltárás lábánál, a patak medrében nagy számú kenyérbombát találtunk. A kőzetdarabok külső, radiálisan repedezett kérge fekete, üveges, míg a belseje szürke, porfiros szövettű kőzet. A Csomádon és környezetében előforduló kenyérbombákat SZAKÁCS & JÁNOSI (1989) írták le részletesen.

#### Kovászna-hargitai megyehatár menti feltárás (KH)

A Kovászna-Hargita megyehatár mesterséges feltárás a Szent Anna-tóhoz vezető úttól jobbra, a megyehatárt jelző táblától 50 méternyire, az erdőben található. Jelenleg a feltárás magassága 2 m körüli.

A képződmény több alegységre osztható. Finom tufarétegek váltakoznak durvább szemcsés lapillikő rétegekkel. Az egyes tufarétegek vastagsága 1–6 cm közötti, jól



osztályozottak, belső lamináltság ritkán tapasztalható. A lapillikó rétegek vastagsága 5–50 cm közti. Ez utóbbiak közepesen osztályozottak. Főként 5–6 cm-es horzsakövekből állnak, de viszonylag sok hasonló méretű litoklasztot is tartalmaznak (2. ábra, B). A litoklasztok részben andezitek-dácitok, részben az előző feltárásban leírt kenyérbombák szegélyi részéhez hasonló üveges kőzetdarabok. Ebben az alegységben is megtalálható a korábbi feltárásokban leírt két, kis és nagy sűrűségű horzsakötípus.

#### *Sepsibükkszádi feltárás (Bx)*

A feltárás a Sepsibükkszádtól Szent Anna-tóhoz vezető út bal oldalán, a falutól 3 km távolságra lévő útbevágásban található. A Csomád déli lejtőjén elhelyezkedő 5–10 m magas és 15 m széles feltárásban több vulkáni egységet különíthetünk el.

1) A feltárás alsó részén magmás litoklasztokat is tartalmazó folyóvíz által lerakott üledékek találhatók.

2) A feltárás jobb felső negyedében, 2 m vastagságban egy tömeges, rosszul osztályozott, mátrixvázú törmelékár üledéke látható, amelyben a változatos színű porfíros, magmás litoklasztok aránya kb. 80%. A kőzetdarabok mérete a néhány cm-től a több 10 cm-ig terjed.

3) A folyóvízi üledékes rétegsorban egy völgybevágódásszerű mélyedés figyelhető meg. Ennek alsó 20 cm-ében sárgás elszíneződésű, jól osztályozott, mátrix nélküli, 2–8 cm-es, szögletes, magmás törmelékekből álló réteg található, amely piroklasztoszórással keletkezhetett. A magmás törmelékek hasonló litológiai típusúak, ami alapján feltehetően ezek a vulkáni kürtő megnyílásokor, a kürtőt elzáró magmadugónak a kirobbanása során jöttek létre. Erre utalhat a törmelékek sárgás elszíneződése is, ami feltehetően hidrotermás átalakulás eredménye.

4) A szórt egység fölött 4 m vastagságban egy tömeges, rosszul osztályozott, mátrixvázú horzsaköves piroklasztár egység figyelhető meg, amely az előzőekben leírt egységtől mind színében, mind anyagában különbözik. Ebben az egységben a durvaszemcséjű piroklasztok aránya kb. 70%, ezek főleg néhány cm – akár 30 cm átmérőjű horzsakövek. A horzsakövek szimmetrikus gradációt mutatnak: alul inverz, felül normál gradáció figyelhető meg. A vulkáni egység alsó fél méterében a szemcseméret 2–10 cm, a rá következő fél méterben 10–30 cm-es darabok dominálnak, majd a szemcseméret újra 2–10 cm-ig csökken. Esetenként előfordulnak vörös és szürke színű, 1–2 cm nagyságú magmás litoklasztok. Az egység legalsó, kissé sárgás elszíneződésű részében több elszenesedett ágdarabot találtunk, ami a piroklasztár magas hőmérsékletére utal. Az egység, illetve a 3) egység aljának homorú alakja és a folyóvízi üledékegységre való településük azt sugallja, hogy a piroklasztár egy egykori völgyben zúdulhatott le.

Horzsakő mintát a 4) egységből vettünk. Innen származik egy szenesedett famaradvány minta is, amelynek betemetődési korára szénizotópos kormeghatározást végeztünk.

#### *Fehérmartoki feltárás (Fm)*

A Kézdivásárhely határában, a Csomádtól 25–30 km-re, a Torja-patak bal partján lévő helyiek által használt homokbányában található fehérmartoki feltárást elsőnek BÁNYAI említette (1917). A feltárásban látható horzsakő-lapilli réteget SZAKÁCS et al. (2002) a Csomád robbanásos kitérésének disztális képződményeként értelmezte.

A neogén–negyedkori üledékek közt 25–35 cm vastagságban települ a horzsakő-tartalmú, szemcsevázú, szórt lapilliréteg. A horzsakövek jól osztályozottak, az átlag szemcseméret 2–3 cm, az 5 legnagyobb piroklaszt átlagnagysága 5 cm.

### Radiokarbon kormeghatározás

A Csomád legutolsó vulkáni kitörésének korára a korábbi szénizotóp-vizsgálatok nem adtak egyértelmű eredményt. A tusnádfürdői (Tf) feltárásban, részben a piroklasztiréteg alatt található őstalajból származó, részben a piroklasztárban található szenesedett famaradvány mintákon végzett elemzések 10 700 BP (JUVIGNE et al. 1994) és 38 000 BP (MORIYA et al. 1995; 1996) közötti koradatot adtak. Mivel a tusnádfürdői feltárásban csak nagyon kis mennyiségű szenesedett famaradványt találtunk, ezért itt további elemzést nem tudtunk végezni. Ezzel szemben, a sepsibükkszádi (Bx) feltárásban találtunk egy nagyobb szenesedett famaradványt, ami alkalmas volt szénizotópos kormeghatározásra. A vizsgálatot a debreceni MTA Atommagkutató Intézet Környezetanalitikai Laboratóriumában végezték. A kapott koradat (27 040 ± 450 BP év) a tusnádfürdői mintákra kapott koradatok közé esik. Nem zárható ki azonban, hogy a horzsaköves képződményeket létrehozó vulkánosság akár több szakaszban zajlott néhány ezer éves időintervallumban. A kapott kor ugyanakkor megerősíti, hogy a sepsibükkszádi feltárásban megjelenő horzsaköves képződmény szintén a Csomád legutolsó vulkanizmusának terméke.

### A horzsakövek petrográfiai leírása

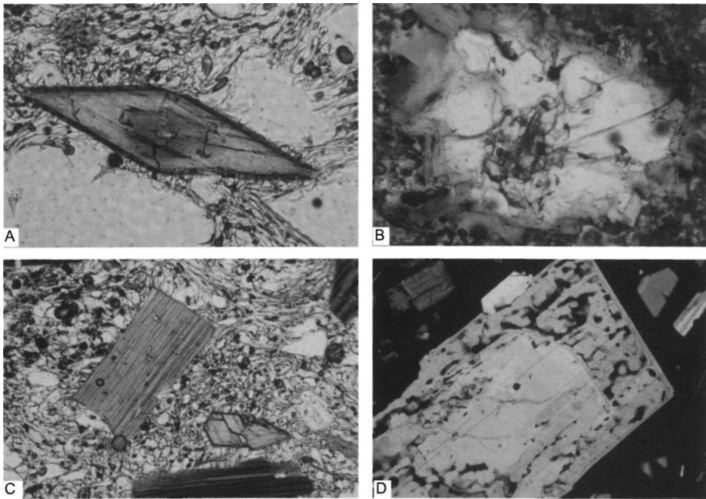
Minden feltárásból nagyszámú horzsakőmintát gyűjtöttünk, figyelve a különböző típusokra és a vertikális szelvényezésre is. A petrográfiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a horzsakövek, függetlenül a szelvénybeli helyzetüktől és sűrűségüktől, hasonló kőzettani jellegeket mutatnak. A különböző sűrűségű horzsakövek esetében a különbség a kőzetüveg szerkezetében figyelhető meg. A világos színű, kis sűrűségű horzsakövek némileg porózusabbak, sok és nagy méretű hólyagüreget tartalmaznak, a köztük lévő kőzetüvegfalak pedig nagyon vékonyak (1–2 µm). Ezzel szemben, a sötétebb, nagyobb sűrűségű horzsakövek kevésbé porózusak és bár szintén sok hólyagüreget tartalmaznak, de ezek kisebb méretűek, a kőzetüvegfalak pedig vastagabbak az előbbi típusnál.

A horzsakövek nagyrészt (60–70%) kőzetüvegből állnak. A kőzetüveg teljesen izotróp, üde, illetve csak nagyon ritkán mutat kismértékű átalakulást (devitrifikációt), többnyire csak a szegélyeken. A fenokristályok mennyisége 10–12 térfogat%. Ezek plagioklászok, amfibolok és kisebb mennyiségben biotitok. Járulékos ásványként sok apatit, kevés titanit és cirkon található.

A plagioklászok méretük alapján három csoportba sorolhatók. A legnagyobbak xenomorfak-hipidiomorfak, átlagos méretük 2–4 mm. A közepes nagyságú plagioklászok hipidiomorfak-idiomorfak. A hipidiomorfi kristályok szegélyén gyakran megfigyelhetők kőzetüveg beöblösödések. A legkisebb méretű (0,2–0,3 mm) plagioklászok kristályok idiomorfak. A nagy és közepes méretű plagioklászok gyakran zónásak, esetenként nagyobb kristályokban oszcillációs zónásság is előfordul. A

legnagyobb plagioklászokra jellemző a szivacsos szerkezet, azaz a kristály magjában több-kevesebb mennyiségű szabálytalan alakú, olykor egymásba kapcsolódó szilikátolvadék-zárvány jelenik meg. Ezt a kristályszerkezet megjelenését a szakirodalomban szivacsos-sejtes típusnak nevezik (HIBBARD 1995). Ezekre a plagioklászokra jellemző a rezorbeált, szabálytalan lefutású szegély. A közepes integritású plagioklászok közt két fő szerkezeti típust különíthetünk el: i) a mag szivacsos-sejtes, a szegély pedig homogén, zárványmentes; ii) a mag homogén, a szegély szivacsos-sejtes (3. ábra, D). A plagioklászokban gyakoriak az elsődleges szilikátolvadék zárványok. A nagyobb plagioklászok amfibol- és biotitzárványokat is tartalmaznak, illetve gyakori az előbbi ásványokkal való összenövés. Esetenként nagyobb méretű (max. 0,37 mm) cirkonzárványokat is találunk.

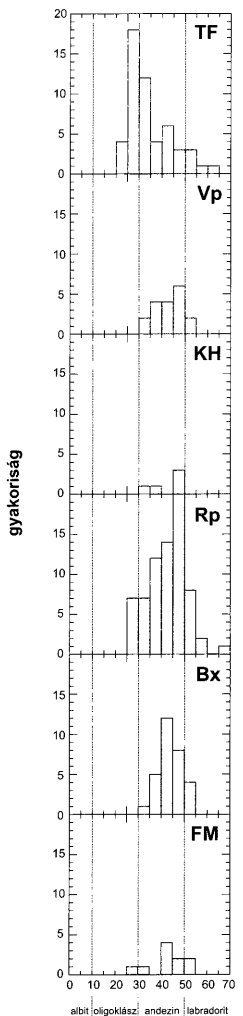
Az amfibolok mérete változó, átlagban 0,8–1 mm nagyságúak. Nagyrészt idiomorf megjelenésűek (3. ábra, A), de gyakoriak a tört kristályok is. Színük általában halványzöld-sötétzöld, pleokroosak, emellett előfordulnak vörösesbarna színűek is. Opatosodás körülöttük nem figyelhető meg. Megjelenésük alapján az amfibolok horn-



3. ábra. A) Oszillációs zónás amfibol fenokristály (Rp feltárás), 1N. B) Ortopiroxén xenokristály, amelynek rezorbeált peremére amfibol kristályok növekedtek (KH feltárás), 1N. C) Biotit fenokristály (Rp feltárás), 1N. D) Plagioklász fenokristály külső szivacsos szövettel (Rp feltárás), +N.

Fig. 3 A) Oscillatory zoned amphibole phenocryst (Rp outcrop), 1N. B) Orthopyroxene xenocryst overgrown by amphibole crystals (KH outcrop), 1N. C) Biotite phenocryst (Rp outcrop), 1N. D) plagioclase phenocryst with spongy margin (Rp outcrop), +N.

Fig. 3. A) Fenocristale de amfibol cu zone oscilatorie (aflorimentul Rp), 1N. B) Cristale de amfibol crescute peste xenocristale de ortopiroxeni (aflorimentul KH), 1N. C) Feno-cristale de biotit (aflorimentul Rp), 1N. D) Fenocristale de plagioclaz cu aureolă marginală spongioasă (aflorimentul Rp), +N.



Anortit-tartalom (mol%)

blendék. Megjelennek ikres és zónás kristályok is. A legtöbb amfibol normál zónás, de előfordulnak oszcillációs (3. ábra, A), sőt inverz zónás kristályok is. Egyes amfibolkristályok belsejében szintelen, eltérő interferencia színű ásványokat figyeltünk meg, amelyeket piroxénként határoztunk meg (3. ábra, B). Ezek az ásványok erősen rezorbeált megjelenésűek és az amfibolkristályok magját képezik. A mikroszondás elemzések alapján ezek nagyrészt ortopiroxének, azonban előfordulnak ortopiroxéne ránótt klinopiroxének is. Szintén a mikroszondás vizsgálatok mutatták ki, hogy a piroxének mellett olivin is (Bxu/4 sz. minta) megjelenik amfibol kristályok magjában. Az amfibolkristályokban szintén gyakoriak a szilikátolvadék-ásványok. A nagyobb kristályokban előfordulhatnak plagioklász- és biotitzárványok is.

A fenokristályok között legkisebb mennyiségben az idiomorf-hipidiomorf biotit jelenik meg (3. ábra, C). Apatit- és szilikátolvadék-zárványokat tartalmaz. A biotitok belsejében néha sötétebb barnás folt észlelhető, amelyek cirkonzárványok pleokroós udvarai-ként értelmezhetők.

Járuulékos ásványként apatit, titanit és cirkon fordul elő. Az apatit helyenként mikrofenokristály méretben is megjelenik.

#### A horzsakövek ásványkémiái vizsgálata

A horzsakövekben található ásványfázisok és a kőzetüveg kémiai összetétel adatai a <http://petrology.geology.elte.hu/harangi.html> honlapról tölthetők le.

A horzsakövekben a leggyakoribb fenokristály a földpát, amely kivétel nélkül plagioklász. A plagioklászok kémiai összetétele viszonylag homogén, többségük andezin (4. ábra). A románpusztai (Rp) és tusnádfürdői (Tf) horzsakövekben megjelenő plagioklászok

4. ábra. A vizsgált feltárások horzsaköveiben előforduló plagioklászok An-tartalom (mol%) változékonysága. A feltárások szimbólumait az 1. ábra tartalmazza. FM: fehérmartoki feltárás

Fig. 4 Variation of the An-content (mol%) of the plagioclases found in the pumices of the studied outcrops. The explanations of the symbols of the outcrops can be found in Fig. 1. FM: Fehérmartok outcrop

Fig. 4. Variația conținutului de An (mol%) al cristalelor de plagioclazi găsite în pietrele ponce din aflorimentele studiate. Legenda pentru aflorimente vezi la Fig.1. FM: aflorimentul Fehérmartok

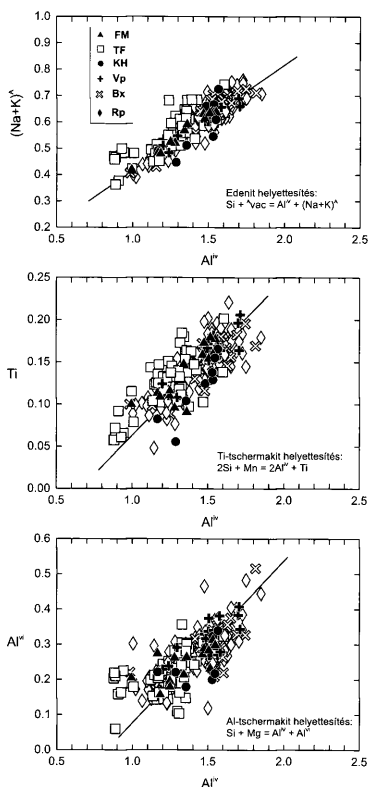
mutatják a legnagyobb kémiai változékonyságot: az andezin mellett labradorit és bázisos oligoklász is előfordul. A tusnádfürdői minták elkülönülése a legszembe-tűnőbb, amelyben nagyobb mennyiségben vannak Na-ban gazdagabb plagioklászok (An=25–35 mol%). Az egyes feltárások vertikális szelvényében nem tapasztaltunk változást a plagioklászok összetételében. A különböző megjelenésű – sűrűségű – horzsakövek plagioklászai szintén hasonló összetételűek.

A horzsakövek leggyakoribb mafikus ásványa az amfibol. A vizsgált amfibolok az IMA nevezéktan (LEAKE et al. 1997) szerint négy csoportba tartoznak: edenit, magneziohastingsit, magneziohornblende és pargazit. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy ez az osztályozás jelentősen függ az alkalmazott  $\text{Fe}^{3+}$  becslési eljárástól is (mikroszkopos vizsgálattal nem különíthető el a különböző oxidációs fokú vas, az ásvány-kémiai összetételben a vasat  $\text{FeO}$  formában kifejezve adják meg. Az  $\text{Fe}^{3+}$  értékének becslése elektrosztatikai és/vagy sztöchiometriai alapon történik). A szakirodalomban egyes szerzők 13 kationszámra (13CNK; az összkationszámból levonva a Ca, Na és K értékeit) számolják ki az amfibolok  $\text{Fe}^{3+}$  értékét (pl. BACHMAN & DUNGAN 2002), mások a LEAKE et al. (1997) munka ajánlásait követve a minimum és maximum becslés átlagát veszik (pl. HALAMA et al. 2006). A két számolás hasonló eredményt ad a kationszámok többségére, azonban az  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  arány a 13CNK-számolás esetében 2–3-szorosa a LEAKE et al. (1997) által javasolt módszerrel kapott értékhez képest. Mindez jelentősen befolyásol-

5. ábra. A  $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ , Ti és  $\text{Al}^{\text{VI}}$  változása az  $\text{Al}^{\text{IV}}$  függvényében jelzi az amfibolokban lévő elemhelyettesítési folyamatokat. A csomádi horzsakövekben lévő amfibolokban mind a hőmérséklet-, mind a nyomásfüggő elemhelyettesítés felismerhető

Fig. 5. Variation of  $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ , Ti and  $\text{Al}^{\text{VI}}$  in the function of  $\text{Al}^{\text{IV}}$  indicating the substitution mechanisms in the amphiboles. The Csomád amphiboles show both the temperature and pressure dependant substitutions

Fig. 5. Variația  $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ , Ti și  $\text{Al}^{\text{VI}}$  în funcție de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  indicând mecanismul de substituție a elementelor. În amfibolii pietrelor ponce se poate recunoaște mecanismul de substituție dependent de temperatură sau de presiune



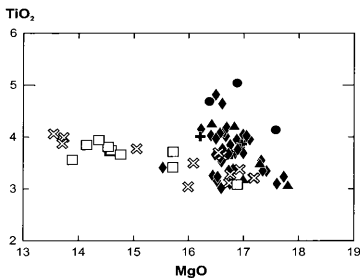
ja a nevezéktani besorolást is, amelyben kiemelt szerepet kapnak többek között az  $Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$ , valamint az  $Al^{VI}/Fe^{3+}$  arány értékek. Az IMA ajánlást követve az amfibolok túlnyomó többsége edenit, ami mellett a magneziohastingsit és magneziohornblende jelenik meg, míg a 13CNK-számolás alapján az amfibolok nagy többsége magneziohastingsit és magneziohornblende, pargazit egyáltalán nincs és az edenit is alárendelt. Az egyéb paramétereket tekintve az IMA ajánlást követő kationszámolás esetében némileg nagyobb értéket kapunk az A-pozícióban lévő Na-ra (13CNK számolás  $Na_A$ -hoz képest 1,1–1,4-szoros értékek), a tetraéderes, illetve oktaéderes pozícióban lévő Al értéke viszont megközelítően azonos. Munkánkban a LEAKE et al. (1997) által javasolt módszert követtük, aminek előnye az is, hogy megegyezik a HOLLAND & BLUNDY-féle (1994) amfibol-plagioklász geotermométerben követett számolással is.

A csomádi horzsakövekben lévő amfibolok kémiai összetételének változékonysága nagy. Az  $Al_2O_3$  tartalom például 5,59 t% és 13,74 t% között változik, amelyen belül két gyakorisági maximum figyelhető meg a 7–9 és 10–11 t% intervallumban. A tusnádfürdői amfibolokra általában a kisebb Al-tartalom jellemző, míg a többi feltárás amfiboljainak túlnyomó többsége 10–12 t%  $Al_2O_3$ -t tartalmaz. A nagy összetételbeli változékonyság sok esetben egy kristály esetében is megfigyelhető. Az  $Al_2O_3$ -tartalom akár 3–4 t% különbséget is mutathat, míg az MgO értékekben 4–6 t% különbség is megfigyelhető. A változékonysággért különböző elemhelyettesítési mechanizmusok a felelősek, amit részben a különböző kristályosodási hőmérséklet, részben a nyomás szabályozott (5. ábra). Figyelemre méltó, hogy a tusnádfürdői minták következetesen eltérnek a többi feltárás horzsaköveiben lévő amfibolok trendjétől.

A vizsgált horzsakövekben viszonylag alárendelt mennyiségben (<5 tf%) jelennek meg csillámok. Ezek biotitok és flogopitok. Az MgO vs.  $TiO_2$  diagramon a tusnádfürdői (Tf) és sepsibükkszádi (Bx) biotitok egyértelműen elkülönülnek a többi feltárás biotitjaitól (6. ábra).

Piroxének önállóan nem jelennek meg a vizsgált horzsakövekben, azonban minden feltárás horzsakövében előfordulnak amfibolok kristálymagjában. A piroxének uralkodóan ortopiroxének, ezekre ránövekedésként klinopiroxén is megfigyelhető. A vizsgált adatsor alapján az ortopiroxének magnéziumban gazdagok, az IMA nevezéktan (MORIMOTO 1988; ROCK 1990) alapján ferroensztatitok. Az En-tartalom 84 és 89 mol% intervallumban változik, mg-számuk ( $=Mg^{2+}/[Mg^{2+}+Fe_{tot}]$ ) 0,86–0,92 (7. ábra). A klinopiroxének a ferrodioszid határhoz közel

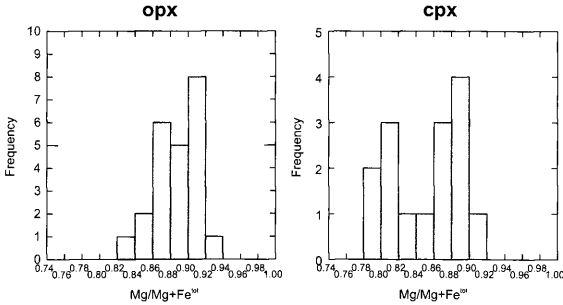
eső Mg-gazdag augitok. Az  $Al_2O_3$ -tartalmuk viszonylag alacsony (többnyire <3 t%) és ugyancsak szegények  $TiO_2$ -ban ( $TiO_2 < 0,4$  t%). Feltűnő, hogy akárcsak az ortopiroxének



6. ábra. A csomádi horzsakövekben előforduló biotitok MgO/ $TiO_2$  diagramja. A jelmagyarázatot l. az 5. ábrán.

Fig. 6 MgO vs.  $TiO_2$  in the Ciomadul biotites. Explanation of the symbols can be found in Fig. 5.

Fig. 6. Diagrama MgO/ $TiO_2$  din biotitele de la Munții Ciomadul. Legenda vezi la Fig. 5



7. ábra. Az amfibol fenokristályokban megjelenő ortopiroxének (opx) és klinopiroxének (cpx) mg-szám ( $Mg/Mg+Fe_{\text{tot}}$ ) változékonysága

Fig. 7 Frequency distribution of the mg-number of the orthopyroxenes and clinopyroxenes enclosed by amphibole phenocrysts

Fig. 7. Distribuția numărului mg din ortopiroxeni și din clinopiroxeni găsiți în fenocristalele de amfibol

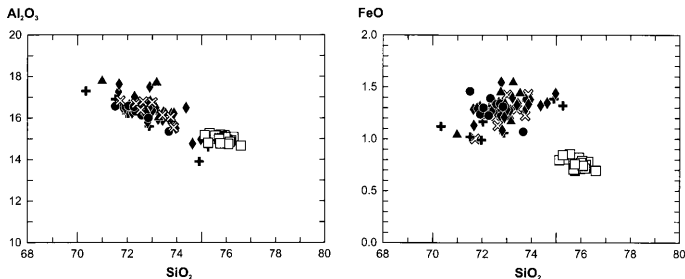
esetében, a klinopiroxének mg-száma is igen magas (mg-szám=0,88–0,90), bár előfordulnak 0,78–0,82 közötti értékek is (7. ábra).

Olivint a Bxu4/4 mintában, a sepsibükkszádi feltárás felső piroklasztár üledékének nagyméretű horzsakövében figyeltünk meg. Akárcsak a piroxének, az olivin is amfibol-kristály magjában jelenik meg. A két mért olivin forszteritartalma 79,44 és 82,24 mol%.

## A horzsakövek közetkémiai vizsgálata

### Kőzetüveg

A horzsakövek alapanyaga többnyire üde kőzetüvegből áll. A kőzetüvegek illótartalmát (ami nagy részben  $H_2O$ ) az úgynevezett „különbség”-módszerrel (DEVINE et al. 1995) becsültük (100% és a mért oxid adatok összegének különbsége). Ez alapján a kőzetüvegek víztartalma túlnyomórészt 3,5 és 5 t% közötti. A tusnádfürdői alapanyag kőzetüvegek mind ide tartoznak, míg a többi feltárás horzsakövének kőzetüvegei nagyobb változékonyságot mutatnak. A további vizsgálatokhoz a főelem összetételi adatokat száraz állapotra, 100 t%-ra számoltuk át. A vizsgált kőzetüvegek  $SiO_2$ -tartalma 70 és 77 t% között változik, ami riolitos összetételnek felel meg. A különböző feltárások horzsaköveinek kőzetüvege kémiai összetételében hasonló, ettől csak a tusnádfürdői minták horzsaköve tér el. Ez utóbbi minták kőzetüvege jellemzően nagyobb  $SiO_2$ -tartalommal rendelkezik ( $SiO_2=75,1-76,5$  t%) és eltér a többi kőzetüvegminta által kirajzolt összetételbeli trendektől (8. ábra). A kőzetüvegek  $K_2O/Na_2O$  aránya általában 1 és 2 közötti, azaz káli jellegűek. A fenokristályokban lévő szilikátolvadék zárványok kőzetüvegei általában jó hasonlóságot mutatnak a horzsakövek alapanyag üvegeinek összetételéhez, azaz feltehetően nem sokkal a vulkáni kitorés előtt záródhattak be véglegesen.



8. ábra. A csomádi horzsakövek alapanyag kőzetüvegének kémiai összetétele. A jelmagyarázatot az 5. ábra tartalmazza

Fig. 8. Major element composition of the matrix glasses of the Ciomadul pumices. Explanation of the symbols can be found in Fig. 5.

Fig. 8. Compoziția chimică a matricei sticloase a pietrelor ponce din Munții Ciomadul. Legenda vezi la Fig. 5

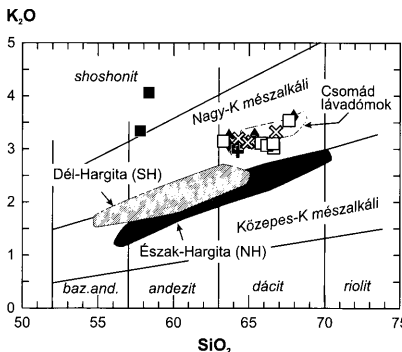
### Teljes horzsakő minták

A csomádi horzsakövekről SZAKÁCS & SEGHEDI (1986) publikált először teljes kémiai összetételi adatokat. Rámutattak arra, hogy ezek jó hasonlóságot mutatnak a többi dél-hargitai vulkáni kőzettel és uralkodóan dácitok. Munkánk során minden feltárásból több egyedi horzsakőmintát is vettünk, amelynek meghatároztuk főelem- és nyomelem-összetételét. A vizsgált horzsakövek illótartalma (LOI) 0,5 és 4 t% között változik. Ezek közül kivételt csak a fehérmartoki (Fm) minta jelenti,

9. ábra. A csomádi horzsakövek osztályozása a  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$  diagram alapján (GILL 1981). Összehasonlításképpen feltüntetjük az Észak- és Dél-Hargita mészkalkáli vulkáni kőzeteinek, a Málnás-Bükkszád shoshonitjainak, valamint a csomádi lávadóm kőzetek (MASON et al. 1996) összetételeit is. A jelmagyarázatot az 5. ábra tartalmazza

Fig. 9 Classification of the Ciomadul pumices based on the  $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$  contents (GILL 1981). For comparison the compositional variations of the Northern (NH) and Southern Harghita (SH) calc-alkaline volcanic rocks, the Malnaș-Bicsad shoshonites and the Ciomadul lava dome rocks (MASON et al. 1996) are also indicated. Explanation of the symbols can be found in Fig. 5

Fig. 9. Clasificarea pietrelor ponce din Munții Ciomadul pe baza diagramei  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$  (GILL 1981). Pentru comparație s-a indicat pe diagramă compoziția chimică atât a vulcanitelor calco-alkaline din Munții Harghita Nord și Sud, precum și a shoshonitelor Malnaș-Bicsad, cât și a domurilor de lavă din Munții Ciomadul (MASON et al. 1996). Legenda vezi la Fig. 5





10. ábra. A csomádi horzsakövek primitív köpeny összetételre (McDONOUGH & SUN 1995) normált nyomelem eloszlása. Összehasonlításként feltüntetjük az Észak- és Dél-Hargita mészkáli vulkáni kőzeteinek (MASON et al. 1996) nyomelem-eloszlási változékonyságát is. A jelmagyarázatot az 5. ábra tartalmazza.

Fig. 10 Primitive mantle (McDONOUGH & SUN 1995) normalized trace element patterns of the Csomád pumices. For comparison the trace element compositional variations of the Northern (NH) and Southern Harghita (SH) calc-alkaline volcanic rocks (MASON et al. 1996) are also indicated. Explanation of the symbols can be found in Fig. 5

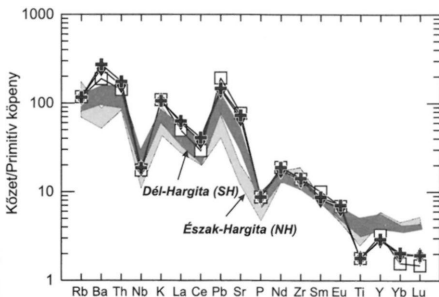


Fig. 10. Distribuția normalizată a elementelor minore a compoziției mantalei primitive (McDONOUGH & SUN 1995). Pentru comparație s-a indicat distribuția elementelor minore a vulcanitelor calco-alkaline ale Munților Harghitei de Nord și Sud (MASON et al. 1996). Legenda vezi la Fig. 5

amelynek izzítási vesztesége a 6 t%-ot is elérte. A horzsakövek kémiai összetételük alapján kivétel nélkül nagy K-tartalmú dácitok (9. ábra). Összetételük egyértelműen elkülönül az Észak-Hargita vulkáni kőzetei (MASON et al. 1996) által kirajzolt trendtől, de különböznek a Dél-Hargita (MASON et al. 1996) pliocén vulkáni kőzeteitől is. Ugyanakkor geokémiaileg nem különíthetők el a csomádi lávadómkőzetektől (Bálványos, Köves-Ponk és Kis-Haram lávadómok; MASON et al. 1996).

A csomádi horzsakövek nyomelem-összetétele alapvetően hasonló egymáshoz, a tusnádfürdői mintákban azonban jellemzően kisebb az inkompatibilis nyomelem koncentráció (10. ábra). A nyomelem eloszlási görbék legfontosabb jellemzői az erősen inkompatibilis, vízben mobilis, nagy ionsugarú litofil elemekben (Rb, Ba, Sr) való gazdagodás, a negatív Nb-anomália és a pozitív Pb-anomália. Hasonló geokémiai tulajdonságokat mutatott ki korábban SEGHEDI et al. (1986; 1987) is. Ezek a sajátosságok tipikusan a szubdukciós zónák magmás kőzeteire jellemzőek. Összehasonlítva a csomádi horzsakövek nyomelemgörbéit a Hargita vonulat andezit és dácit mintáival (MASON et al. 1996), a következőket állapíthatjuk meg: A görbék lefutásának általános jellege azonos („szubdukciós” jelleg), azonban jellemző különbségeket is észlelhetünk. A csomádi horzsakövekben kiemelkedően nagyobb a Ba- és a Sr-koncentráció és magasabb a K-tartalom is. A másik fő különbség, hogy a csomádi horzsakövek jellemzően alacsony itrium és nehéz ritkaföldfém (NRFF) koncentrációt mutatnak. Mindez összhangban van SEGHEDI et al. (1986; 1987) és SZAKÁCS et al. (1993) megállapításával, miszerint a Dél-Hargita vonulata mentén délkelet felé fokozatos geokémiai változás mutatható ki.

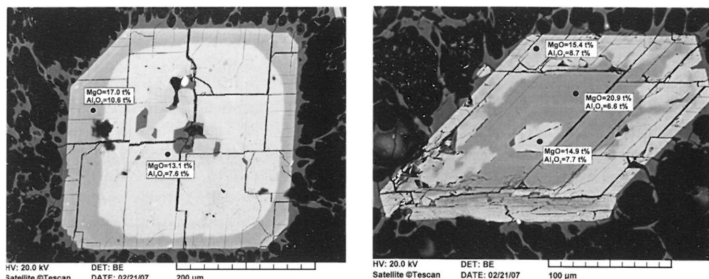
### Az ásvány- és kőzetkémiai adatok értelmezése

A Csomád robbanásos vulkáni működése két nagyobb kitörési szakaszra bontható, ami a Mohos- és a Szt. Anna-krátereket hozta létre. Az utóbbi, fiatalabb

kitörés terméke a szénizotóp kormeghatározás adatok alapján a tusnádfürdői és a sepsibükszádi horzsaköves piroklasztár-üledék és a kapcsolódó torlóár és szórt üledékek. A többi feltárás horzsaköves képződményeinek eredete azonban bizonytalan. A fizikai vulkanológiai jellegek nagyon hasonlóak. Csupán a románpusztai feltárás, egy egykori blokkbecsapódás nyoma utal egy esetleges mohosi eredetre. A kőzettani és geokémiai vizsgálatok ebből a szempontból nem hoztak új eredményt. A tusnádfürdői képződmény egyértelműen elkülönül a többi feltárás horzsaköveitől. A sepsibükszádi horzsakövek, amelyek feltehetően szintén a Szt. Anna kitörés termékei, azonban nem mutatnak hasonlóságot a tusnádfürdői mintákkal. Ez alól csak a biotitok összetétele a kivétel (6. ábra). Meg kell azonban jegyeznünk, hogy előzetes vizsgálataink szerint a horzsakövek többségének geokémiai jellege szinte teljesen megegyezik az idősebb lávadómközetek tulajdonságaival is. A kitörő magmák tehát viszonylag homogén összetételbeli sajátosságúak voltak közel 1 millió éven keresztül. Ez arra utalhat, hogy nem fejlődött ki hosszú életű sekély magmakamra, ahol a differenciációs folyamatok eltérő összetételű egységeket hozhatnak létre, hanem a mélyből viszonylag gyorsan törtek fel és kerültek felszínre önálló magmacsomagok. A gyors felemelkedésre utalhat az is, hogy az amfibol fenokristályok többsége körül nem figyelhető meg opacitos reakciószegély, ami a nyomáscsökkenés következtében alakul ki (RUTHERFORD & HILL 1993; BROWNE & GARDNER 2006). Emiatt, az egyedi vulkáni kitörésekhez kapcsolódó vulkáni képződmények geokémiaileg nem különíthetők el. Fontos megjegyezni azt is, hogy a horzsakövek amfibol fenokristályaiban felismert piroxén- és olivinkristályok megtalálhatók az idősebb lávadómközetekben is, sőt ott önálló kristályokként is megjelennek (LAZAR & ARGHIR 1964, SZAKÁCS & SEGHEDI 1986). Mindezt azzal magyarázhatjuk, hogy a mélyben hosszú időn keresztül hasonló magmagenetikai folyamatok játszódtak, amelyek kevésbé módosultak a magma felemelkedése során. Mindezek alapján geokémiaileg nemcsak a feltételezhető két nagyobb robbanásos vulkáni kitörés képződményei nem különíthetők el, hanem a horzsakövek kőzettani és geokémiai tulajdonságokban nem különböznek lényegesen a lávadómközetektől sem.

### *Kristályosodási körülmények*

A csomádi horzsakövek fő ásványfázisai a plagioklász és az amfibol. Mindkét ásvány kémiai összetételét érzékenyen befolyásolják a kristályosodás fizikai körülményei, azaz a hőmérséklet, a nyomás, az oxigénfugacitás és a magma víztartalma. Az amfibol fenokristályok változatos összetételbeli zónásságot mutatnak (11. ábra). A zónásság többnyire a MgO koncentrációban mutat változást, esetenként azonban ez az  $Al_2O_3$  változásával társul. A inverz zónás amfibol esetében a megnövekvő MgO és  $Al_2O_3$ -tartalom jelezheti azt, hogy egy nagyobb hőmérsékletű mafikus olvadék nyomult a magmakamrába (pl. fehértartó amfibol; 11. ábra). A tusnádfürdői oszcillációs zónás amfibol (11. ábra) esetében szintén mafikus magma benyomulással magyarázhatjuk a jelentős, mintegy 6 t%-os MgO emelkedést, azonban ebben az esetben ezt nem kíséri Al-változás (hiányzó hőmérséklet különbség?). Az amfibolok kémiai összetételének változása tükrözi a fizikai paraméterekben való változást. A tetraéderez Al pozitív korrelációja az A-pozícióban lévő Na- és K-tartalommal, a Ti-tartalommal, valamint az oktaéderez Al-mal azt jelzi, hogy mind a



11. ábra. Amfibol fenokristályok visszazórt elektronképei: inverz és oszcillációs zónás kristályok kémiai összetétel-változása. Balra: Fehérmartok horzsakő, jobbra Tusnádfürdő horzsakő amfibolja

Fig. 11 Back-scattered images of amphibole phenocrysts: compositional variation of reverse and oscillatory zoned crystals. Left: Fehérmartok locality, right: Tusnádfürdő locality

Fig. 11. Imagini „back-scattered” ale fenocristalelor de amfiboli: variații compoziționale ale cristalelor zonate invers și de oscilatoriu

hőmérséklet-, mind a nyomásváltozás befolyásolta az amfibolok kémiai összetételét (5. ábra). Az edenit és Ti-tschermakit helyettesítés hőmérséklet-függő, míg az Al-tschermakit helyettesítés nyomásfüggő (SPEAR 1981; JOHNSON & RUTHERFORD 1989; HOLLAND & BLUNDY 1994; BACHMANN & DUNGAN 2002). JOHNSON & RUTHERFORD (1989) kísérletei szerint például 0,7 értékű növekedés a tetraéderez és oktaéderez Al-ban megfelel a nyomás 2 kbar-ról 8 kbar-ra való emelkedésének. Az Al-tartalmat azonban emellett az oxigénfugacitás is befolyásolhatja (SCAILLET & EVANS 1999). A viszonylag magas össz Al-tartalom a csomádi amfibolokban azt jelzi, hogy viszonylag nagy hőmérsékleten és/vagy nagy nyomáson történthetett a kristályosodásuk. Mindeközben mafikus magmabenyomulások mehettek végbe, amelyek az amfibolok inverz és oszcillációs zónásságát okozták.

A kristályosodási hőmérséklet becslésére a HOLLAND & BLUNDY (1994) által javasolt amfibol-plagioklász geotermométert használtuk. A plagioklászok kémiai összetétele viszonylag homogén annak ellenére, hogy gyakoriak a nem egyensúlyi körülményekre utaló szöveti bélyegek, mint például a szivacsos szövet. Sisson & GROVE (1993) szerint a plagioklászok Ca/Na aránya egyensúlyi viszonyok között az olvadék Ca/Na-arányától és víztartalmától függ. Kísérletileg meghatározott, különböző  $K_D^{Ca/Na}$  értékekkel ( $K_D^{Ca/Na} = [X_{Ca}^{plag} X_{Na}^{olv}] / [X_{Ca}^{olv} X_{Na}^{plag}]$ ; Sisson & GROVE 1993) kiszámoltuk az egyensúlyi olvadék Ca/Na arányát. A  $K_D^{Ca/Na} = 3,4$  érték esetében az egyensúlyi olvadék Ca/Na arány jó egyezést mutatott a horzsakövek alapanyag kőzetüvegeinek Ca/Na arányával. Ez az érték 4 tf% vizet feltételez a magmában (Sisson & GROVE 1993). RUTHERFORD & DEVINE (1988) kísérletei szerint az amfibolok kristályosodásához kb. 4 tf% jelenléte szükséges, így a számoláshoz használt  $K_D^{Ca/Na}$  érték reálisnak tűnik és ez alapján a plagioklászok egyensúlyban vannak a horzsakövek kőzetüvege által képviselt olvadékkal. Az uralkodó plagioklász összetétel 45 mol% An-tartalom, míg a tusnádfürdői plagioklászok

esetében az An-tartalom 20–35 mol% (4. ábra). Nem ritka az amfibol és a plagioklász összenövése, ami megerősíti, hogy kristályosodásuk egyszerre történhetett. HOLLAND & BLUNDY (1994) két egyenletet is megadott a hőmérséklet becslésére. Az edenit-tremolit ( $T_{et}$ ) geotermométer szilíciumban telített körülmények között alkalmazható, míg az edenit-richterit ( $T_{er}$ ) geotermométer Si-telítetlen esetben is használható. A  $T_{et}$  geotermométer általában 40–50 °C értékkel nagyobb hőmérsékletet ad, mint a  $T_{er}$  geotermométer. A csomádi horzsakövekben nem találtunk kvarcot, azonban a kőzetüveg riolitos, azaz elképzelhető, hogy a kvarc kristályosodását a gyors erupció akadályozta meg. Ezért úgy véljük, hogy esetünkben a  $T_{et}$  geotermométer eredménye közelítheti meg a kristályosodási hőmérsékletet. A feltárások többsége esetében nagyon hasonló hőmérséklet értékeket kaptunk, amelyek 815 és 834 °C között változtak (feltárásonként a kapott hőmérséklet értékek szórása  $\pm 20$ –28 °C). A tusnádfürdői amfibol és plagioklász párokra azonban ennél szignifikánsan alacsonyabb hőmérséklet adatokat kaptunk ( $741 \pm 28$  °C). Mindezek alapján, figyelembe véve a teljes kőzet és kőzetüveg összetételbeli különbségeket is, úgy véljük, hogy a tusnádfürdői horzsaköveket eredményező kitörés magmája differenciáltabb lehetett a többi horzsakő magmájához képest és a kristályosodás alacsonyabb hőmérsékleten zajlott.

A kristályosodás nyomására becslést csak nagy bizonytalansággal adhatunk annak ellenére, hogy kísérletileg bizonyított, hogy az amfibolok Al-tartalma érzékenyen függ a nyomástól (HAMMARSTROM & ZEN 1986). A publikált geobarométerek kalibrációja azonban csak meghatározott ásványgyűtesek jelenlétére vonatkozik. A csomádi horzsakövekben ezek közül megjelenik az amfibol, plagioklász, a biotit és a titanit, azonban hiányzik a kálföldpát, a kvarc és a magnetit/ilménit. A horzsakövek kálium-gazdag riolitos összetétele azonban azt sejteti, hogy lassúbb kristályosodás esetében akár kvarc és kálföldpát is kiválthatott volna. Alkalmazva JOHNSON & RUTHERFORD (1989) geobarométer-kalibrációját az amfibolok többsége esetében ( $Al_2O_3 = 10$ –11 t%) 4,1–4,4 kbar nyomásértéket, míg a tusnádfürdői amfibolok esetében  $2,9 \pm 0,8$  kbar nyomást kapunk. Mindez összhangban áll az előbbi következtetéssel, miszerint a tusnádfürdői magma kristályosodása kisebb nyomáson (sekélyebb mélységben, ca. 5–6 km mélységben) és hőmérsékleten egy differenciáltabb olvadékból történhetett, míg a többi esetben a kristályosodás viszonylag nagy nyomáson (10–12 km mélységben) és hőmérsékleten zajlott.

A geokémiai vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy a tusnádfürdői horzsakövek differenciáltabb magmát képviselhetnek a többi feltárás horzsaköveivel képest. Ugyanakkor, az erősen inkompatibilis nyomelemekben (pl. La, Th, Nb, Zr) ezek a horzsakövek szegényebbek. Ez a geokémiai változás ugyanannak a magmának a frakcionációs kristályosodása esetén csak akkor magyarázható, ha a kristályosodásban jelentős szerepet kaptak olyan járulékos ásványok is, mint a cirkon és az allanit.

Cirkon kristályok valóban előfordulnak a horzsakövekben, allanitot, amely nagymértékben elvonhatja az olvadék könnyű ritkaföldfém tartalmát, nem találtunk. Ugyanakkor, titanit gyakori a kőzetekben. Sajnos, a szakirodalomban kevés adatot találtunk nyomelemek titanitra vonatkozó megoszlási együtthatójára (GREEN & PEARSON 1983, LYNTON et al. 1993). Bár ezekből kiténik, hogy a titanit felhalmozza a ritkaföldfémeket, a legnagyobb mértékben azonban a közepes tömegszámú ritkaföldfém elemeket. Ezzel szemben a tusnádfürdői horzsakövek Sm- és Eu-koncent-

rációja nem különbözik lényegesen a többi horzsakőtől. Mindezek alapján nem látjuk bizonyítottnak, hogy a tusnádfürdői horzsakő magmája a többi horzsakő által képviselt magmából differenciálódott. Mindez megerősítheti, hogy a csomádi vulkáni kítőréseket tápláló magmák önálló magmacsomagok, amelyek a földkéreg mélyebb részein szegregálódtak és okoztak egyedi vulkáni kítőréseket. E gondolatmenet alapján a legfiatalabb, Szt. Anna kítőrés esetében is akár több magmacsomag elérhette el a felszínt és okozott kítőrést, amivel a közel azonos korú tusnádfürdői és sepsibükkszádi horzsaköves piroklasztitok eltérő kémiai összetétele magyarázható.

### A piroxén xenokristályok eredete

A csomádi horzsakövek egyik különlegessége, hogy az amfibol fenokristályok nagy MgO-tartalmú piroxéneket tartalmaznak. Ezek többsége ortopiroxén (ferroensztatit), amelyek körül esetenként klinopiroxén (Mg-gazdag augit) is kristályosodott. Ez az ásványegyüttes arra utal, hogy a magmafejlődés során a korábban kristályosodott piroxénkristályok egy vízben gazdagabb magmába kerülhettek, ahol reakcióba léptek a környező olvadékkal, amelyből amfibol vált ki. A mafikus ásványok, mint például a piroxén és az olivin összetételét adott hőmérsékleten és nyomáson a magma kémiai összetétele határozza meg. A kísérleti vizsgálatok alapján a Fe-Mg megoszlása a kristályosodó mafikus szilikátásvány (pl. olivin, piroxének) és a vele egyensúlyban levő olvadék között állandó és meghatározható (ROEDER & EMSLIE 1970; GROVE et al. 1997). A kísérletileg meghatározott megoszlási együtthatók segítségével vizsgálható, hogy a csomádi horzsakövekben előforduló ásványfázisok milyen összetételű magmával voltak kémiai egyensúlyban. A piroxének többsége magas, 0,88-0,91 mg-számmal rendelkezik, ami a felsőköpenyben lévő ultramafikus kőzetekben lévő, vagy bazaltos magmákból a kristályosodás kezdetén kiváló ásványokra jellemző. Az ortopiroxének Fe/Mg arányából és a kísérletileg meghatározott  $K_D^{Fe-Mg} = \frac{[X_{Fe}^{ortopiroxén} X_{Mg}^{olvadék}]}{[X_{Fe}^{olvadék} X_{Mg}^{ortopiroxén}]} = 0,27$ ; GROVE et al. 1997) értékéből számolva az egyensúlyt tartó olvadék várt Fe/Mg aránya 0,3-0,7 közötti, ami 0,65-0,75 közötti mg-értéknek felel meg. A klinopiroxének esetében nagyobb összetételbeli változékonyságot tapasztaltunk (7. ábra). A kisebb mg-értékű klinopiroxénnel egyensúlyt tartó olvadék mg-értéke 0,46-0,50, míg a Mg-gazdag fázisokkal egyensúlyt tartó olvadék számolt mg-értéke 0,63-0,68. Az egyedüli olivin-kristály esetében 0,52-0,57 mg-értékű olvadékot kaptunk.

Mindezek alapján az a következtetés vonható le, hogy az ortopiroxének vagy egy primitív mafikus magmából kristályosodtak ki vagy a földköpenyből felkapott xenokristály darabok. Az ortopiroxének magas Mg-, valamint alacsony Al-tartalomúak. E jelleg a felsőköpenyben lévő, erősen kimerült peridotitok (harzburgitok) ortopiroxénjeire jellemzők (ARAI & KIDA 2000; MELCHER et al. 2002; FRANZ et al. 2002). Ezen jellegzetes ortopiroxéneket tartalmazó peridotitok a szerzők szerint egy erősen kimerült MORB összetételű köpenyanyagból származhatnak, ami utólagosan, szubdukcióhoz kötött metasomatózis következtében átalakult az alábukó lemez feletti köpenyékben. Az ortopiroxének ebben az esetben a harzburgit olivinjeinek  $SiO_2$ -gazdag olvadékkal való reakciójából származnak (MELCHER et al. 2002; MORISHITA et al. 2003). A Csomád közelében, a Persány hegység 0,6-1,2 millió éves bazaltjaiban gyakoriak a peridotit zárványok (VASELLI et al. 1995). Ezek között

azonban nem található olyan összetételű ortopiroxén, ami a csomádi amfibolokban lévő kristályokra hasonlít. Azonban nem zárhatjuk ki teljes bizonyossággal, hogy a csomádi Mg-gazdag ortopiroxének felsőköpeny-eredetű xenokristályok lehetnek, amelyeket köpenyeredetű mafikus magma ragadott magával. Elképzelhető az is, hogy magából a részlegesen megolvadt litoszféraköpenyből származnak. Ezt a köpenyrészt azonban nem mintázta meg a Persány hegység bazaltos magmája. Az ortopiroxén kristályokra klinopiroxén kristályosodott még nagy mélységben, majd a magmakamrában a megváltozott körülmények között ezek kristályosodási magját képezték a ránövekedő amfiboloknak. Megőrződésük oka az lehetett, hogy a sekélyebb magmakamrában csak viszonylag rövid ideig tartózkodott a magma.

Az ortopiroxének keletkezésének másik magyarázata az lehet, hogy ezek a kristályok egy primitív olvadékból kristályosodtak ki. Ilyen nagy mg-értékű ortopiroxént adakitos jellegű, Mg-gazdag andezitekből írtak le (pl. Mt. Shasta, USA; GROVE et al. 2003, 2005; Shodo-Shima, Japán; TATSUMI et al. 2002). Adakitos-jellegű petrogenezist SEGHEDI et al. (2004) javasolt a dél-hargitai vulkanizmus esetében, ami nézetük szerint összhangban van a kőzetek magas Sr/Y arányával és alacsony nehéz ritkaföldfém koncentrációjával. Az alábukó óceáni lemez olvadását a lemezletörés következtében felnyomuló forró asztenoszféra hatásával magyarázták. E modellnek azonban ellentmond az, hogy a geofizikai adatok alapján a Vráncsa térség alatt található a közel függőleges kőzetlemez, ami jelenleg is a leszakadás állapotában van, azaz még nem vált le (SPERNER et al. 2001, 2004). Az alábukó lemez szélének megolvadása a hátragördülés miatt meginduló asztenoszféra-áramlás (SZAKÁCS et al. 1993) szintén okozhat adakitos magmaképződést (pl. YOGODZINSKI et al. 2001), azonban megint csak kérdés, hogy térbelileg hogyan kerülhet a Csomád alá a keletkező magma? E kérdésnek a tisztázása túlnyúl e munka keretein és további részletes vizsgálatokat igényel.

Az ortopiroxénekkal szemben a klinopiroxének és az olivin egyértelműen magmás ásványok, azaz a magmafejlődés egy korábbi szakaszában, egy mafikus olvadékból váltak ki. Mindez közvetetten is jelzi, hogy a csomádi magmafejlődésben szerepe lehetett köpenyeredetű mafikus magmáknak. Ezek a magmák azonban nem törtek a felszínre, hanem elképzelhető, hogy megakadtak a vastag földkéreg alatt és ott részleges olvadászt idéztek elő. A kéregolvadás, mafikus magmával való keveredés, homogenizáció, majd szakaszos felszínre törés modellje (cf. MASH folyamati; HILDRETH & MOORBATH 1988) több jellegzetességet magyarázhat a csomádi vulkanizmusban (pl. hosszú idejű homogén kémiai összetétel, Mg-gazdag mafikus ásványok jelenléte, dácitos magma), azonban ennek részletes magyarázata, illetve tesztelése további vizsgálatokat igényel, különösen a lávadómkőzetek bevonásával.

### Következtetések

Munkánk során részletesen vizsgáltuk a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkáni képződményeit, a csomádi horzsaköveket. A kőzettani és geokémiai vizsgálatok számos egyedi jelleget tártak fel, amelyek közül az amfibol fenokristályokba zárt Mg-gazdag piroxének jelenlétét tartjuk a leglényegesebbnek. Hasonló előfordulásról nem ismerünk a szakirodalomban. Ezek a kristályok a litoszféraköpenyből felragadott kristálydarabkákká lehetnek vagy mafikus magmából korai kiválású fázisok. Ez

utóbbi esetben elképzelhető, hogy a csomádi magmatizmusban szerepet játszhattak adakitos, nagy-Mg tartalmú andezites olvadékok is (SEGHEDI et al. 2004), ez azonban úgy tűnik nincs összhangban a mélygeofizikai adatokkal és értelmezéssel (SPERNER et al. 2001, 2004). Ezek az ásványfázisok azt jelzik, hogy mafikus magmáknak is szerepe volt a csomádi magmafejlődésben. Az ásványfázis-összetételek arra utalnak, hogy a kristályosodás viszonylag nagy mélységben (10–12 km?) és magas hőmérsékleten (>800 °C) zajlott, a kristályosodást esetenként újabb magmaadag benyomulása szakította meg. Ettől némileg eltérő fejlődési modellel magyarázható a tusnádfürdői horzsaköves piroklasztit magmájának petrogenézise. Ez az olvadék differenciáltabb a többihez képest, a kristályosodás sekélyebb mélységben (5–6 km?) és alacsonyabb hőmérsékleten (<750 °C) zajlott. A különböző magmák között nem találtunk frakcionációs kristályosodási genetikai kapcsolatot. Feltételezzük, hogy a magmafejlődés színtere a földkéreg mélyebb részein lehetett, ahonnan egyedi magmacsomagok érkezhettek a felszínre. A meglévő adatok alapján feltételezzük, hogy köpenyeredetű mafikus magmák olvadást idézhettek elő a Csomád alatti vastag földkéreg alsó részén, ahol a két magma keveredhet, hibridizálódhat egymással, létrehozva a Csomád viszonylag homogén dácitos magmáját. A geofizikai adatok összhangban lehetnek ezzel a modellel, hiszen 50–70 km mélységben egy csökkent szeizmikus sebességű övet mutattak ki (HAUSER et al. 2001; POPA et al. 2005; RUSSO et al. 2005).

Vizsgálataink továbbá felfedték, hogy a tusnádfürdői piroklasztit mellett feltehetően a a sepsibükkszádi horzsaköves piroklasztit is a Szt. Anna kitöréshez kapcsolódik, amelynek kora szénizotópos vizsgálataink alapján 27 000 BP év körüli. Mindez arra utal, hogy ebben az időszakban akár több magmacsomag is elérhette a felszínre, azaz több kitörési esemény is végbemehetett. A kitörések freatomagmás jellegűek voltak, amelynek nyomán, piroklasztiszórás mellett, nagy hőmérsékletű piroklasztárak és torlóárak zúdultak le, amit piroklasztiszórás kísért.

A csomádi horzsakövek tanulmányozása, elsősorban a petrográfiai és az ásványkémiai vizsgálatok számos új eredményt hoztak, ami alapján körvonalazható a magmafejlődés fő mozzanatai. Mivel a Csomád a Kárpát–Pannon térség legfiatalabb tűzhányója, ahol a legutolsó vulkáni kitörések mintegy 20–30 ezer éve történtek közel 1 millió éves működési szakaszban, fontos megértenünk e magmatizmus okát és mechanizmusát. Azonban ahhoz, hogy a kapott adatok alapján felvetődő elképzeléseket megerősítsük vagy esetleg, bizonyos pontokon módosítsuk, további részletes kutatások szükségesek.

### Köszönetnyilvánítás

E munka VINKLER A. P. tudományos diákköri kutatásain alapul. A kutatómunkát és a tanulmányutakat az ELTE Közéttan-Geokémiai Tanszéken az Agora Alapítvány 2003-, 2004-, 2005-ös ösztöndíjai támogatták. A Csomád vulkáni képződményeinek vizsgálatát a Magyar–Oszták Akció Alapítvány 570u2 és 610u8 sz. bilaterális kutatási pályázatai tették lehetővé. Köszönettel tartozunk Peter NAGLnek a röntgenfluoreszcens spektrometriai vizsgálatok elvégzéséért, továbbá LUKÁCS Réka és Ioan SEGHEDI terepen nyújtott segítségével. MOLNÁR Mihálynak a szénizotópmérésben nyújtott segítségét köszönjük. DOBOSI Gábor és ZELENKA Tibor kritikai észrevételei segítettek a tanulmány végleges változatának elkészítésében.

## Irodalom – References

- ARAI, S. & KIDA, M. 2000: Origin of fine-grained peridotite xenoliths from Iraya volcano of Batan Island, Philippines: Deserpentinization or metasomatism at the wedge mantle beneath an incipient arc? – *Island Arc* **9**, 458–471.
- BACHMANN, O. & DUNGAN, M. A. 2002: Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. – *American Mineralogist* **87**, 1062–1076.
- BÁNYAI, J. 1917: Kézdívásárhely vidéke Háromszék vármegyében. – *Földtani Közlöny* **47**, 1–20.
- BLEAHU, M., BOCCALETTI, M., MANETTI, P. & PELTZ, S. 1973: The Carpathian arc: A continental arc displaying the features of an "island arc". – *Journal of Geophysical Research* **78**, 5025–5032.
- BOCCALETTI, M., MANETTI, P., PECCERILLO, A. & PELTZ, S. 1973: Young volcanism in the Calimani–Harghita mountains (East Carpathians): Evidence of a paleoseismic zone. – *Tectonophysics* **19**, 299–313.
- BROWNE, B. L. & GARDNER, J. E. 2006: The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. – *Earth and Planetary Science Letters* **246**, 161–176.
- CHALOT-PRAT, F. & GÎRBACEA, R. 2000: Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene–Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. – *Tectonophysics* **327**, 83–107.
- CLOETHING, S. A. P. L., BUROV, E., MATEENCO, L., TOUSSAINT, G., BERTOTTI, G., ANDRIESEN, P. A. M., WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2004: Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). – *Earth and Planetary Science Letters* **218**, 57–76.
- DEVINE, J. D., GARDNER, J. E., BRACK, H. P., LAYNE, G. D. & RUTHERFORD, M. J. 1995: Comparison of microanalytical methods for estimating H<sub>2</sub>O contents of silicic volcanic glasses. – *American Mineralogist* **80**, 319–328.
- DOWNES, H., SÉGHEDI, I., SZAKÁCS, A., DOBOSI, G., JAMES, D. E., VASELLI, O., RIGBY, I. J., INGRAM, G. A., REX, D. & PÉCSKAY, Z. 1995: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline lavas in Romania. – *Lithos* **35**, 65–81.
- FRANZ, L., BECKER, K.-L., KRAMER, W. & HERZIG, P. M. 2002: Metasomatic mantle xenoliths from the Bismarck microplate (Papua New Guinea) – Thermal evolution, geochemistry and extent of slab-induced metasomatism. – *Journal of Petrology* **43**, 315–343.
- GILL, J. B., 1981: Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin, 390 p.
- GÎRBACEA, R. & FRISCH, W. 1998: Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of Eastern Carpathians subduction retreat. – *Geology* **26**, 611–614.
- GREEN, T. H. & PEARSON, N. 1983: Effect of pressure on rare earth element partition coefficients in common magmas. – *Nature* **305**, 414–416.
- GROVE, T. L., DONNELLY-NOLAN, J. M. & HOUSH, T. 1997: Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N. California. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **127**, 205–223.
- GROVE, T. L., ELKINS-TANTON, L. T., PARMAN, S. W., CHATTERJEE, N., MÜNTENER, O. & GAETANI, G. A. 2003: Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **145**, 515–533.
- GROVE, T. L., BAKER, M. B., PRICE, R. C., PARMAN, S. W., ELKINS-TANTON, L. T., CHATTERJEE, N. & MÜNTENER, O. 2005: Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: Products of fractional crystallization of H<sub>2</sub>O-rich mantle melts. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **148**, 542–565.
- GVIRTZMAN, Z. 2002: Partial detachment of a lithospheric root under the southeast Carpathians: Toward a better definition of the detachment concept. – *Geology* **30**, 51–54.
- HALAMA, R., BOUDON, G., VILLEMANT, B., JORON, J.-L., LE FRIANT, A. & KOMOROWSKY, J.-C. 2006: Pre-eruptive crystallization conditions of mafic and silicic magmas at the Plat Pays volcanic complex, Dominica (Lesser Antilles). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **153**, 200–220.
- HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E. 1986: Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. – *American Mineralogist* **71**, 1297–1313.
- HARANGI, S. 2001: Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian–Pannonian Region – a review. – *Acta Geologica Hungarica* **44**, 223–258.
- HAUSER, F., RAILEANU, V., FIELTIZ, W., BALA, A., PRODEHL, C., POLONIC, G. & SCHULZE, A. 2001: VRANCEA99–The crustal structure beneath the Southeastern Carpathians and the Moesian platform from a seismic refraction profile in Romania. – *Tectonophysics* **340**, 233–256.
- HERMANN, M. & VARGA, S., 1950. Tűsnádfürdő környéki andezitek. – *FÖLDTANI KÖZLÖNY* **80**, 1–3.
- HIBBARD, M. J., 1995: Petrography to petrogenesis. – Pentrice-Hall, 608 p.
- HILDRETH, W. & MOORBATH, S. 1988: Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. – *Contributions to Mineralogy & Petrology* **98**, 455–489.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contributions to Mineralogy & Petrology* **116**, 433–447.



- JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M. J. 1989: Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application of Long Valley caldera (California) volcanic rocks. – *Geology* **17**, 837–841.
- JUVIGNE, E., GEWELT, M., GILOT, E., HURTGEM, C., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., GÁBRIS, G., HADNAGY, Á. & HORVÁTH, E. 1994: Une eruption vieille d'environ 10 700 ans (14C) dans les Carpates orientales (Roumanie). – *C. R. Acad. Sci. Paris* **318**, 1233–1238.
- LAZAR, A. & ARGHIR, A. 1964: Studiul geologic si petrografic al eruptivului neogen din partea de sud a Munilor Harghita. – *D. S. Com. Geol.* **50**, 87–101.
- LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J. A., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITAKER, E. J. W. & YOUZHI, G. 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. – *American Mineralogist* **82**, 1019–1037.
- LINTHON, S. J., CANDELA, P. A. & PICCOLI, P. M. 1993: An experimental study of the partitioning of copper between pyrrhotite and a high silica rhyolitic melt. – *Economic Geology* **88**, 901–915.
- MASON, P. R. D., DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & THIRLWALL, M. 1995: Low-pressure evolution of magmas from the Calimani, Gurghiu and Harghita Mountains, East Carpathians. – *Acta Vulcanologica* **7**, 43–52.
- MASON, P. R. D., DOWNES, H., THIRLWALL, M., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., LOWRY, D. & MATTEY, D. 1996: Crustal assimilation as a major petrogenetic process in east Carpathian Neogene to Quaternary continental margin arc magmas. – *Journal of Petrology* **37**, 927–959.
- MASON, P. R. D., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & DOWNES, H. 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. – *Tectonophysics* **297**, 157–176.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S.-S. 1995: The composition of the Earth. – *Chemical Geology* **120**, 223–253.
- MELCHER, E., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. 2002: Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: Constraints from geochemistry. – *Lithos* **65**, 69–112.
- MORIMOTO, M. 1988: Nomenclature of pyroxenes. – *Mineralogical Magazine* **52**, 535–550.
- MORISHITA, T., ARAI, S. & GREEN, D. H. 2003: Evolution of low-Al orthopyroxene in the Horoman Peridotite, Japan: An unusual indicator of metasomatizing fluids. – *Journal of Petrology* **44**, 1237–1246.
- MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, E., SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1995: Last eruption and its 14C age of Ciomadul volcano, Romania. – *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University* **6**, 82–91.
- MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, I., ONO, K. A. S. & SEGHEDI, I. 1996: Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposits of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. – *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University (VII)* **3**, 252–255.
- MURPHY, M. D., SPARKS, R. S. J., BARCLAY, J., CARROLL, M. R. & BREWER, T. S. 2000: Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies. – *Journal of Petrology* **41**, 21–42.
- PANAIOU, C. G., PÉCSKAY, Z., HAMBACH, U., SEGHEDI, I., PANAIOTU, C. E., TETSUMARU, I., ORLEANU, M. & SZAKÁCS, A. 2004: Short-lived quaternary volcanism in the Perşani Mountains (Romania) revealed by combined K-Ar and paleomagnetic data. – *Geologica Carpathica* **55**, 333–339.
- PÉCSKAY, Z., EDELSTEIN, O., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., KOVACS, M., CRUHAN, M. & BERNAD, A., 1995a: K-Ar datings of Neogene–Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. – In: DOWNES, H. & VASELLI O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 53–61.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J. A. S., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONBENY, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ZEC, B. 1995b: Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. – In: DOWNES, H. & VASELLI O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **15**–28.
- PELIZ, S., VAJDEA, E., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z., 1987. Contributions to the geochronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). – *Dari de Seama ale Sedintelor Institutului de Geologie si Geofizica* **72–73**, 323–338.
- POPA, M., RADULIAN M., GRECU, B., POPESCU, E. & PLACINTA, A. O. 2005: Attenuation in Southeastern Carpathians area: Result of upper mantle inhomogeneity. – *Tectonophysics* **410**, 235–249.
- RĂDULESCU, D. P. & SÂNDULESCU, M. 1973: The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. – *Tectonophysics* **16**, 155–161.
- RĂDULESCU, D., PATRASCU, S., BELLON, H., 1972. Pliocene geomagnetic epochs: New evidence of reversed polarity around the age of 7 m.y. – *Earth Planetary Science Letters* **14**, 114–128.
- ROCK, N. M. S. 1990: The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) Pyroxene Nomenclature Scheme: Computerization and its Consequences. – *Mineralogy and Petrology* **43**, 99–119.
- ROEDER, P. L. & EMSLIE, R. F. 1970: Olivine-liquid equilibrium. – *Contribution to Mineralogy and Petrology* **29**, 275–289.

- RUSSO, R. M., MOCANU, V., RADULIAN, M., POPA, M. & BONJER, K.-P. 2005: Seismic attenuation in the Carpathian bend zone and surroundings. – *Earth and Planetary Science Letters* **237**, 695–709.
- RUTHERFORD, M. J. & DEVINE, J. D. 1988: The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens. 3. Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. – *Journal of Geophysical Research* **93**, 11949–11959.
- 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**.
- SCAILLET, B. & EVANS, B. W. 1999: The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO<sub>2</sub>-fH<sub>2</sub>O conditions of the dacite magma. – *Journal of Petrology* **40**, 381–411.
- SEGHEDI, I., GRABARI, G., IANČ, R., TANASESCU, A. & VAJDEA, E. 1986: Rb, Sr, Zr, Th, U, K in the Neogene volcanics from the South Harghita Mountains. – *Dari de Seama ale Sedintelor Institutului de Geologie si Geofizica* **70–71**, 453–473.
- SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., UDRESCU, C., STOIAN, M. & GRABARI, G. 1987: Trace elements geochemistry of the South Harghita volcanics (East Carpathians): calc-alkaline and shoshonitic association. – *Dari de Seama ale Sedintelor Institutului de Geologie si Geofizica* **72–73**, 381–397.
- SEGHEDI, I. & SZAKÁCS, A. 1994: Upper Pliocene to Quaternary basaltic volcanism in the Persani Mountains. – *Romanian Journal of Petrology* **76**, 101–107.
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P. R. D., THIRLWALL, M. F., ROSU, E., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E. & PANAIOTU, C. 2004: Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. – *Lithos* **72**, 117–146.
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., HARANGI, S., MASON, P. R. D. & PÉCSKAY, Z. 2005: Geochemical response of magmas to Neogene–Quaternary continental collision in the Carpathian–Pannonian region: A review. – *Tectonophysics* **410**, 485–499.
- SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., PÉCSKAY, Z., MASON, P. R. D., 2005. Eruptive history of magmatic processes in the Calimani volcanic structure (Romania). – *Geologica Carpathica* **56**, 67–75.
- SISSON, T. W. & GROVE, T. L. 1993: Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113**, 143–166.
- SPEAR, F. S. 1981: An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. – *American Journal of Science* **281**, 697–734.
- SPERNER, B., LORENZ, F., BONJER, K., HEITEL, S., MULLER, B. & WENZEL, F. 2001: Slab break-off – abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania). – *Terra Nova* **13**, 172–179.
- SPERNER, B., IOANE, D. & LILLIE, R. J. 2004: Slab behaviour and its surface expression: New insights from gravity modelling in the SE-Carpathians. – *Tectonophysics* **382**, 51–84.
- SZABÓ, C., HARANGI, S. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region. – *Tectonophysics* **208**, 243–256.
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1986: Chemical diagnosis of the volcanics from the Southeasternmost part of the Harghita Mountains – proposal for a new nomenclature. – *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, Géologie* **30**, 41–48.
- SZAKÁCS, A. & JÁNOSI, C. 1989: Volcanic bombs and blocks in Harghita Mts. – *Dari de Seama ale Sedintelor Institutului de Geologie si Geofizica* **74**, 181–189.
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. 1989: Base surge deposits in the Ciomadul Massif (South Harghita Mountains). – *Dari de Seama ale Sedintelor Institutului de Geologie si Geofizica* **74**, 175–180.
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. (Eds) 1991: Accretionary lapilli tuffs in the Harghita Mountains. The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania, 3. – University of Cluj-Napoca Special Issue, pp. 217–222.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1993: Peculiarities of South Harghita Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. – *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, Géologie* **37**, 21–37.
- SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I., 1996. Neogene/Quaternary volcanism in Romania. – In: SEGHEDI, I. (ed.): Excursion Guide A, The 90th Anniversary Conference of the Geological Institute of Romania, June 12–19, 1996. *Anuarul Institutului Geologic al Romaniei, Bucharest*, 33–42.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 2002: The most recent volcanism in the Carpathian–Pannonian Region. Is there any volcanic hazard? – *Geologica Carpathica Special Issue*, Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association **53**, 193–194.
- TATSUMI, Y. N. T. 2002: The petrology and geochemistry of calc-alkaline andesites on Shodo-Shima Island, SW Japan. – *Journal of Petrology* **43**, 3–16.
- VASELLI, O., DOWNES, H., THIRLWALL, M. F., DOBOSI, G., CORADOSSI, N., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & VANNUCCI, R. 1995: Ultramafic xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. – *Journal of Petrology* **36**, 23–53.
- YOGODZINSKI, G. M., LEES, J. M., CHURIKOVA, T. G., DORENORE, F., WOERNER, G. & VOLYNETS, O. N. 2001: Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. – *Nature* **409**, 500–504.