

## A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata

HARANGI Szabolcs<sup>1,2</sup>, LUKÁCS Réka<sup>1</sup>

<sup>1</sup>MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C;  
szabolcs.harangi@geology.elte.hu és reka.harangi@gmail.com

<sup>2</sup>ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

---

### *The Neogene to Quaternary volcanism and its geodynamic relations in the Carpathian–Pannonian Region*

#### Abstract

The Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region has a strong connection to the geodynamic evolution of the area. Professor Frank HORVÁTH's remarkable work and his personal attitude inspired us to place the volcanic activity and the magma generation in a wider plate tectonic context. The plate tectonic concept helps to understand better the areal distribution of volcanoes and the chemical composition of the erupted magmas. Professor Horváth played a fundamental role in the acceptance of plate tectonic processes in Hungary and he continuously searched explanations about the origin and development and the geological and geophysical nature of the Pannonian Basin and the surrounding areas even until the sudden end of his life. The scientific results for the last 50 years highlight that the plate tectonic concept cannot be applied routinely and integration of various fields of geosciences are necessary to obtain a better knowledge how the Earth works. The magmatic and volcanic processes should be considered from the source up to the surface, i.e. from the evaluation of the magma generation processes, through the emplacement of magma in the crust, the processes and their timescale in the magma storage system, the reason of magma withdrawal up to the mechanisms of volcanic eruptions. The advance of new geochemical techniques enabled obtaining a massive geochemical and geochronological data base on the erupted products and eruption events. This extensive data set yields a strong base to interpret the reasons of volcanism. Although the petrogenetic models are getting to be refined considerably, the emerging new questions give a perspective for further studies.

The Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region can be subdivided into four main groups: (1) eruption of silicic magmas; (2) calc-alkaline basalt-andesite-dacite-rhyolite volcanism; (3) alkaline basalt and trachyte volcanic activity and (4) eruption of potassic and ultrapotassic magmas. Extension and significant thinning of lithosphere and the continental crust played an important role in each of these volcanic activities. The onset of the rifting was coincided with eruption of andesitic to dacitic magmas at 19 to 20 Ma. This magmatism heated up the lithosphere allowing the subsequent emplacement of large volume of silicic magmas in the continental crust of the central part of the Pannonian Basin. The silicic volcanism between 17.5 and 14.4 Ma was the largest volcanic event in Europe for the last 20 Myr. The ignimbrite flare-up yielded more than 4000 km<sup>3</sup> cumulative volume of volcanic material and several times larger amount of magma could have remained in the crust influencing strongly its thermomechanical properties. The new zircon U–Pb dates were used not only to determine the eruption ages, but also to constrain the time of two major block rotations (16.8–17.1 Ma and 15–16 Ma, respectively) and the lifetime of the magma storages. The extensive subvolcanic magmatic systems could exist for several 100's kyr in the middle to upper crust. The volcanic ash deposits have a key-role providing a chronological framework and correlation tool in the Paratethys sedimentary sequences. The calc-alkaline volcanic rocks appear to follow principally the Carpathian orogenic belt. However, borehole data and seismic sections suggest that there are voluminous volcanic products and centres also in the interior of the Pannonian Basin. The northern segment of the volcanic belt along the Carpathians shows many differences compared to the eastern volcanic chain suggesting different origins. Volcanism at the northern segment occurred coeval with the major extension of the lithosphere. The primary magmas were formed by decompressional partial melting of the lithospheric mantle metasomatised by fluids during former (Paleogene or even earlier) subduction events. A marked change in the chemical composition of the erupted magmas can be observed around 13 Ma that indicates changes in the magma source regions. After ca. 13 Ma magma generation took place mostly in the upwelling asthenosphere leading subsequently to alkaline basaltic volcanism. On contrary, volcanism at the eastern segment occurred in a post-collisional setting, where tectonic processes appear to have controlled the magma generations and volcanic eruptions. Gradual migration of the transtensional tectonic processes led to younging of the volcanism towards south. The paroxysm of the alkaline basaltic volcanism was 5 to 2 Ma, well after the lithospheric extension. The temporal and areal distribution of the basalt volcanic fields as well as the petrogenetic modelling of bulk rock chemical composition imply derivation of the magmas by small volume

melting of heterogeneous asthenospheric mantle. The triggering mechanism of the melting events could have been asthenospheric flow along the peripheral steep lithosphere–asthenosphere boundary due to the suction effect of the Pannonian Basin thin spot. The sporadic potassic to ultrapotassic magmas represent partial melts of lithospheric mantle with extreme enrichment of trace elements. Remobilization of such material occurred partly by decompressional melting during the main rifting period but the Quaternary potassic–ultrapotassic volcanism could be related to the heating by uprising asthenospheric material along the southern margin of the Pannonian Basin. The small volume magmas ascent along a marked west–east tectonic zone.

The main period of the volcanic activity in the Carpathian–Pannonian region occurred from 17 Ma to 10 Ma, however, dozens of volcanic eruptions are known also during the Quaternary. Interpretation of the volcanic products of the last eruptions suggests that the asthenospheric mantle beneath our area is still capable to produce magma. Furthermore, the geodynamic environment still enables magma ascent and thus, there are still potential for further volcanic eruptions even though the seemingly long quiescence period since the last volcanic event. The new challenging scientific questions yield further perspective for researches to understand better the present geological and geophysical nature and the development of the Pannonian Basin involving the long-lasting volcanism carrying on Frank Horváth's deep scientific and spiritual heritage.

*Keywords: Pannonian Basin, Frank HORVÁTH, plate tectonics, volcanism, magma generation, geodynamics*

## Összefoglalás

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkáni működése szorosan kapcsolódik a térség geodinamikai fejlődéséhez. Horváth Ferenc professzor munkássága, ösztönzése nagymértékben segített abban, hogy a magmaképződés eseményeit, a vulkanizmust igyekezzünk behelyezni a tágabb lemeztectonikai környezetbe. A lemeztectonika elmélete segít abban, hogy a vulkánok elhelyezkedését, a felszínre törő magma összetételét jobban megértsük. Horváth professzor jelentős szerepet játszott abban, hogy a dinamikus Föld globális modellje hazai szinten is elfogadást kapjon, és élete végéig kereste az újabb és újabb magyarázatokat, hogy feltárjuk a Pannon-medence keletkezésének okát és a kapcsolódó földtani és geofizikai eseményeket. Az elmúlt 50 év tudományos munkái azonban rámutattak arra, hogy a lemeztectonika paradigmája nem alkalmazható rutinszerűen a vulkáni működés értelmezésében, és a földtudományok különböző területeit integráló kutatások szükségesek bolygónk folyamatainak jobb megismeréséhez. A vulkanizmust a forrástól a felszínig kell megértenünk, azaz megtalálni a magmaképződés okát, a magma elhelyezkedését a földkéregben, a magmatározóban zajló folyamatokat és azok időskáláját, a vulkánkitörések okait és a vulkáni működés lefolyását. A modern geokémiai analitikai módszerek elterjedésével és az ezekhez való hozzáféréssel jelentős mennyiségű, nagy pontosságú adat áll rendelkezésünkre, amit kiegészítenek az egyre nagyobb pontossággal meghatározott geokronológiai eredmények a vulkánkitörések idejére. Mindezek megteremtik az alapot, hogy a vulkáni működés okaira következtethessünk. Habár a petrogenetikai modellek egyre jobban finomodnak, ezek újabb kérdéseket is felvetnek, perspektívát adva a további kutatásoknak.

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkáni működését négy nagyobb csoportba oszthatjuk: (1) szilíciumgazdag magmák kitörése; (2) mészkáli bazalt–andezit–dácit–riolit vulkanizmus; (3) alkáli bazalt és trachit vulkáni működés és (4) káli–ultrakáli vulkáni kitörések. Mindegyik magmás esemény esetében a fő befolyásoló tényező a litoszféra és ezen belül a földkéreg elvékonyodása volt. A riftesedés kezdetén andezit–dácit vulkánosság zajlott (19–20 Ma), a földkéregbe nyomuló magmák átfűtötték a litoszférát, megteremtve a lehetőséget többek között arra, hogy néhány millió évvel később jelentős (több ezer km<sup>3</sup>) térfogatú szilíciumgazdag magma alakítson ki kiterjedt magmatározó rendszert a Pannon-medence belső területén. A több szakaszban zajló kitörések 4000 km<sup>3</sup>-t meghaladó mennyiségű vulkáni hamuanyagot hoztak a felszínre, ami alapján a földkéregben ennek többszörös mennyiségű magmás anyaga helyezkedhetett el. Mindez nagymértékben befolyásolta a földkéreg termomechanikai állapotát. A szilíciumgazdag magmák kitörésének egyik fő időszaka 17,5–14,4 millió évvel ezelőtt volt, ami Európában az elmúlt 20 millió év legnagyobb vulkánkitöréseit eredményezte. Az új cirkon U–Pb koradatok nemcsak a kitörési korokat pontosították, hanem a vulkáni működéssel egyidejű blokkforgások idejét (16,8–17,1 Ma, illetve 15–16 Ma), továbbá a magmatározók fennállási idejét is. Ez utóbbiak szerint a szilíciumgazdag magmatározók több százezer éven keresztül léteztek a földkéreg középső–felső részén. A vulkáni hamurétegek kulcsszerepet játszanak a Paratethys üledékgyűjtők rétegsorainak korrelációjában. A mészkáli kőzet sorozatok látszólag a Kárpátok ívét követik, azonban a fűrés adatok és a szeizmikus szelvények értelmezései rámutatnak arra, hogy jelentős mennyiségben keletkeztek a Pannon-medence belső területein is. A felszínen megjelenő vulkáni komplexumok esetében a Pannon-medence északi részén húzódó szegmens számos különbséget mutat a keleti vulkáni ághoz képest, ami eltérő képződést sejtet. Az északi szegmens vulkáni területei alapvetően a Pannon-medence fő extenziós időszakában alakultak ki. Az elsődleges magmák kezdetben a korábbi szubdukciós események során átalakult (metaszomatizálódott) földköpeny-litoszféra részleges, nyomáscsökkenéses olvadása során jöttek létre, majd 13 millió év után markáns változás tapasztalható a kitörő magmák összetételében, ami a forrásterület megváltozására utal. Ekkor már túlnyomórészt az asztenoszféra-földköpeny olvadása hozta létre a magmákat és vezetett később az alkáli bazalt vulkanizmushoz. A keleti szegmens vulkáni működése időben később történt egy posztkollíziós környezetben, ahol a magmák kialakulásában és felnyomulásában fontos szerepet kapott a tektonikai környezet. Az egyre délebbre húzódó transzteniós szerkezeti mozgások okozhatták a vulkáni működés dél felé fiatalodó jellegét. Az alkáli bazalt vulkáni működés fő időszaka 2–5 millió évvel ezelőtt volt, jóval a fő extenziós időszak után. A vulkáni mezők elhelyezkedése és a bazaltok kémiai összetételén alapuló petrogenetikai modellszámítások azt jelzik, hogy a magmák heterogén asztenoszféra-földköpeny kismértékű olvadása során alakultak ki. A magmaképződésben kulcsszerepet játszott a Pannon-medence alatt anomálishan elvékonyodott litoszféra peremi részein indukált asztenoszféra kőzetanyag feláramlás. A káliumban dús magmák erősen metaszomatizált litoszféra földköpeny olvadása során alakultak ki, részben a fő riftesedési időszakban, részben az elmúlt 2 millió évben. A fiatal káli–ultrakáli vulkáni működés a Pannon-medence déli peremére koncentrálódik és egy nyugat-keleti csapású tektonikai zónához kapcsolódik. Ekkor friss asztenoszféra anyag feláramlás hőhatása okozhatta a metaszomatizált litoszféra kismértékű olvadását.

A Kárpát–Pannon térség vulkáni működésének fő időszaka 10-17 millió éve volt, azonban még a kvarterben is tucatnyi kitörés zajlott. A legfiatalabb vulkáni működés értékelése arra hívja fel a figyelmet, hogy a térség alatti asztenoszféra közettani felépítése olyan, hogy még jelenleg is képes olvadásra, azaz magma keletkezhet, továbbá a geodinamikai környezet több helyen is lehetőséget adhat magma felnyomulásra és vulkánkitörésre. Mindezek fontos további perspektívát adnak, hogy Horváth professzor szellemi örökségét követve igyekezzünk még jobban megérteni térségünk geodinamikai fejlődését és jelenlegi állapotát, beleértve a vulkáni működés kapcsolatát.

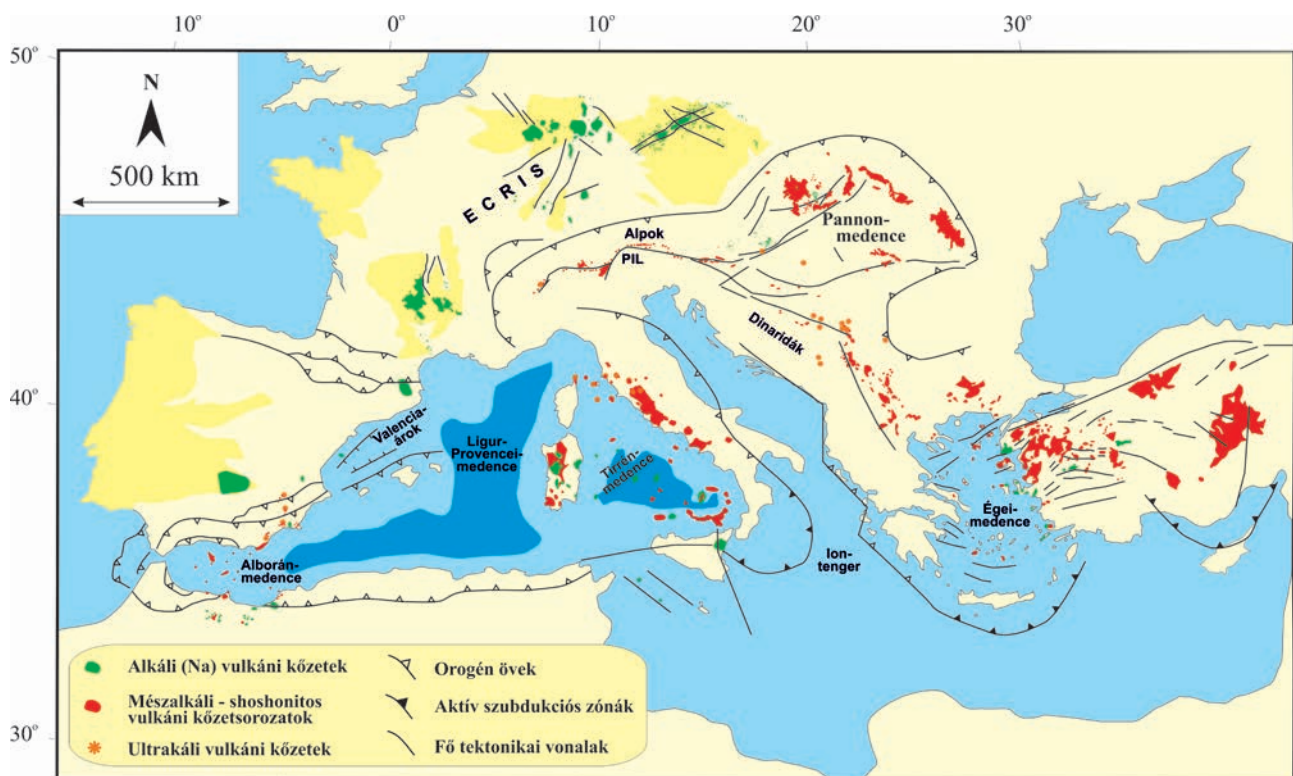
**Kulcsszavak:** Pannon-medence, Horváth Ferenc, lemeztektonika, vulkanizmus, magmaképződés, geodinamika

## Bevezetés

A Kárpát–Pannon térségben az elmúlt 20 millió év során rendkívül változatos vulkáni tevékenység folyt, ami szorosan kapcsolódik a Pannon-medence kialakulásához és fejlődéséhez. A vulkanizmus, csakúgy, mint a geodinamikai környezet, számos hasonlóságot mutat a Mediterrán térség neogén történetéhez (1. ábra; HORVÁTH et al. 1981, 2006a; HARANGI et al. 2006; FACCENNA et al. 2014). Ez a terület sok tekintetben egyfajta természeti laboratórium, ahogy azt Horváth Ferenc professzor oly sokszor hangsúlyozta, és mindez nem maradt üres szólam. Az elmúlt fél évszázadban a megjelent publikációk sokasága bizonyítja ezt, rámutatva arra, hogy a hazai földtudomány szakemberei nemzetközi szinten is számon tartott eredményeket értek el és irányították a figyelmet e területre, ahol a lemeztektonikai folyamatok, a szerkezetföldtani és üledékföldtani, valamint a vulkanológiai komplexitás kiváló lehetőséget ad arra, hogy jobban megértsük azt, hogy miképpen működik a Föld. Horváth Ferenc munkássága túlmutatott azon, hogy fáradhatat-

lan kíváncsisággal, a felfedezni vágyás kutatói ösztönével igyekezett megérteni, hogyan alakult ki a Pannon-medence, mik voltak ennek mozgatórugói. Fiatal szakemberként csatlakozott Stegena Lajos professzor köréhez, aki az elsők között alkalmazta a lemeztektonika új elméletét a hazai földtudományban (STEGENA 1967, 1972; STEGENA et al. 1971). Mondhatni már a kezdetek során ott volt a tűz mellett és vitte tovább ezt a szellemi örökséget és adta át generációknak. Remek, humort sosem nélkülöző kapcsolatteremtő képességével sok embert fogott meg és indított el a szakmai pályán. Kiváló érzékkel látta meg mindig a fejlődés következő lépcsőjét, ezzel innovatív eszközöket, újszerű vizsgálati módszereket indított el.

Horváth Ferenc professzor munkássága, széleskörű érdeklődése példaértékű volt, személyisége ösztönzően hatott, hogy a Pannon-medence fejlődéstörténetébe minél jobban integráljuk a magmás, illetve vulkáni eseményeket is. A vulkáni működés része egy nagyobb történetnek, és szükséges annak megértése, hogy a magmaképződésnek, a magma földkéregbe jutásának és felszínre törésének milyen tágabb



1. ábra. A Mediterrán térség és környezetének neogén–kvarter vulkáni kőzetei (HARANGI et al. 2006 nyomán)

Figure 1. The Neogene to Quaternary volcanic rocks in the Mediterranean region and the surroundings (based on HARANGI et al. 2006)

földtani kapcsolatai vannak. De segített abban is, hogy kritikai módon tekintsük e folyamatokat, ha az új eredmények úgy kívánják, akkor módosítsunk az addigi modelleken, és legfőképpen ne kerüljük el a szakmai vitákat, mert a kérdés, az érvelés, a hipotézisek, sőt modellek tesztelése viszi előre a tudományt.

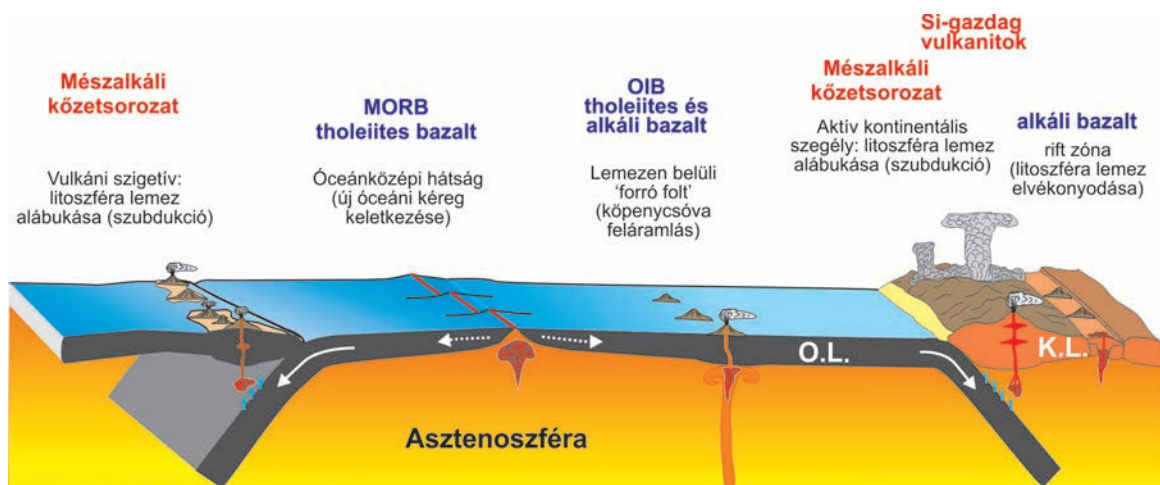
Az alábbi összefoglalóval Horváth Ferenc professzor gazdag munkássága előtt tisztelgünk. Áttekintjük, hogy a lemeztektonika globális elméletébe hogyan integrálódik a vulkanizmus, milyen általános kapcsolatok ismerhetők fel, és vajon ezek mennyiben segítenek egy szűkebb térség geodinamikai fejlődését megérteni. A legjobb tudásunk szerint, de a terjedelmi kereteket is figyelembe véve, így elkerülhetetlenül szubjektív válogatással, publikált tanulmányok alapján idézzük fel a Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusának elmúlt 50 éves megismerési történetét, annak általunk legfontosabbnak tartott mérőköveit. Végül összegezzük jelen ismereteinket, nézetünket, rámutatva arra is, hogy még milyen perspektívát nyújt a térségünkben lévő vulkáni kőzetek kutatása.

### Magmaképződés, vulkanizmus és lemeztektonika

A lemeztektonika elmélete az 1960-as években áttörést hozott a Föld természeti folyamatainak értelmezésében. Harry Hess (HESS 1962), Frederick Vine és Drummond Matthews (VINE & MATTHEWS 1963), John Tuzo Wilson (WILSON 1963) és Dan McKenzie (MCKENZIE 1966, MCKENZIE és PARKER 1967) új tudományos következtetései megalapozták a dinamikus Föld felfogást. Azonban fontos megemlíteni azokat a szakembereket is, akik bőven a lemeztektonika elméletének kialakulása előtt dolgoztak, de tudományos munkáik, értelmezéseik jelentősen hozzájárultak a később megszülető globális modellhez. Arthur Holmes 1913-ban fiatal kutatóként publikálta könyvét (HOLMES

1913), amiben a fizika és geológia ismereteit kombinálva nemcsak a kőzetek korára publikált az akkori időben mérésnek számítót, több mint 1,5 milliárd éves korokat, hanem részletesen ismertette a nem sokkal korábban felfedezett radioaktív bomlási folyamat exoterm, azaz hőtermeléssel járó jellegét is. Későbbi munkáiban, melyek koronáját a *Principles of Physical Geology* (HOLMES 1944) jelentette, rámutatott arra, hogy a radioaktív bomlás során keletkező jelentékeny hőenergia a földköpenyben konvektív áramlásokat indít el, és ez hozzájárul a kontinensek mozgásához. A földköpeny alkotója azonban szilárd kőzet, mégpedig a peridotit, ami a magas hőmérsékleten és nagy nyomáson képes lassú mozgásra. Holmesszal egy időben egy japán geofizikus, Kiyoo Wadati sekély és nagy mélységű földrengés fészekmélységeket elemzett, amiből egy egyre mélyülő sík rajzolódott ki (WADATI 1928). Ezt később Hugo Benioff, amerikai geofizikus az óceánaljzat alábukásával magyarázta (BENIOFF 1949). Ezek a lemeztektonika elméletét megelőző kutatási eredmények megkerülhetetlen részei lettek aztán az új modellnek.

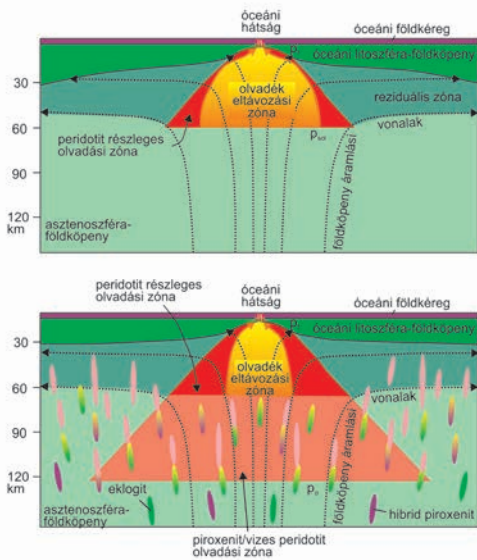
A lemeztektonika elmélete világos választ adott a vulkánok elterjedésére (2. ábra): többségük lemezhatárhoz kötődik. A távolodó lemezek határán kialakuló hátságok, hasadékvölgyek vulkanizmusa a szemtől rejtve zajlik, csupán Izlandon figyelhetők meg e folyamat időszakos eseményei (pl. Krafla 1724–1729 és 1975–1984, HIJARTARDÓTTIR et al. 2012). Azonban ez a vulkáni működés hozza felszínre a magmák évente átlagosan mintegy 75%-át (SCHMINCKE 2004). A jelentős mennyiségű magma a szétsodródó kőzetlemezek alatt felnyomuló asztenoszféra részleges olvadása során jön létre (NIU 1997, LANGMUIR & FORSYTH 2007). A felfelé mozgó és ezért egyre kisebb nyomásra kerülő peridotit olvadáspontja ugyanis csökken és egy adott mélységben a környező hőmérséklet alá kerül. Ezzel megindul az olvadás és tart mindaddig a mélységig, ahol a környező hőmérséklet már jelentősen csökken a konduktív hőátadás miatt. A magmaképződés mélysége alapvetően a földköpeny hőmér-



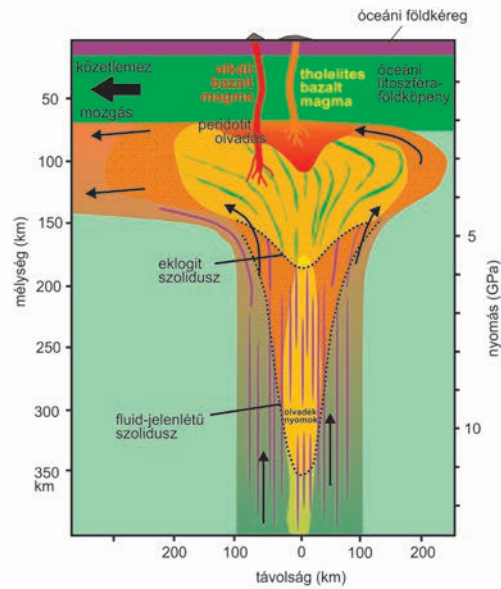
2. ábra. Különböző összetételű vulkáni kőzetek megjelenése távolodó és közeledő kőzetlemezek határán és kőzetlemezen belüli területeken (O.L. = óceáni litoszféra; K.L. = kontinentális litoszféra)

Figure 2. Occurrences of various types of volcanic rocks in divergent and convergent plate margins as well as in intraplate settings (O.L. = oceanic lithosphere; K.L. = continental lithosphere)

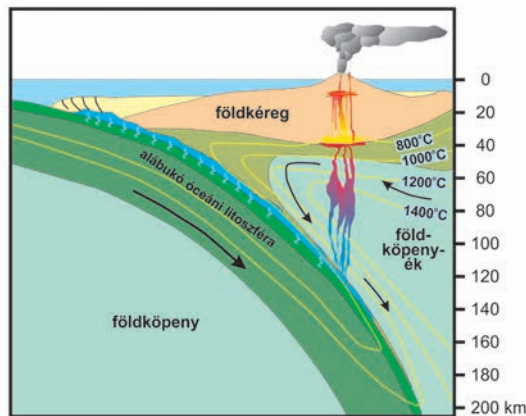
### A. Extenziós környezet



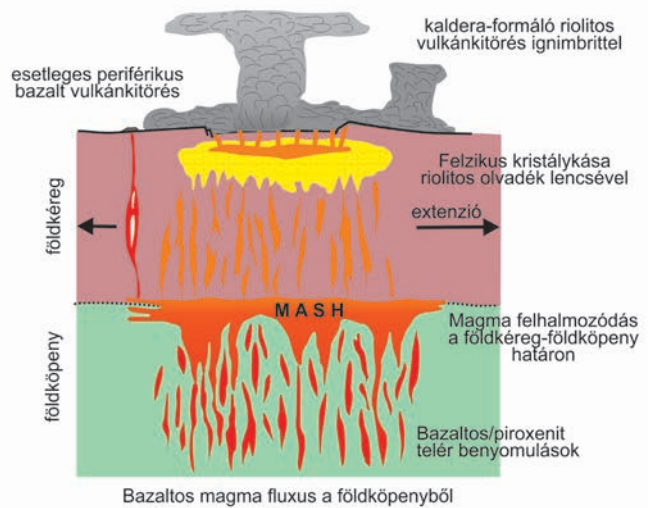
### B. Köpenycsóva (plume)



### C. Szubdukciós környezet



### D. Si-gazdag vulkanizmus



3. ábra. Magmaképződés különböző tektonikai környezetekben (HILDRETH 1981, SOBOLEV et al. 2005, GROVE et al. 2006, LANGMUIR és FORSYTH 2007, DAVIES 2011 alapján).

Figure 3. Magma generation at different plate tectonic settings (based on HILDRETH 1981, SOBOLEV et al. 2005, GROVE et al. 2006, LANGMUIR és FORSYTH 2007, DAVIES 2011)

sékletétől és a földköpeny anyagának tulajdonságától függ. A Kelet-Pacifikus-hátság mentén végzett MELT (Mantle Electromagnetic and Tomography; FORSYTH et al. 1998) kísérlet eredménye azt a meglepő eredményt hozta, hogy a magmaképződés már több mint 100 km mélységben elindul, jóllehet a peridotit kísérletileg meghatározott olvadáspontja ezt még nem tenné lehetővé. Ez csak akkor képzelhető el, ha a peridotit kis mennyiségben vizet is tartalmaz vagy egyéb olyan kőzetanyagot (piroxenit, eklogit), ami csökkenti az olvadáspontját (3. ábra, A; LANGMUIR & FORSYTH 2007). A nyomáscsökkenéses olvadás során keletkező magma, toleii-

tes bazalt összetételű, ami a több mint 70 ezer kilométer hosszú óceáni hátság mentén nagyon hasonló kémiai összetételt mutat. E sajátos, minden más lemeztektonikai helyzetűtől különböző összetételű kőzetet MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt)-nak nevezték el. Tholeiites bazalt más lemeztektonikai környezetben is előfordul (fiatal szubdukciós zóna, ív-mögötti medence, lemezen belüli forró folt területek, nagy magmás provinciák), azonban a bazalt kémiai összetételében jelentkező kis különbségek segítenek e térségek elkülönítésében (WILSON 1989).

A Föld legtöbb tűzhányója a közeledő kőzetlemezek ha-

tárán, az úgynevezett szubdukciós zónákban van. A szigetíveken és aktív kontinentális peremeken (például a Csendes-óceánt körülölelő úgynevezett Tűzgyűrű mentén) sorakozó vulkánok magmái jóval változatosabbak. A szigetíveken gyakoriak a bazaltok, azonban a kontinentális peremeken már az andezit és dácit van túlsúlyban. A bazaltok kémiai összetétele tükrözi a magmaképződés módját. Bár kezdetben, elsősorban GREEN & RINGWOOD (1968), illetve MARSH & CARMICHAEL (1974) munkái nyomán, azt gondolták, hogy az alábukó kőzetlemez megolvadásával képződik a magma, már ekkor is voltak olyan felvetések (pl. MCBIRNEY 1969; WYLLIE 1971, 1982; KUSHIRO 1983), miszerint a magmaképződés az alábukó kőzetlemez feletti földköpenyében történik. A magma kialakulásában kulcsszerepe van a szubdukálódó kőzetlemezben zajló metamorf átalakulások következtében felszabaduló vizes oldatoknak, amik csökkentik a földköpenyék anyagának olvadáspontját (WYLLIE 1982; GROVE et al. 2002, 2006). A vízzel telített, kis sűrűségű, felfelé mozgó földköpenyanyag egyre nagyobb mértékben olvad meg, és végül alumíniumban gazdag bazaltos magmát hoz létre (3. ábra, C). A bazaltos magma további differenciációja jellegzetes, úgynevezett mészkalkáli trendet követ (SISSON & GROVE 1993, GROVE et al. 2003). A mészkalkáli fejlődés során bazalt-andezit-dácit-riolit kőzetsorozat jön létre a földkéregben elhelyezkedő magmatározókban. A frakcionációs kristályosodás mellett azonban jelentős szerep jut a nyílt rendszerű magmás folyamatoknak is, mint például a magmakeveredésnek és a földkéreg asszimilációnak (részleges beolvadás). A mészkalkáli kőzetsorozatok tehát a szubdukciós lemeztektónikai környezet egyik jellemző képződményei.

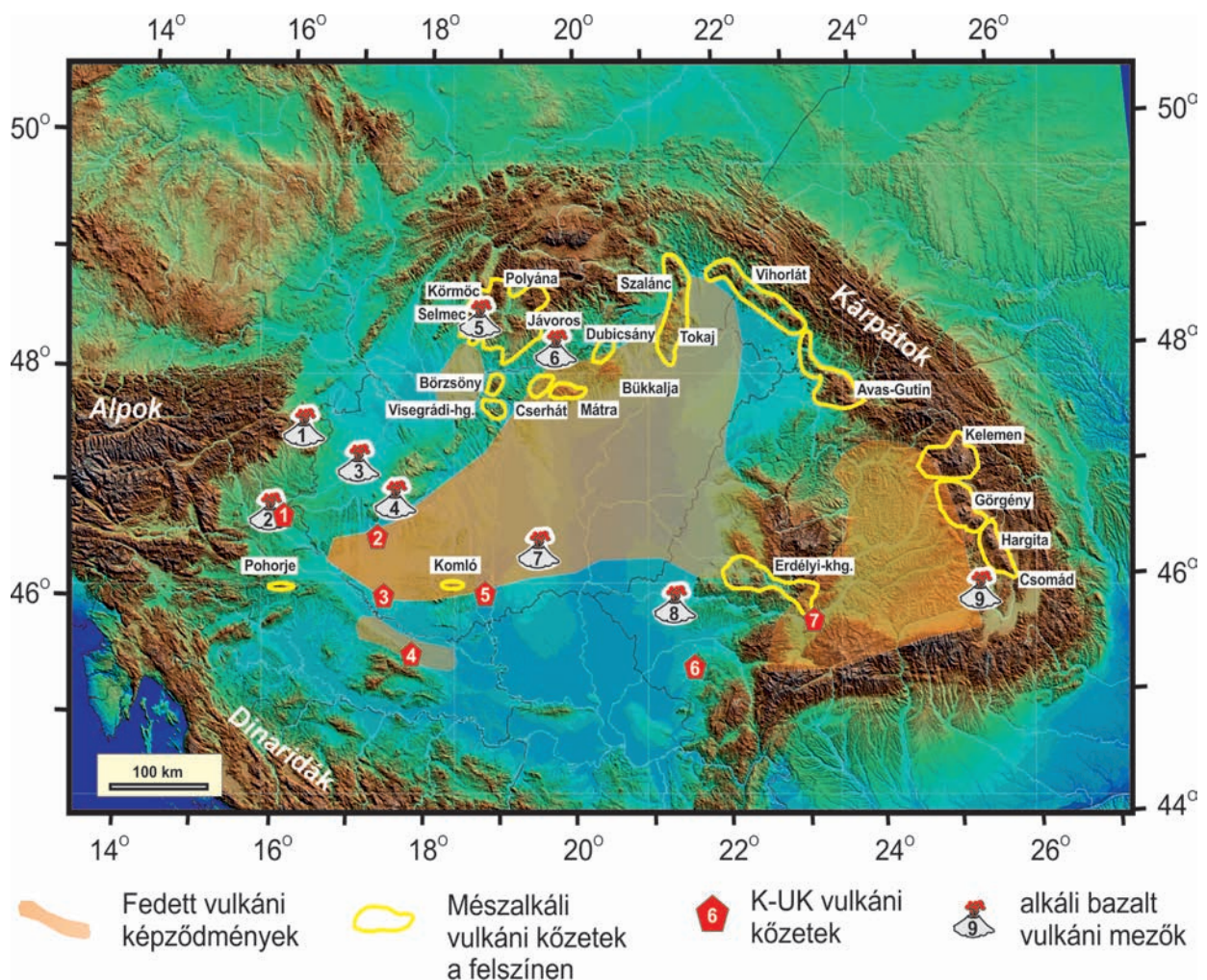
A lemeztektónikai elmélet világos magyarázatot ad a vulkánok elhelyezkedésére és a változatos összetételű magmás kőzetek megjelenésére (2. ábra). Azonban e képbe nem illettek bele a lemezen belül elhelyezkedő tűzhányók, mint például a Hawaii-szigetek vulkánossága. Tuzo Wilson forró folt elméletét (WILSON 1963) követően Jason Morgan (MORGAN 1971) adott magyarázatot arra, hogy miként alakulhatnak ki e vulkánok, és miért történik jelentős vulkánosság ezeken a helyeken. Morgan a kéményekből kiáramló égéstermék fizikájához hasonlította a földköpenyben zajló függőleges, magas hőmérsékletű kőzetanyag áramlást. Ennek hátterében a jelentős hőmérsékleti különbségből adódó sűrűségbeli eltérés okozta felhajtóerő áll, ezért lett ezeknek az áramlásoknak 'plume' a nevük. Magyarra ezt nem könnyű lefordítani, és ezzel kapcsolatban sok vitát folytattunk Horváth Ferenc professzorral is. Ő a hőoszlop elnevezést javasolta, utalva arra, hogy a konvektív feláramlás során a környezeténél magasabb hőmérsékletű anyag mozog felfelé a földköpenyben. Mi a földköpenycsóva nevet használjuk a jelenségre, ami inkább egyfajta leírása a mélybeli termális határretegéből felnyúló forró földköpenyanyag feláramlásának, mintsem a fizikai folyamatra utaló elnevezés. A cikkben ez utóbbi nevet használjuk, megjegyezve, hogy egy frappáns magyar név megtalálása még várat magára. A kőzetanyag felfelé való mozgásának mozgatórugója a hőmérsékletkülönbség, azaz ezek a feláramlások csak markáns

termális határretegekből indulhatnak ki. Legkézenfekvőbb helye a földmag és földköpeny határán lévő D''-réteg (OLSON et al. 1987, LAY et al. 1998, GARNERO 2004). A D''-réteg kialakulásában fontos szerepet játszanak a földköpeny mélyebb részébe süllyedő kőzetlemez-maradványok. HOFMANN & WHITE (1982) rámutatott arra, hogy az óceáni szigetek bazaltjainak kémiai összetételében valóban felismerhető a szubdukált óceáni kéregmaradvány anyaga. Az óceáni szigeteken a tholeiites bazalt az uralkodó, de nem ritka az alkáli bazalt sem, míg a kontinentális lemezen belüli területeken, például kontinentális rift zónákban (pl. Kelet-Afrikai-hasadékvölgy) az alkáli bazalt a gyakoribb. Ez utóbbi bazalttípus kisebb mértékű olvadással és nagyobb mélységben keletkezik, mint a tholeiites bazalt. A nagy mélységben (80–120 km) történő olvadásban nagy szerepe lehet a köpenycsóvákban lévő egykori óceáni kéreganyagoknak (eklogitok), amelyeknek a földköpeny peridotitoknál kisebb az olvadáspontja. Az eklogit olvadása ezért már nagyobb mélységben elkezdődik, azonban a kis térfogatú magmák sokszor csak kis távolságba jutnak el, és gyorsan kikristályosodnak, illetve reakcióba lépnek a peridotit földköpenyanyaggal, amelynek során piroxenit keletkezik (SOBOLEV et al. 2005, 2007; DAVIES 2009). A piroxenitnek szintén kisebb az olvadáspontja a peridotithoz képest, azaz hamarabb megolvad (3. ábra, B). Meg kell azonban jegyezni, hogy a D''-rétegből kiinduló klasszikus „morganii” földköpenycsóvák mellett értelmeztek kisebb térfogatú földköpeny kőzet feláramlást is, mint például CSEREPES & YUEN (2000), akik szerint a felső és alsó földköpeny határáról, 670 km mélyről is indulhatnak ki forró földköpenycsóvák. Ezek esetében azonban szükségszerűen kisebb hőmérséklet-anomáliát kell kapnunk (NIU 2005). Hasonló a helyzet a földköpeny egyéb, sekélyebb mélységéből kiinduló vélelmezett földköpenycsóvákval (KOPPERS 2011). Így nemcsak a jelenség magyar elnevezése kérdéses, de nemzetközi szinten is, maga a 'mantle plume' definíció sem egységes.

Végül vizsgálunk kell a szilíciumgazdag vulkáni képződmények lemeztektónikai kapcsolatát, amelyek fontos szerepet játszanak a kontinentális földkéreg fejlődésében. Riolitos magma kitörése általában olyan térségekben zajlik, ahol vastag a kontinentális földkéreg, azonban előfordul előrehaladott riftkörnyezetben is. Ez utóbbira példa az új-zélandi Taupo, amely a Föld egyik legproduktívabb riolitos vulkáni területe (WILSON et al. 1984, COLE 1990, DEERING et al. 2010, GRAVLEY et al. 2016, WILSON & ROWLAND 2016). Lemeztektónikai helyzetét tekintve a nagy térfogatú riolitok az aktív kontinentális lemezszegélyen, azaz szubdukciós környezetben (pl. Andok és Ny-USA; de SILVA 2008; de SILVA et al. 2006, 2015; BEST et al. 2013, 2016; FREYMUTH et al. 2015; LIPMAN & BACHMANN 2015; WARD et al. 2017; de SILVA & KAY 2018; WÖRNER et al. 2018), illetve a kontinentális forró folt térségekben gyakoriak (pl. Snake River folyó völgye a Yellowstone-ig; BINDEMAN & VALLEY 2001; MORGAN & MCINTOSH 2005; LEEMAN et al. 2008; WATTS et al. 2011; ELLIS et al. 2010, 2013; JEAN et al. 2014; SZYMANOWSKY et al. 2015). Riolitos magmához kapcsolódnak a

Föld leghatalmasabb vulkáni kitörései, amikor több száz köbkilométer vulkáni anyag jut a felszínre, miközben ennek többszöröse maradhat a földkéregben (MILLER & WARK 2008, BURNS et al. 2015). A jelentős mennyiségű kitörési anyag távozása következtében a magmatározó teteje beszakad, és a felszínen több kilométer átmérőjű kalderaszerkezetek jönnek létre. A szilíciumgazdag magmák kialakulása több mint egy évszázada viták kereszttüzében áll. HARKER (1909) és BOWEN (1928) földkéreg eredetű bazaltos magma frakcionációs kristályosodásával származtatva, míg BUNSEN (1851) a földkéreg megolvadásával, azaz anatiséssel eredeztette a nagy  $\text{SiO}_2$ -tartalmú kőzetolvadékok keletkezését. A kérdés még mind a mai napig nem megoldott, azonban egyre többet tudunk a magmafejlődés folyamatáról (3D. ábra; HILDRETH 1981, 2004; HILDRETH & WILSON 2007). Ennek röviden a lényege, hogy nagy tömegű

földkéreg eredetű bazaltos magma nyomul a vastag kontinentális földkéreg alá. A kristályosodás és a földkéreg anyagának beolvasztása  $\text{SiO}_2$ -ben gazdag olvadékot hoz létre (ún. MASH — Melting, Assimilation, Storage and Homogenisation — folyamat, azaz olvadás, kéregbeolvastás, tárolás és homogenizáció; HILDRETH és MOORBATH 1988). Mindeközben a jelentős hőhatás átfűti a földkéreget, és ezzel a töréss-képlékeny deformációs határ feljebb kerül. Ez a termális előkészítés nélkülözhetetlen ahhoz, hogy a nagy térfogatú szilíciumgazdag magmák a földkéreg sekélyebb részeibe tudjanak nyomulni, és ott kiterjedt magmatározó rendszert hozhassanak létre (de SILVA & GROSNOLD 2007, de SILVA & GREGG 2014, de SILVA et al. 2015). A Yellowstone alatt például több mint 10 ezer köbkilométer (HUANG et al. 2015), a középső Andokban lévő Puna térség alatt pedig legalább 50 ezer, de egyes



4. ábra. A Kárpát-Pannon neogén-kvarter vulkáni képződményeinek felszíni előfordulásai

Alkáli bazalt vulkáni mezők: 1. Burgenland; 2. Stájer-medence; 3. Kisalföld (Kemenesalja); 4. Bakony-Balaton-felvidék; 5. Selmec; 6. Nógrád-Gömör; 7. Kecel és környéke; 8. Lukácskő; 9. Peršany. K-UK: káli és ultrakáli kőzetek: 1. Stájer-medence; 2. Balatonmária-1 sz. fűrés; 3. Szentá fűrésök; 4. Krndija; 5. Bár; 6. Gátalja (Gataia); 7. Arany-hegy (Uroi). Topográfiai alaptérkép forrása: HORVÁTH et al. (2006b)

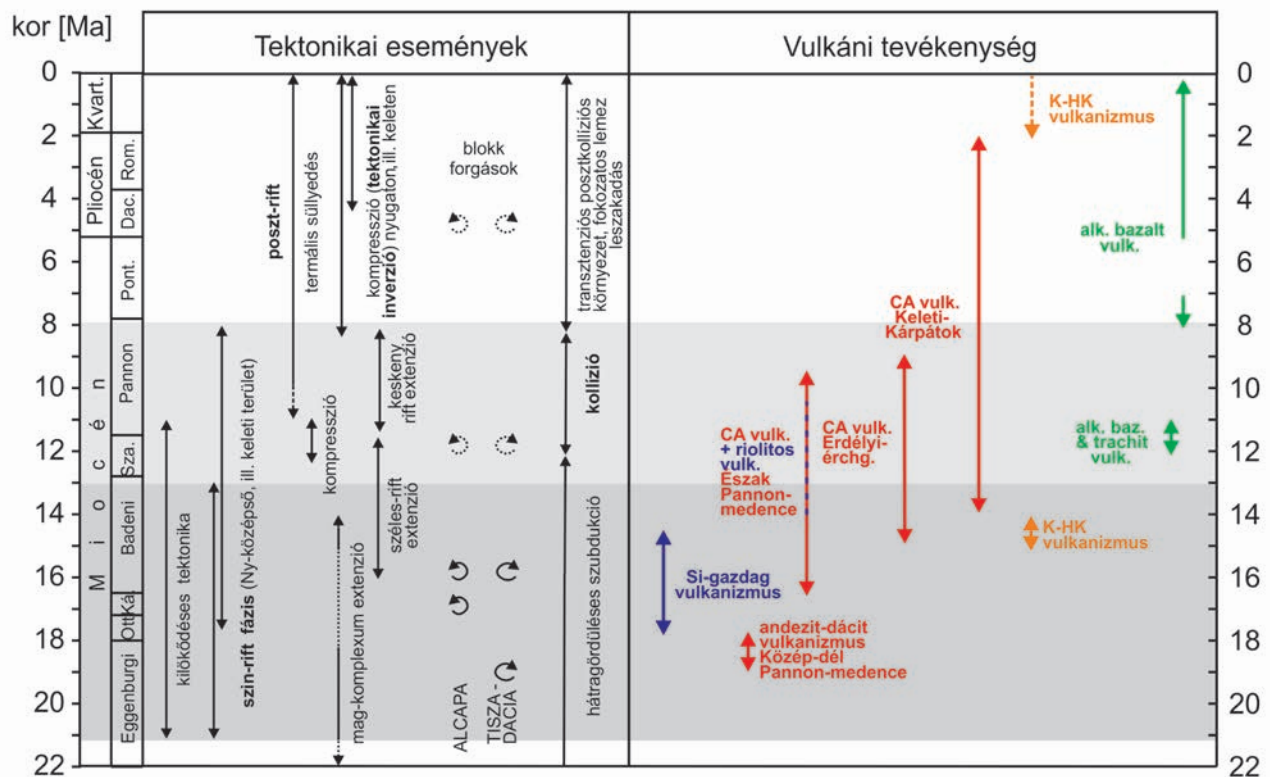
Figure 4. Neogene to Quaternary volcanic rocks in the Carpathian-Pannonian Region (volcanic formation buried by younger sediments and on the surface)

K-UK: potassic-ultrapotassic volcanic rocks: 1. Styrian basin; 2. Balatonmária-1 borehole; 3. Szentá boreholes; 4. Krndija; 5. Bár; 6. Gataia; 7. Uroi. Alkaline basalt volcanic fields: 1. Burgenland; 2. Styrian Basin; 3. Little Hungarian Plain (Kemenesalja); 4. Bakony-Balaton Upland; 5. Stávnic; 6. Nógrád-Gemer; 7. Kecel and the surroundings (buried); 8. Lucaret; 9. Peršani. Source of the topographic map: HORVÁTH et al. (2006b)

számítások szerint 500 ezer köbkilométer térfogatú magmás testet mutattak ki (WARD et al. 2014). Ilyen nagy magmatározók kialakulásához hosszú idő (több százezer vagy több millió év; GLAZNER et al. 2004) és a földkéreg jelentős átfűtése szükséges. A középső-felső földkéregben elhelyezkedő, több kőzetolvadék felnyomulással létrejövő magmatározó nagy kristálytartalmú (ún. kristálykása), nagy viszkozitású magmát tartalmaz, ami kitörésre képtelen (BACHMANN & BERGANTZ 2008). Kitörésre alkalmas magma csak akkor jöhet létre, ha a fejlett kőzetolvadék hatékonyan el tud fizikailag különülni a kristálytömegetől, vagy egy jelentősebb bazaltos kőzetolvadék nyomul fel, ami részben felolvasztja a kristályanyagot, amíg az olvadék mennyisége eléri legalább az 55 térfogatszázalékot. Ilyen magmás eseményhez tehát jelentékeny mennyiségű bazaltos magma szükséges, azaz anomálishan nagy olvadás a földképenyben. Ez, ahogy említettük, különböző lemeztektonikai környezetben megvalósulhat. A szilíciumgazdag vulkánosság kapcsolódhat andezites vulkáni területekhez, de önállóan is előfordulhat, ezért célszerű egy külön típusként kezelni.

Összefoglalva, a vulkáni működés, a magmatípusok sok esetben szorosan kapcsolódnak specifikus lemeztektonikai környezethez (1. ábra), és ez ahhoz vezet, hogy gyakran rutinszerűen kötnek egyes vulkáni képződményeket geodinamikai környezethez: például mészkáli vulkáni kőzetek esetében rögtön aktív szubdukcióra, alkáli bazaltok

esetében pedig sok esetben rögtön földképenycsóvára asszociálnak. Az alábbi, Pannon-medencére vonatkozó kutatástörténettel is illusztráljuk azt, hogy ezek az egyszerű összekapcsolások nem feltétlenül működnek mindig jól. Ahogy CANÓN-TAPIA & WALKER (2004) megjegyezte: „a lemeztektonika elmélete... megfelelően magyarázza a vulkánok eloszlását a Földön, azonban a vulkanizmusnak számos olyan vonatkozása van globális szinten is, amit nehéz megérteni egyedül a lemeztektonika modelljével”. Ebben egy alapvető pont az, hogy a felszínre törő magma összetételét, különösen kontinentális földkéreg jelenléte esetében számos tényező határozza meg a magmaképződés folyamatától kezdve a földkéregben történő magmás differenciáció változatos folyamatán keresztül, a magma feláramlás és kitörés eseményéig. A magma elsődleges kémiai összetétele jelentős mértékben függ a forrásterület jellegétől. Így például egy szubdukciós környezetre jellemző kémiai összetételbeli jelleg más lemeztektonikai környezetben is létrejöhet, mivel a litoszféra alsó, földképeny része hosszú időn keresztül képes fenntartani korábbi lemeztektonikai, így például kőzetlemez alábukási események geokémiai hatását (HARANGI et al. 2006). A vulkáni működés és a geodinamikai kapcsolat értelmezése tehát csak alapos, a forrástól a felszínig való adatértékeléssel tehető meg. A Kárpát–Pannon térség (4. ábra) mindeerre kiváló lehetőséget ad, hiszen ismerjük a térség neogén–kvarter és az azt megelőző



5. ábra. A Kárpát–Pannon térségben zajló vulkáni működés és geodinamikai események időbeli kapcsolata HARANGI (2001a) ábrája nyomán BALOGH et al. (1986, 1994), HORVÁTH (1993), FODOR et al. (1999), TARI et al. (1999), HORVÁTH et al. (2006a, 2015), PÉCSKAY et al. (1995, 2006), MÁRTON et al. (2007), SEGHEDI és DOWNES (2011), BALÁZS et al. (2016) és LUKÁCS et al. (2018), valamint LUKÁCS R. nem publikált adatai alapján. CA = mészkáli, K-HK = káli és ultrakáli

Figure 5. Ages of principal geodynamic events and the volcanism in the Carpathian–Pannonian Region based on the figure of HARANGI (2001a) using the results of BALOGH et al. (1986, 1994), HORVÁTH (1993), FODOR et al. (1999), TARI et al. (1999), HORVÁTH et al. (2006a, 2015), PÉCSKAY et al. (1995, 2006), MÁRTON et al. (2007), SEGHEDI és DOWNES (2011), BALÁZS et al. (2016) and LUKÁCS et al. (2018), as well as the unpublished data of R. LUKÁCS. CA = calc-alkaline; K-HK = potassic and ultrapotassic



időszakok fejlődéstörténetének főbb elemeit, ismerjük a vulkanizmus térbeli és időbeli eloszlását, közettani-geo-kémiai jellemzőinek fő vonásait (5. ábra). Habár első pillantásra úgy tűnik, hogy a vulkáni képződmények rossz helyen vannak és rossz időben képződtek, azonban ez csak az értelmezési nehézséget jelenti. Valójában jó helyen vannak és jó időben keletkeztek, csak olykor el kell rugaszkodnunk az egyszerűnek látszó, klasszikus lemeztectonikai értelmezéstől. Mindez térségünkben már a kezdetekben megtörtént!

### Lemeztectonika és vulkáni működés: kezdeti modellek

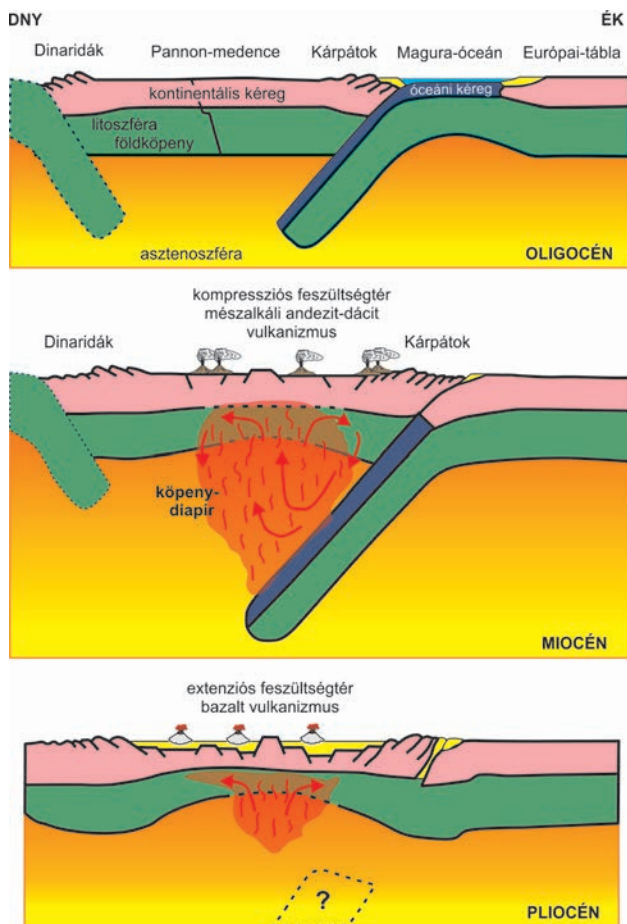
A Kárpát–Pannon térség vulkáni képződményeinek kutatása több mint egy évszázadra tekint vissza. Az 1800-as évek vége óta tartó kutatások kezdetben az ásványtani és közettani jellemzőkre koncentráltak, de meg kell jegyezni, hogy már akkor is születtek többek között olyan vulkanológiai értelmezések, amelyek a mai modern felfogásban is helytállóak. HOFMANN (1875) például a kemenesaljai sitkei bazaltvulkánt „nyílt kráterrel fennmaradt tufavulkán remek romja”-ként írta le, és tufagyűrűként értelmezte, ami teljes mértékben megegyezik a jelenlegi vulkanológiai magyarázattal. Ugyancsak jóval megelőzték korát Szabó József közetgenetikai értelmezései, így például a Visegrádi-hegység és a Börzsöny andezites kőzeteinek (‘dunai trachyt csoport’) keletkezésében nagy fontosságot tulajdonított a magmakeveredés folyamatának (SZABÓ 1894). A 20. század első felében született aprólékos közettani jellemzések, különösen Mauritz Béla (pl. MAURITZ 1909, 1948; MAURITZ & HARWOOD 1937), Lengyel Endre (LENGYEL 1926, 1951, 1953), valamint Jugovics Lajos (JUGOVICS 1937, 1969) munkái máig sokat jelentő, meghatározó publikációk. Pantó Gábor a közettani vulkanológiai kutatás egyik előfutára volt, aki számos tanulmányban értekezett a miocén Szeged vulkáni képződmények, ezen belül különösképpen az ignimbritek eredetéről, felhasználva az akkori nemzetközi vulkanológiai publikációk legfrissebb eredményeit is (pl. PANTÓ 1961, 1962, 1963, 1964). Ezekre a közettani pillérekre épültek az 1960-as és 1970-es évek kutatásai (pl. SZÉKYNÉ 1957, 1964, 1970; ZELENKA 1960; KUBOVICS 1963; ÁRKAI 1967, 1968; PÓKA 1968; KUBOVICS & PANTÓ 1970; GYARMATI 1977), amivel párhuzamosan kibontakozott egy olyan átfogó elmélet, ami új perspektívát adott, többek között a vulkáni működés geodinamikai értelmezésére is.

A lemeztectonika elméletét az 1960-as évek végétől térségünkben is egyre többen elfogadták, és igyekeztek alkalmazni többek között a vulkáni működés magyarázatára is (HORVÁTH 1997). A magmás események kapcsán a lemeztectonikai folyamatok közül először a kőzetlemez-alábukás, azaz szubdukció folyamata kapott figyelmet (SZÁDECZKY-KARDOSS 1971, 1973, 1974). Korábban az andezit és bazalt magmák létrejöttét gránittestek megolvadásával magyarázták (pl. KUTHAN 1967, DANILOVICH 1972). Szádeczky-Kardoss Elemér az elsők között volt, aki új felfogásban ér-

telmezte a magmaképződés okát és a térség vulkáni működését (SZÁDECZKY-KARDOSS 1971). Ugyanekkor a román Marcian Bleahu és Sergiu Peltz, valamint olasz kollégái (Mario Boccaletti és Piero Manetti) a Keleti-Kárpátok térségében ismerték fel a kőzetlemez-alábukás és az andezites vulkáni működés szoros kapcsolatát (BLEAHU et al. 1973, BOCCALETTI et al. 1973, BLEAHU 1985). Ebben fontos szerepet játszott Constantin Roman korábbi publikációja is (ROMAN 1970), amelyben a Vrancea-térség alatt nagy mélységben kipattant földrengéseket litoszférai kőzetlemez süllyedésével magyarázta, és hangsúlyozta, hogy ez összhangban van a lemeztectonika új elméletével. BOCCALETTI et al. (1973) az akkori szemléletnek (GREEN & RINGWOOD 1968) megfelelően az elsődleges magmákat a szubdukáló lemez 140–150 km mélységben történt részleges olvadásával származtatták. Értelmezésükben a Keleti-Kárpátok előterében lévő óceáni litoszféralemez nyugati irányú szubdukciójával számoltak, az Erdélyi-medencét pedig a vulkáni ív mögött felnyúló, úgynevezett retro-arc medencének tekintették. A keleti-kárpáti vulkanizmus és szubdukció kapcsolatát hangsúlyozta RADULESCU & SANDULESCU (1973) is, bár egyszersmind kétségeket is kifejtettek az új elmélettel kapcsolatban. SZÁDECZKY-KARDOSS (1973) a térség belső területein is feltételezett szubdukciós öveket és kapcsolódó vulkáni íveket. Hét ívet azonosított, többek között a következőket: Magyar közephegység-peremi ív, amelyhez sorolta például a Börzsöny és Mátra andezitvulkánjait, Rába-vonal menti feltételezett délnyugati dőlésű szubdukció, mecseki szubdukciós ív, nagyalföldi flis szubdukciós ív. A Börzsöny és Mátra vulkáni működését tápláló magmák keletkezését oligocén üledékek parciális olvadásként magyarázta.

STEGENA et al. (1975) modellje fontos alapkő a Kárpát–Pannon térség lemeztectonikai értelmezésében (6. ábra), amire a vulkanizmus magyarázata is támaszkodik. Elméletükben fontos szerepe van az „aktív köpeny diapírnak”, amit számos későbbi munka is átvett. Meg kell azonban jegyezni, hogy értelmezésükben ez az aktív köpeny diapír nem azonos a modern szemléletben vett aktív köpenyfeláramlással, azaz a köpenycső (plume) modellel. Mindezt a szerzők is kiemelik, miszerint „a feláramló, részben olvadt földköpenyanyag — köpeny diapír — a szubdukáló litoszféralemez felső részén keletkezik (SCHOLZ et al. 1971), ezért nem azonos a «köpenycső (mantle plume)», illetve «forró folt» kifejezésekkel”. A megnevezett publikációra hivatkozva arról írnak, hogy az alábukó kőzetlemezen belül a nyírásos-súrlódásos hőtermelés miatt megy végbe részleges olvadás. Ez a magyarázat megegyezik az 1970-es években sokak által elfogadott, szubdukcióhoz kapcsolódó magmaképződési modellel. Véleményük szerint a részben olvadt kőzetanyag diapírszerűen felemelkedik, felnyomul a földkéreg alá és ott olvadást indít el („alsókéreg-erózió”). Ez a folyamat az alsókéreg elvékonyodását okozza. A mészkáli andezites vulkanizmust a szubdukcióval egyidejű kompresszív tektonikai fázisba tették, amit a tenziós bazaltos vulkanizmus követett.

STEGENA et al (1975) modellje nagy hatással volt Jaros-



6. ábra. STEGENA et al. (1975) modellje a Pannon-medence vulkáni működésének lemeztectonikai kapcsolatára

Figure 6. Plate tectonic model provided by STEGENA et al. (1975) for the relationship of geodynamic and volcanic processes of the Pannonian Basin

lav Lexa és Vlastimil Konečný szlovák geológusok gondolkodására, akik szintén hamar a lemeztectonikai modell követői és alkalmazói lettek. Egy budapesti nemzetközi konferencián, majd az előadásokat összesítő kötetben ismertették elméletüket, amely a lemeztectonikai kapcsolatok mellett újszerű elemeket is tartalmazott (LEXA & KONEČNÝ 1974). Ez utóbbiak közé tartozik az, hogy a Kárpátok nyugati íve mentén zajlott mészkáli andezites vulkanizmust nem aktív szubdukció folyamatához kötötték, hanem a földköpeny diapírszerű felemelkedéséhez. Ez akkor kétségtelenül nem illett a lemeztectonikai szemlélethez, miszerint a mészkáli andezites vulkáni ív kőzetlemez alábukásához köthető (ahogy ezt mind a mai napig sokan rutinszerűen összekapcsolják), azonban magyarázatukban felismerhető a Stegena-féle elmélet (6. ábra) fontos eleme. Az 1960-as és 1970-es évek kutatásaiban alapvető kérdés volt a szubdukciós zónák andezites magmáinak eredete. Ahogy korábban írtuk, egyes kutatók GREEN & RINGWOOD (1968) modelljének megfelelően az alábukó kőzetlemez részleges olvadásával magyarázták a magmaképződést. Azonban már ekkor megjelentek azok a később általános elfogadást kapó magyarázatok (pl. MCBIRNEY 1969; BOETTCHER 1972; WYLLIE 1971, 1973), miszerint valójában nem a szubdukáló lito-

szféralemez olvad meg, hanem a felette lévő köpenyék peridotit anyaga, mégpedig a kőzetlemezről távozó vizes oldatok hatására. LEXA & KONEČNÝ (1974) ez utóbbi modell mellett foglalt állást, azonban a szubdukciós magmagenetikai modellt a Kárpáti vulkáni ív esetében elvetették. Ráműtötték arra, hogy a vulkanizmus 5–20 millió évvel fiatalabb a Külső-Kárpátok mentén vélelmezett aktív szubdukcióhoz képest, továbbá nincs szisztematikus változás a főelem-geokémiai összetételben a vélelmezett szubdukciós zónára merőlegesen. A medencebelseji szilíciumgazdag vulkanitok (riolitok) sem kapcsolódnak nézetük szerint a szubdukció folyamatához, és az független az andezites vulkanizmustól is, szemben RADULESCU & SANDULESCU (1973) felfogásával. Keletkezésüket a földkéreg részleges olvadásával magyarázták PANTÓ (1969) és KONEČNÝ & SLÁVIK (1974) értelmezésével egyezően. Az alsókéregben végbement olvadás a köpenydiapír hőhatása idézhetette elő, ahogy azt Stegena és munkatársai konferencián előadott, de csak egy évvel később publikált (STEGENA et al. 1975) elmélete mutatta. A szlovák kutatók ezt a köpenydiapírt csak közvetetten kötötték a szubdukció folyamatához. Ők ezt nem részleges olvadé anyagnak határozták meg, hanem arról írnak, hogy a köpenyfelemelkedést az alábukó lito-szféralemez zónájából származó hő indította el.

A LEXA & KONEČNÝ (1974) tanulmányban szereplő felfogás a későbbiekben is megjelenik publikációikban (LEXA et al. 1993, 2010; KONEČNÝ et al. 1995, 2002; LEXA & KONEČNÝ 1998). Ilyen elem például a vulkáni képződmények besorolása, amit a területi elterjedés, illetve tektonikai és genetikai kapcsolataik alapján végeztek el. Négy vulkáni sorozatot különítettek el: 1. areális típusú („areal type”), szilíciumgazdag, az ív-mögötti medence extenziójának kezdeti fázisához kötődő vulkanitok; 2. areális típusú andezites vulkanizmus, ami az ív-mögötti medence extenziójának előrehaladottabb fázisához kötődik; 3. ív típusú („arc type”), szubdukcióhoz kötődő andezites vulkanizmus; 4. ún. konvergencia utáni extenziós környezethez kötődő alkáli bazalt vulkanizmus. NEMCOK & LEXA (1990) tovább pontosította az areális típusú vulkanizmus modelljét. A Közép-Szlovákiai vulkáni terület zsiari térségében „basin and range” típusú, azaz extenziós tektonikai szerkezetekhez kötődő vulkanitokat mutattak ki, és hangsúlyozták, hogy a mészkáli vulkáni tevékenység a diapírszerűen felemelkedő földköpeny hatására történt kelet-nyugati irányú extenzió során ment végbe, a szubdukciónak pedig csak alárendelt szerepe volt. A blokkos törések első jelei az alsó-badeniben figyelhetők meg, ami megegyezik a vulkanizmus megindulásával. A legintenzívebb „basin and range” típusú tágulós szerkezeti mozgások a késő-badeniben és alsó-szarmatában voltak, majd csökkenő intenzitással a felső-szarmatáig tartottak. A későbbi kutatások, mint például Harangi Szabolcs munkái (pl. HARANGI 1999; HARANGI et al. 2001, 2007; HARANGI & LENKEY 2007) sok szempontból megerősítették és továbbfejlesztették ezt a besorolást, amelynek egyik alapvető eleme, hogy a Pannon-medence belsejében megjelenő riolitok, valamint a Nyugati-Kárpátok előterében lévő mészkáli andezites-dácitos

vulkáni komplexumok kialakulása a térség jelentős földkéreg- és litoszféra-elvékonyodáshoz köthető. Ezzel szemben a Keleti-Kárpátok mentén elhelyezkedő mészkalkáli vulkáni kőzetsorozatokat Ioan Seghedi és munkatársai (SEGHEDI et al. 2004a, 2005, 2011, 2019; SEGHEDI & DOWNES 2011) posztkollíziósnak tekintették, rámutatva arra, hogy a vulkáni működés nem egyidőben történt a vélelmezett aktív szubdukcióval, hanem több millió évvel utána, már a kontinens-kontinens kollíziós szakaszt követően.

BALLA (1981) tanulmányában részletekbe menően igyekezett cáfolni LEXA & KONEČNY (1974) modelljét. Balla Zoltán alapvetően Szádeczky-Kardoss elgondolásait követte, azaz több szubdukciós zónát és ahhoz kapcsolódó vulkáni szigetívet feltételezett a Kárpát-Pannon térségben. BALLA (1980, 1981) a mészkalkáli vulkáni területet két részre osztotta, ami azóta is sokszor megjelenik a hazai szakirodalomban: elkülönített egy ún. Belső-Kárpáti vulkáni területet, amibe a jelenlegi tektonikai-geodinamikai nevezéktan szerint az Alcapa mikrolemez vulkáni képződményeit, valamint az Erdélyi-középhegység vulkanitjait sorolta, míg a Keleti-Kárpátok vulkáni területbe a Vihorláltól a Hargitáig húzódó vulkánokat vonta össze. Hangsúlyozta a két vulkáni terület eltérő keletkezését, miszerint az utóbbiak egy valódi vulkáni ívet formálnak és közvetlenül a külső-kárpáti szubdukcióhoz kapcsolódnak, ezzel szemben, nézete szerint, a Belső-Kárpáti vulkáni terület andezites vulkanizmusa más szubdukciós zónákhoz (észak felé dőlő szubdukálódó lemez az ún. Közép-Magyarországi-Transzkárpáti ív mentén; önálló nyugat vagy északnyugat felé dőlő szubdukálódó lemez a Tokaji-hegység mentén) tartoznak. BALLA (1981) tehát szintén felismerte a két vulkáni ív eltérő viselkedését, azonban képződésüket tekintve mindkettőt közvetlenül szubdukciós folyamathoz kötötte.

A vulkáni képződmények új szemléletű kutatásának kezdete az 1980-as évekre tehető, amikor az analitikai fejlesztések lehetővé tették a nagy pontosságú nyomelem és radiogén izotóparány meghatározást. Az első modern geokémiai elemzési eredményeket Pantó György és munkatársai tették közzé (PANTÓ 1981, SALTERS et al. 1988). SALTERS et al. (1988) közölte az első radiogén izotóp-geokémiai adatokat a Kárpát-Pannon térség neogén vulkáni kőzeteiről, ami a Horváth Ferenc és Leigh Royden által szerkesztett, a Pannon-medence kialakulását és fejlődését tárgyaló AAPG kötetben jelent meg (ROYDEN & HORVÁTH 1988). A szerzők a mészkalkáli vulkanizmust a korábbi tektonikai modellek (STEGENA et al. 1975) alapján a Pannon-medence extenziós fázisához kötötték. A Sr-Nd-Pb izotóparányok eloszlása alapján feltételezték, hogy a mészkalkáli és a későbbi alkáli bazaltos magmák ugyanabból a típusú földköpenyből származtak. Ez a földköpeny különböző mértékben metasomatizált volt, azaz korábbi — kréta — szubdukció során átalakult, illókbán és ún. szubdukcióhoz kapcsolódó komponensekben (mobilis, erősen inkompatibilis nyomelemekben) gazdagodott. A mészkalkáli vulkanitok képződésében a köpeny eredetű magmák kéregkontaminációja

játszotta a főszerepet, míg az alkáli bazaltmagmák kontamináció nélkül törtek át a földkérgen. Ugyanebben az időben Embey-Isztin Antal munkája képviselt egy új felfogást (EMBEY-ISZTIN 1981, EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1981, EMBEY-ISZTIN et al. 1985). Embey-Isztin kezdte meg az alkáli bazaltokban lévő, földköpeny eredetű ultramafikus kőzetzárványok módszeres kőzettani és geokémiai feldolgozását (EMBEY-ISZTIN 1976; EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 1990; KURAT et al. 1991; DOWNES et al. 1992), amihez kapcsolódott a bazaltos vulkáni képződmények új geokémiai adatokon nyugvó értelmezése Dobosi Gáborral és külföldi munkatársaikkal (DOBOSI 1989, DOBOSI et al. 1991, DOBOSI & FODOR 1992, EMBEY-ISZTIN et al. 1993). E kutatások figyelemre méltó eredményeit jelzi, hogy a tanulmányok vezető nemzetközi szakfolyóiratokban jelentek meg.

Ugyanebben az időben kerültek publikálásra a Kárpát-Pannon térség keleti felén húzódó mészkalkáli vulkáni vonulat földtani térképezése során született eredmények modern szemléletű értelmezésekkel (SEGHEDI et al. 1987, SZAKÁCS et al. 1993). LEXA & KONEČNY (1974) átfogó, a teljes Kárpát-Pannon térség vulkáni működését összefoglaló munkáját követően Póka Teréz (PÓKA 1988) adott újabb értékelést a Horváth Ferenc vezető szerepével készült, nagy jelentőségű AAPG kötetben, majd Szabó Csaba, Harangi Szabolcs és Csontos László (SZABÓ et al. 1992) publikált egy lemeztectonikai szemléletű, geokémiai értelmezést is magába foglaló összegzést. PÓKA (1988) a Kárpát-Pannon térség neogén vulkáni kőzeteiről rendelkezésre álló főelem-geokémiai adatokat statisztikusan értékelte, és keletkezésüket a korábbi, Stegena-féle köpenydiapír modell alapján értékelte. SZABÓ et al. (1992) a Kárpát-Pannon térség mészkalkáli vulkanizmusát közvetlenül szubdukcióhoz kötötte. A vulkanitok geokémiai jellege, aktív lemeztectonikai térségek adatait is felhasználó sokváltozós matematikai értékelése alapján a neogén Kárpáti vulkáni ív nyugati szegmensének vulkanizmusát aktív kontinentális szegély-, míg a Kelemen-Görgény-Hargita vonulat esetében vulkáni szigetív típusúnak tekintették.

A térség vulkáni működésének értelmezése szempontjából mérőföldkőnek számított a nemzetközi vulkanológiai társaság (IAVCEI) 1990-ben Mainzban tartott konferenciája. Ez adott először lehetőséget, hogy az Embey-Isztin Antallal már együtt dolgozó brit Hilary Downes megismerje a többi, térségben dolgozó kutató (Szakács Sándor, Ioan Seghedi, Szabó Csaba és Harangi Szabolcs) tudományos eredményeit. Downes kulcsszerepet játszott abban, hogy ezek az eredmények a nemzetközi vérkeringésbe jutottak, és további kutatásokat ösztönzött. Ugyancsak e konferencia inspirálta a hazai modern vulkanológiai kutatások megindulását. Az egyre bővülő együttműködés vezetett az *Acta Vulcanologica* szakfolyóiratban megjelent, kiemelkedő jelentőségűnek számító tematikus kötethez (DOWNES & VASELLI 1995). Hilary Downes és az olasz Orlando Vaselli remek érzékkel gyűjtötte össze a térségben dolgozó idősebb és fiatalabb szakembereket, a bemutatott tanulmányok pedig átfogó, naprakész képet adtak az akkori

ismeretekről. Helyet kapott a PÉCSKAY Zoltán koordinálásával készült, az addigi publikált és nem publikált K/Ar adatokat összesítő tanulmány (PÉCSKAY et al. 1995), mely az első összesítést adta a Kárpát–Pannon térség neogén vulkanizmusának időbeli lefolyásáról. Újdonság volt a modern szemléletű vulkanológiai nevezéktan és értelmezés (CAPACCIONI et al. 1995; HARANGI & HARANGI 1995; KARÁTSON 1995; KONEČNÝ et al. 1995a, b; SEGHEDI et al. 1995), és első alkalommal kerültek leírásra a térségben ultrakáli vulkáni kőzetek (HARANGI et al. 1995a).

### Lemeztektonika és vulkáni működés: kvantitatív modellek felé

A lemeztektonikai modell általános elfogadásával a Horváth Ferenc és munkatársai által a Pannon-medencére kidolgozott fejlődési elmélet (ROYDEN et al. 1982, 1983a, b; CSONTOS et al. 1992; TARI et al. 1992; HORVÁTH 1993, 1995) meghatározta a térség vulkanizmusának magyarázatában megkerülhetetlen legfontosabb geodinamikai elemeket. Ezek közül a legfontosabb a szubdukció és a litoszféra elvékonyodás eseménye (5. ábra). Látjuk azonban, hogy már a kezdeti következtetésekben is megjelentek a nem szokványos lemeztektonikai magyarázatok, mint például a nem szubdukcióhoz kötődő mészkáli andezites-dácitos vulkanizmus (LEXA & KONEČNÝ 1974). Az 1990-es évek eleje fordulópont volt a magmás folyamatok értelmezésében, mivel egyre jobban elterjedtek a nagy pontosságú nyomelem és radiogén izotóp összetétel meghatározások és az ugyanabban az időben zajlott politikai változások lehetővé tették azt, hogy a térség szakemberei külföldi tanulmányutak során már saját maguk végezhesenek geokémiai analitikai vizsgálatokat. A nagy pontosságú kőzetösszetétel-adatok olyan geokémiai adatbázist teremtettek meg (EMBEY-ISZTIN et al. 1993; DOBOSI et al. 1995; DOWNES et al. 1995a, b; HARANGI et al. 1995a, b, 2001, 2007, 2015; MASON et al. 1995, 1996; HARANGI 1999; KARÁTSON et al. 2000, 2001, 2007; SEGHEDI et al. 2001, 2004a, b, 2005, 2011; ROSU et al. 2004; HARANGI & LENKEY 2007; KOVACS et al. 2017; LUKÁCS et al. 2018), amelyek elvezettek az új, most már kvantitatív geokémiai modelleken alapuló petrogenetikai értelmezések felé.

E munkák mellett két átfogó értelmezés jelent meg (NEMCOK et al. 1998, SEGHEDI et al. 1998), amelyekbe azonban még nem kerültek be geokémiai adatok, a következtetések elméleti megfontolások, a vulkáni képződmények tér- és időbeli eloszlásán alapultak. Ezekben új elemként szerepel a szubdukálódó kőzetlemez letörése („slab break-off”; WORTEL & SPAKMAN 2000). Kőzetlemezletörés akkor megy végbe, amikor az óceáni kőzetlemez túlsúlyossá válik, jelentős lefelé irányuló erőt fejt ki, míg a kontinentális kőzetlemez kisebb sűrűsége miatt nem tudja követni. Az Appenninek déli része alatt a kőzetlemez-elválás jól kivehető WORTEL & SPAKMAN (2000) szeizmikus tomográfiai modelljén, míg a kalábriai terület alatt még nem történt meg a leszakadás. A Keleti-Kárpátok esetében a Vrancea terület alatt szintén nem történt meg kőzetlemez-

leválás, azonban a különbség a középső Mediterránhoz képest az, hogy a Vrancea területtől északra nem mutatható ki leszakadt kőzetlemez, nagy sebességű anomália csak az átmeneti zónában, 400 és 670 km között van. Itt kell megemlítenünk a kőzetlemez-leválás egy másik formáját, amikor egy vastag kontinentális litoszféra esetében a kőzetlemez első, nagy sűrűségű földköpeny része különül el egy közel horizontális sík mentén elválva vagy a földkéregtől, vagy a földköpeny legfelső részétől, és süllyed le. Ezt delaminációnak nevezik, amit több szerző is alkalmazott a Kárpát-kanyar térségére (pl. CHALOT-PRAT & GIRBACEA 2000, KNAPP et al. 2005, FILLERUP et al. 2010).

SEGHEDI et al. (1998) három szegmensre osztotta a Kárpáti vulkáni ívet és különböző modellt adott a vulkáni tevékenység okára. A Nyugati-Kárpátoktól a Tokaj-Szalánci vulkáni területig húzódó mészkáli vulkanitok, amelyek 20 és 10 millió év között keletkeztek, nézetük szerint az alábukó kőzetlemez felett alakultak ki, azonban az ívmögötti extenzió fázisában és közvetlen kapcsolatban az alábukó lemez hátrálásával. A középső- és késő-miocénben zajló vulkanizmusban fontos szerepet játszhatott az alábukó kőzetlemez regionális vertikális delaminációja. Véleményük szerint a leszakadó litoszféraköpeny feletti térbe bejutó metaszmotizált asztenoszféra-anyag nyomáscsökkenéses olvadása idézte elő a mészkáli magmák keletkezését. Szerintük ez magyarázza azt is, hogyan jelenhetnek meg mészkáli andezitek a szirtöv mentén és a flisövényben. A Tokaj-Szalánci vulkáni területtől a Kelemeni havasokig tartó szegmens magmatizmusa a szerzők értelmezése szerint közvetlenül az alábukó kőzetlemez letörésével áll kapcsolatban. Végül SEGHEDI et al. (1998) az Erdélyi-középhegység mészkáli vulkanizmusát extenziós folyamathoz kötötték, amikor a késő-kréta–paleogén szubdukció során metaszmotizált litoszféraköpenyben történik nyomáscsökkenéses részleges olvadás.

MASON et al. (1998) a Keleti-Kárpátok mentén történt, egyre fiatalodó vulkáni működés értelmezésében szintén fontos szerepet adott a kőzetlemez-letörés folyamatának. A magmás tevékenység ív menti, északról dél felé történő időbeli migrálását fokozatos és egyre sekélyebb mélységben történt kőzetlemez-leszakadással magyarázták. A szubdukció során, amikor a kisebb sűrűségű kontinentális litoszféra kezdett alábukni, lemezletörés ment végbe. A kezdeti gyorsabb (2 cm/év) szubdukció miatt a lemezletörés először >120 km mélységben történt, ahogy azonban lassult a szubdukció sebessége, úgy ez egyre sekélyebb mélységben (ca. 50 km legdélebben) folytatódott. A szerzők szerint magmaképződés akkor történt, amikor a leváló és tovább süllyedő kőzetlemez elérte a magmaképződési mélységzónát (kb. 80–120 km mélység). Ebben a mélységközben az alábukó kőzetlemezről vízgazdag fluidumok távoztak el, amelyek átalakították a kőzetlemez feletti földköpenyt, ahol magmaképződés indult el. Ahogy azonban a lemezletörés elhagyta ezt a zónát, a magmás tevékenység befejeződött. Nézetük szerint ez lehetett az oka a lokálisan rövid életű vulkáni tevékenységnek. Paul Mason és munkatársainak modellje választ ad a vulkáni működés időbeli

eltolódására is a szubdukcióhoz képest. A mintegy 5–10 millió éves időkülönbség a miocén kompresszió és a késő-miocén kezdeti vulkanizmus között az az idő lehet, ami alatt a kőzetlemez-töredék elérte a 80–120 km mélységű úgynevezett magmaképződési zónát.

A Kárpát–Pannon térség vulkanizmusában HARANGI nagy szerepet tulajdonított a litoszféra-extenzióknak mind az alkáli bazaltos, mind a mészkálai jellegű magmák képződésében (HARANGI et al. 1995a, b; HARANGI 1999). Összegző munkájában (HARANGI 2001a) már fontos szerepet ad a geokémiai összetétel adatoknak, ez alapján osztotta négy fő csoportba a vulkáni képződményeket (4. ábra), amiben megjelennek az ultrakáli vulkáni kőzetek is. A kora-miocén szilíciumgazdag vulkáni működésben a blokkforgásoknak és a kapcsolódó oldalelmozdulásos tektonikai eseményeknek tulajdonított főszerepet, a magmaképződésben pedig elveti a korábbi tisztán kéregolvadási magyarázatokat. Szerinte a Si-dús magmák keletkezését földköpeny eredetű és földkéreg eredetű magmák keveredése okozhatta. A mészkálai andezites-dácitos vulkanizmus esetében követve Visegrádi-hegység esetében tett magyarázatot (HARANGI 1999), rámutatott arra, hogy a magmaképződésben a litoszféra-extenzióknak volt szerepe, legalábbis a Pannon-medence északi részén. Ez megegyezik LEXA & KONECNY (1974) magyarázatával, azonban a geokémiai alapú értelmezésben továbbmegy: a magmák az elvékonyodó litoszféra-köpeny részleges olvadásával alakulhattak ki, mégpedig olyan területeken, amit korábbi (paleogén–korai-miocén) szubdukcióhoz kapcsolódó metasomatizáció, azaz kőzet-fluid kölcsönhatás ért. Az extenzió okozta nyomáscsökkenés során ezek az alacsonyabb olvadáspontú kőzetterületek olvadtak meg, majd ezek a magmák a vastag földkéreg alá nyomulva olvadást okoztak a földkéreg alsó részén is. A változatos kémiai összetétel magmakeveredés, valamint frakcionációs kristályosodás során alakult ki. Megítélése szerint szintén a litoszféra elvékonyodásához, a metasomatizált litoszféra részleges olvadásához köthető az ultrakáli magmák kialakulása. A Keleti-Kárpátok mentén történt vulkáni működés azonban különböző, ami megnyilvánul az eltérő kémiai összetétel adataiban is. Ebben az esetben HARANGI (2001a) szorosabb kapcsolatot feltételez a szubdukció, illetve kőzetlemez-letörés folyamatának. Végül az alkáli bazalt vulkanizmus esetében az extenzió szerepét abban látja, hogy az elvékonyodott litoszféra alá gazdagodott jellegű (a nem sokkal korábban azonosított, úgynevezett EAR, azaz Európai Asztenoszféra Rezervóir; CEBRIA & WILSON 1995, HOERNLE et al. 1995) asztenoszféra-anyag áramlott, aminek nyomáscsökkenéses olvadása hozta létre a kis térfogatú magmákat. Az EAR-jellegű asztenoszféra anyag jelenlétével már a szarmatától kezdve számolni lehet.

Az EAR, illetve a HIMU (nagy  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) földköpeny komponens jelenlétét az alkáli bazaltokban EMBEY-ISZTIN & DOBOSI (1995) és EMBEY-ISZTIN et al. (2001) is hangsúlyozta, felvetve, hogy ez többnyire köpenycsóva hatást jelez. Rámutattak arra, hogy a HIMU-komponens elsősorban a peremeken lévő, azaz a nógrádi és stájer alkáli bazaltokban jellemző, míg a medence belsejében lévő balatoni és kisal-földi alkáli bazaltok izotóp összetételében erősebben tükrö-

zódik egy szubdukciós komponens, ami a metasomatizált litoszféra-földköpenyből kerülhetett a feltörő magmába.

A Pannon-medence északi részén megjelenő andezit-dácit vulkáni kőzetekben különleges az almandin gránát, ami világszerte ritka ilyen kőzetekben. A gránát petrogenetikai fontosságát HARANGI et al. (2001) munkája emelte ki, ahol a szerzők rámutattak arra, hogy a vízgazdag magmából kiválni képes, nagy nyomáson keletkező, 700 MPa nyomás alatt már nem stabil gránát csak úgy maradhatott meg a felszínre tört magmában, hogy a kőzetolvadék gyors feláramlással nyomult a felszínre a földkéreg alsó részéből, és nem állt meg sekély földkéregben lévő magmatározóban. Ez pedig összhangban van a széthúzásos tektonikai feszültségtérrel, azaz a litoszféra-extenzióval, mely elindította a mészkálai jellegű vulkáni működést e területen. A gránátok oxigén izotóp összetétele azt jelzi, hogy a magmaképződésben fontos szerep jutott a földköpeny eredetű magmáknak is. A nagyszámú új nyomelem és izotóp összetétel adat alapján HARANGI et al. (2007) nyújtott petrogenetikai kvantitatív modellt a magmaképződésre, rámutatva arra is, hogy a térség alatt az elmúlt 16 millió év során folyamatosan fennállt a magmaképződés lehetősége, és 10 millió év után a magmaképződés egyre inkább a litoszféra alatti asztenoszféra-földköpenyben folyt.

A térség neogén–kvarter vulkánosságára, a vulkáni működés geodinamikai kapcsolatára egyre több átfogó tanulmány jelent meg. Ioan Seghedi és munkatársai több publikációban tárgyalták a vulkáni működés lemeztektónikai kapcsolatát (SEGHEDI et al. 2004a, b, 2005), amelyekben szintén hangsúlyos szerepet kaptak az új, nagy pontosságú geokémiai összetétel adatok és az ezekre épülő modellszámítások. Megítélésük szerint a mészkálai magmák többsége heterogén asztenoszféra-földköpenyben keletkezett, amit szubdukcióhoz kapcsolódó fluidumok, üledékes anyagok kontamináltak. Új elemként jelent meg adakitos magmák értelmezése (Hargita déli elvégződése, Erdélyi-középhegység), amelyek speciális kémiai összetételét alábukó kőzetlemez olvadásával értelmezték. Az alkáli bazaltos vulkanizmus magyarázatában SEGHEDI et al. (2004b) fontos szerepet tulajdonított ujjszerű, azaz korlátozott kiterjedésű, forró földköpeny felnyomulásnak (*mantle plume finger*). Ez összhangban volt az Európa alkáli bazalt területeire megjelent modellekkel (GRANET et al. 1995, WILSON & PATTERSON 2001). HARANGI & LENKEY (2007) a Kárpát–Pannon térség vulkanizmusában hangsúlyosan vizsgálta az extenzió és szubdukció, valamint a felvetett földköpenycsóva ujj szerepét. Rámutattak arra, hogy a rendelkezésre álló adatok nem támasztják alá, hogy a Pannon-medence alatt anomálishan magas hőmérsékletű földköpeny-feláramlás (*mantle plume*) lenne. Ehelyett a lemeztektónikai befolyást, azaz a litoszféra-extenzió szerepét hangsúlyozták, mely közvetlenül szerepet játszhatott a közésmiocén szilíciumgazdag és mészkálai magmák kialakulásában, míg az alkáli bazaltos magmák képződését az elvékonyodott litoszféra alá szívott gazdagodott asztenoszféra feláramlása okozhatta, elsősorban a peremi, nyugati és északi területeken.

Az új kőzetkémiai adatokat közzé tevő és ezeken nyugvó geokémiai következtetések, valamint geodinamikai értelmezések mellett további elméleti magyarázatok is megjelentek a Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusára (KOVÁCS et al. 2007, 2011, 2012a; KOVÁCS & SZABÓ 2008). A kora- és középső-miocén szilíciumgazdag és mészkalkali vulkanizmust HARANGI (1999, 2001a) és HARANGI et al. (2001, 2007) értelmezéséhez hasonlóan metasomatizált litoszféra részleges olvadásához kötötték, ahol a metasomatózis korábbi szubdukciós eseményhez köthető, a szerzők feltételezése szerint a mezozoikum és/vagy paleogén során a Budva–Pindos vagy a Vardar zónában. A Pannon-medencébe e metasomatizált litoszféra kőzetlemez a kora-miocén oldalirányú lemeztektonikai mozgások során került be. KOVÁCS et al. (2011, 2012a) az alkáli bazaltokban lévő ultramafikus kőzetzárványok szöveti jellemzői és a térség alatti szeizmikus anizotrópia értelmezései alapján egy új modellel álltak elő, miszerint egy nyugat–keleti irányú asztenoszféra-áramlás elsőrendű szerepet játszott a térség geodinamikai fejlődésében. A szerzők szerint ez az asztenoszféra-áramlás járulhatott hozzá az alpi térségből történő keleti irányú kőzetlemez-kilökéshez, a litoszféra-extenzióhoz, valamint a szubdukáló kőzetlemez hátragördüléséhez és hátrálásához. Meg kell azonban jegyezni, hogy szükségszerűen ugyanez a nyugat–kelet irányú asztenoszféra-áramlás várható egy hátragördülő kőzetlemez alábukás hátráló szubdukció esetén is, amit már ROYDEN et al. (1982, 1983a) modellje is mutatott. Az értelmezésbeli különbség a földképenyanyag áramlás aktív vagy passzív jellegében van.

### A Kárpát–Pannon térség vulkanizmusa: a forrástól a felszínig

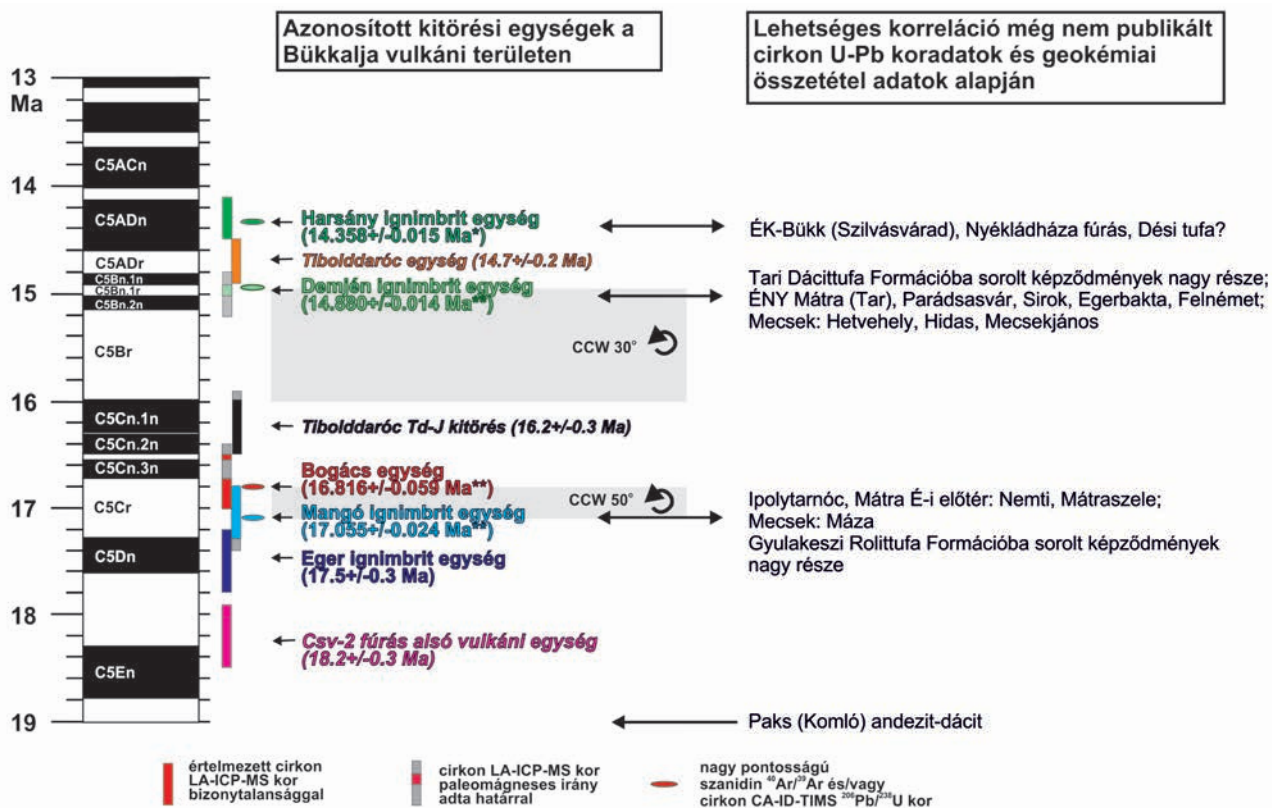
A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter fejlődéstörténetében a legfontosabb geodinamikai események a következők voltak (HORVÁTH et al. 2006a, 2015; 5. ábra): (1) óceáni kőzetlemez hátragördülő és hátráló szubdukciója vélhetően a Keleti-Kárpátok előterében. A Vrancea zóna alatt lévő függőleges, lassan süllyedő litoszfadarab lehet ennek az utolsó maradványa (SPERNER et al. 2004), azonban erre más magyarázatok is születtek (ISMAIL-ZADEH et al. 2012). (2) Kontinentális kollízió („puha-kollízió”; SPERNER et al. 2002, MATENCO et al. 2007), ami a Keleti-Kárpátokban mintegy 11 millió éve történhetett. (3) A litoszféra és ezen belül a földkéreg jelentős elvékonyodása, ami a középső és nyugati területeken 13 millió évvel ezelőttig, a keleti térségben pedig 8–9 millió évvel ezelőttig tartott (BALÁZS et al. 2016). (4) Termális süllyedés az elmúlt 11 millió évben, amire 7–5 millió évtől kezdődően tektonikai inverzió kapcsolódott. Néhány területen azonban még mindig tart a süllyedés. (5) Tektonikai inverzió (HORVÁTH & CLOETINGH 1996), azaz bizonyos területeken kiemelkedés, ami a nyugati területeken 8–9 millió évvel ezelőtt elkezdődött, máshol az elmúlt 5 millió évben zajlott. (6) Asztenoszféra kőzetanyag beáramlás a Pannon-medence alá, ami történhetett az Alpok térsége felől nyugatról keleti irányban (ROYDEN et al. 1982,

1983a; HORVÁTH és FACCENA 2011; KOVÁCS et al. 2011, 2012a), illetve északnyugatról délkeleti irányba (QORBANI et al. 2016, SONG et al. 2019) a Keleti-Kárpátok alatt alábukó kőzetlemez hátragördülése miatt vagy aktív módon az alpi kollíziós zónából kiperéselődve. HORVÁTH & FACCENA (2011) és FACCENA et al. (2014) ebben fontos szerepet tulajdonított a Dinaridák északi része alatt kialakult helyzetnek, miszerint alábukó kőzetlemez-leszakadás következtében egy földképenyablak (a szubdukáló kőzetlemez egy részének letörése miatt kialakult részbe asztenoszféra-anyag áramlik; lásd később 11/C ábra) jött létre, ami szintén elősegíthette az asztenoszféra anyagáramlást a Pannon-medence alá.

A vulkáni működés megértéséhez fontos, hogy megtaláljuk ezekkel az értelmezett geodinamikai eseményekkel való időbeli és térbeli kapcsolatot. Ezt azonban csak akkor tudjuk megtenni, ha területekre lebontva megismerjük a vulkáni tevékenység ujjlenyomatát, azaz korát és a forrástól a felszínig zajló folyamatait, amelyek kialakították a vulkáni kőzetek kémiai összetételét. E kutatások szerves része a fizikai vulkanológiai tudományos munka, amelynek elmúlt évtizedben elért eredményei a térséget vulkanológiai szempontból is kulcsterületté tették (HARANGI 2015). A modern vulkanológiai vizsgálatok terén Jaroslav Lexa, Vlastimil Konecny, Németh Károly, Szakács Sándor, Ioan Seghedi, Alexandra Fülöp, Zelenka Tibor, Karátson Dávid és Harangi Szabolcs játszottak kiemelkedő szerepet. A magmás események geodinamikai összefüggésében elengedhetetlen a pontos koradatok megadása. A K–Ar és Ar–Ar geokronológia hazai bevezetése és nemzetközi szinten is számottevő eredményei Balogh Kadosa, majd Pécskay Zoltán nevéhez fűződtek, míg a modern cirkon U–Pb geokronológiai vizsgálatok első eredményeit Lukács Réka és Dunkl István közölték.

### Szilíciumgazdag vulkanizmus

A Pannon-medence kialakulásához rendelhető első vulkánkitörések nagy SiO<sub>2</sub>-tartalmú magmákhoz kötődnek (5. ábra). A robbanásos kitörések jelentős térfogatú vulkáni törmelékes képződményeket, horzsaköves piroklaszt-ár kőzeteket (ignimbritek) és hamuhullással kialakult tufarétegeket eredményeztek. Ezeket korábban három fő, regionálisan elterjedt szintbe sorolták (NOSZKY 1936, RAVASZ 1987, HÁMOR et al. 1980, PÓKA 1988, GYALOG & BUDAI 2004): alsó riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció), középső riolit(dácit)tufa (Tari Dácittufa Formáció) és felső riolittufa (Galgavölgyi Riolittufa Formáció). Korukat Pécskay Zoltán K/Ar kormeghatározásai alapján a következőképpen határozták meg: 19,6±1,4 Ma; 16,4±0,8 Ma és 13,7±0,8 Ma, habár a koradatok jelentős átfedést adnak 13 és 21 Ma között (HÁMOR et al. 1980, MÁRTON & PÉCSKAY 1998). Mártonné Szalay Emőke paleomágnese forgás adatai arra mutattak rá, hogy a vulkáni működéssel egy időben az Alcapa-egységben két jelentősebb forgás történt (MÁRTON et al. 2007): egy óramutató-járással ellentétes, kb. 50 fokos forgás 17,5–18,5 millió éve, valamint egy hasonló irányú 30 fokos forgás 14,5–16,0 millió évvel ezelőtt, azaz az elkülönített fő vulkáni egységek képződési ideje között.



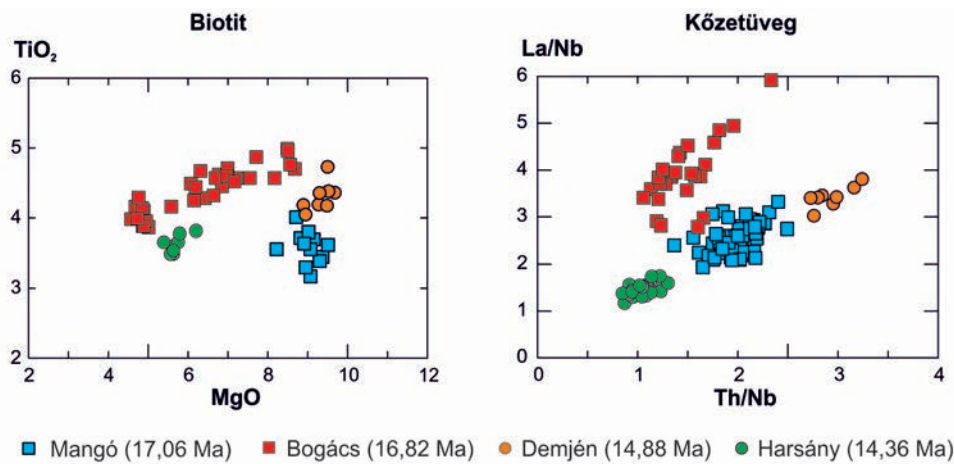
7. ábra. A Pannon-medence szilíciumgazdag vulkanizmusának időszaka és fő kitorései cirkon U-Pb geokronológiai adatok alapján (LUKÁCS et al. 2015, 2018). Korreláció a bükkaljai vulkáni egységek és egyéb előfordulások között LUKÁCS (2019; nem publikált adatok) alapján.

Figure 7. Eruption ages of the main silicic pyroclastic units in the Bükkalja volcanic field based on zircon U-Pb dating (LUKÁCS et al. 2015, 2018) and their correlation with other silicic volcanic occurrences in the Pannonian Basin based on unpublished zircon U-Pb dates of R. LUKÁCS

A cirkon U-Pb kormeghatározási eredmények, amelyek esetében nem kell számolni utólagos felülírással, új megvilágításba helyezték a vulkanizmus korát (LUKÁCS et al. 2015, 2018). LUKÁCS et al. (2018) legalább nyolc kitorési egységet különített el a Bükkalja területén, és ezek közül némelyekkel jó egyezést mutatnak a Pannon-medence egyéb lelőhelyein előforduló szilíciumgazdag vulkáni képződmények (7. ábra). A fő kitorési egységek vulkáni képződményei mind az ásványfázisok kémiai összetétele, mind a kőzetüvegek nyomelemtartalma alapján jól elkülönülnek, azaz az egymástól elszakított vulkáni képződmények is jól korrelálhatók (8. ábra; LUKÁCS et al. 2002, 2018; HARANGI et al. 2005). A vulkáni működés 18,2 és 14,4 millió év között zajlott, ezen belül két intenzív, azaz paroxizmális kitorési szakaszban: 16,0 és 17,5 Ma, illetve 14,4 és 15,0 Ma között. Ezen belül a korábban az alsó riolittufa szintbe sorolt képződmények 17,1–17,5 Ma időszakban keletkeztek, ami megegyezik PÁLFY et al. (2007) ipolytarnóci következtetésével. A középső dácittufa szintet korábban 16,4 Ma évesnek gondolták, és a Tar község közeli Fehérbánya képződményét tekintették ennek típusfeltárásaként (HÁMOR 1985). ZELENKA et al. (2004) azonban ennek korát 13,0–13,9 Ma-ra tette, ami összhangban volt azzal, hogy a vulkáni képződményre kapott paleomágneses adat nem mutatott forgást. Az új cirkon U-Pb kormeghatározás szerint azonban a képződmény kora 14,88 Ma (LUKÁCS et al. 2018), ami

megegyezik a bükkaljai térségben lévő demjéni Nagyeresztvény ignimbrítjének keletkezési idejével. Ezt megerősítik a geokémiai korrelációs eredmények is (LUKÁCS et al. 2002, 2018; HARANGI et al. 2005), melyek e képződményre egy jellegzetes, homogén nyomelem eloszlást adnak nehéz ritkaföldfémekben szegényedett mintázattal. Ez a Demjén ignimbrít egység azonosítható tehát a korábbi középső dácittufa szinttel, mely a Pannon-medence egyik legnagyobb vulkánkitörése során jött létre. Az új koradatok alapján az Alcapa kőzetlemez egyes részein azonosított forgási események (MÁRTON et al. 2007) idejét is pontosítani lehetett: az első 16,8–17,1 millió éve történhetett (7. ábra), míg a második forgás 14,9–16,3 Ma közötti időszakban mehetett végbe, és ezekhez a koradatokhoz kell illeszteni a tektonikai feszültségváltozások idejét is (PETRIK et al. 2016, LUKÁCS et al. 2018).

A szilíciumgazdag vulkáni működés tehát e területen időben jóval rövidebb volt, mint azt a korábbi adatok jelezték. A nem egészen 4 millió év alatt a számítások alapján több mint 4000 km<sup>3</sup> vulkáni anyag terült szét a Pannon-medencében, ami nagyságrenddel meghaladja az azt megelőző és azt követő időszak kitorési rátáját. Emiatt ezt az időszakot az andokbeli és egyesült államokbeli példák alapján ignimbrít fellángolási (ignimbrite flare-up) eseménynek sorolhatjuk be, és ez Európa legutóbbi 20 millió évének legnagyobb vulkáni eseménye volt (LUKÁCS et al.



8. ábra. A Pannon-medence szilíciumgazdag vulkanizmusa során létrejött fő kiterési egységek geokémiai összetétel adatok alapján jól korrelálhatók (HARANGI et al. 2005)

Figure 8. The main silicic pyroclastic units of the Pannonian Basin can be well correlated based on mineral and glass geochemical data (HARANGI et al. 2005)

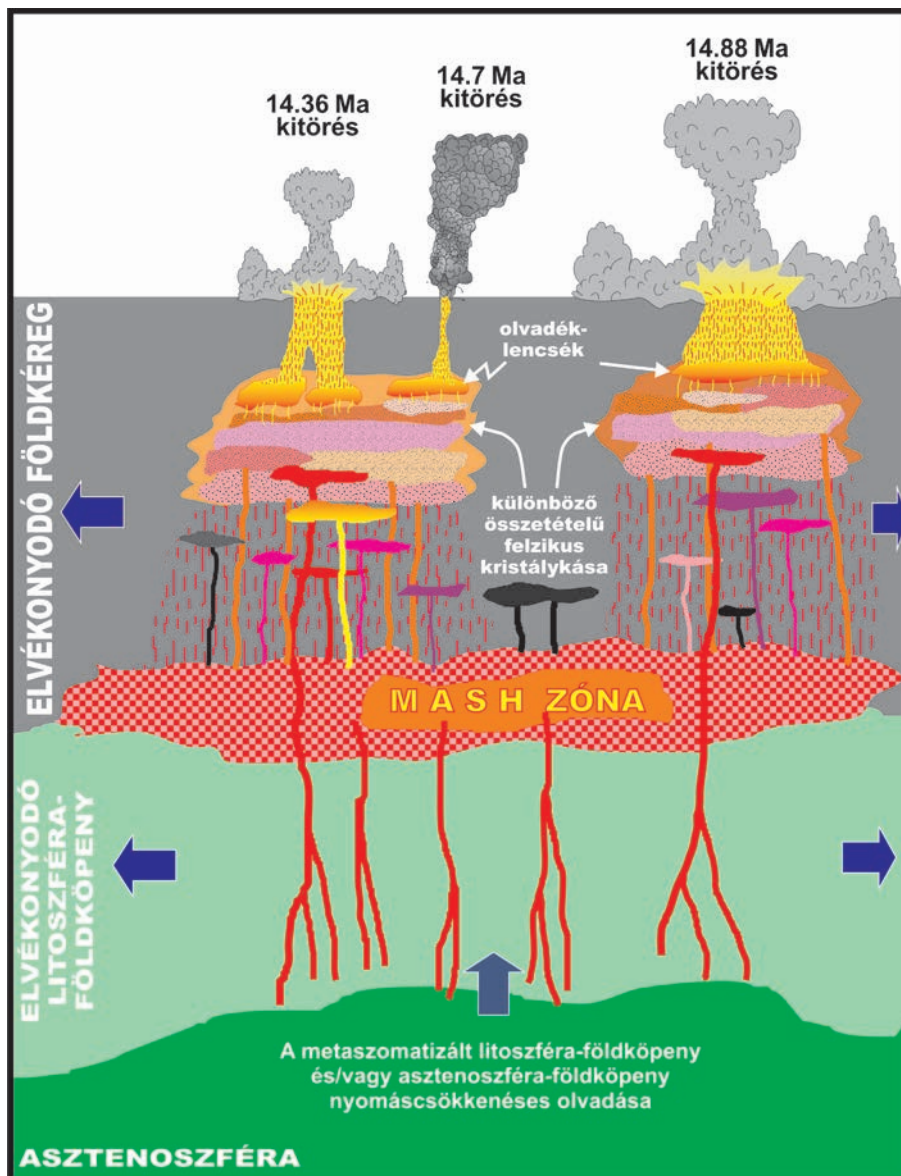
2018). Három jelentős vulkáni eseményt sikerült eddig azonosítani: a Mangó (17,06 Ma), a Demjén (14,88 Ma) és a Harsány (14,36 Ma) kitöréseket, amelyek során több száz kilométer távolságban hullott a vulkáni hamu. Ezek anyaga egyes üledékgyűjtőkben megmaradhatott (ROCHOLL et al. 2018, LUKÁCS et al. 2018), és ezek a vulkáni hamurétegek vezérszinteket jelenthetnek a Paratethys időszakában képződött üledékes rétegsorokban.

A cirkon U–Pb korok alapján nemcsak a vulkánkitörések idejét lehetett kiszámolni, hanem az in-situ koradatok lehetőséget adnak arra is, hogy megbecsüljük a földkéreg közepső-felső részén kialakult magmatározók fennállási idejét (LUKÁCS et al. 2015). A Harsány és Demjén kitörések előtt ezek már 400–500 ezer éve kialakultak, és vagy egymástól izoláltak voltak, vagy bennük kémiai összetételben akár jelentősen eltérő magmás testek fejlődtek (9. ábra). A vulkáni-plutoni képződmények aránya 1:2 (LEEMAN et al. 2008) — 1:5 (de SILVA & GOSNOLD 2007) lehet, ami azt jelenti, hogy a kontinentális földkéregbe ebben az időszakban hatalmas mennyiségű szilíciumgazdag magma nyomult. A horzsakövek és cirkonkristályok izotóptartalma (HARANGI & LENKEY 2007, LUKÁCS et al. 2018) azt jelzi, hogy a magmának kezdetben még jelentősebb kéregkomponense lehetett, de 16 Ma után ennek részaránya jelentősen lecsökkent. Ez úgy értelmezhető, hogy a földkéreg 16 millió évvel ezelőtt már jelentősen elvékonyodott, és emiatt a bazaltos magmák kisebb mértékben kontaminálódtak kéreganyaggal. A 16,0–17,5 Ma időszakban azonban a földkéreg még vastagabb lehetett. A jelentős térfogatú magmatározók csak úgy alakulhattak ki, ha a földkéreg már ebben az időben is felfűtött volt, azaz már jóval korábban is kell magmás folyamatot feltételeznünk (pl. de SILVA et al. 2015). A Bükkalja területén egy fűrómag esetében kaptunk 18,2 Ma évet, azonban ehhez hasonló koradatot máshol nem mértünk. Ennél idősebb neogén vulkáni képződményt a Mecsekben ismerünk, ahol a Komlói Andezit kora a K–Ar kormeghatározás szerint 19–

21 Ma (ÁRVÁNE-SÓS & RAVASZ 1978). Az új, még nem publikált kormeghatározási és geokémiai eredményeink alapján ez az andezit jó hasonlóságot mutat a Paks környéki fűrások andezit-dácitjaival, amelyek kora 19 Ma, és részei lehetnek egy kiterjedt lávadóm mezőnek (MVM Paks II Zrt. Telephely Biztonsági Jelentés II/5 fejezet 2016). Vastag vulkáni képződmények jelennek meg e területhez közel a Közép-magyarországi tektonikai zóna mentén is (HORVÁTH et al. 2015). A Bükkalja idősebb piroklasztitjaiban előforduló nagy mennyiségű andezit litoklaszt szintén arra utal, hogy a területen korábbi andezites vulkáni-szubvulkáni tevékenység folyhatott. Úgy vélhetjük, hogy ezek a vulkáni-magmás események, amelyek még nem kellően ismertek fedettségük miatt, okozhatták azt a földkéreg felfűtést, amely elősegítette, hogy a plasztikusan deformálható földkéregbe jelentős mennyiségű magma helyezkedhessen el, és később ezek okozták a 14,4–17,5 közötti ignimbrit fellángolási eseményt.

Ez a vulkáni működés alapvetően riolitos-riodácitos magmát hozott a felszínre, azonban előfordulnak bennük andezit és dácit juvenilis kőzetdarabok is, továbbá egyes egységekben megjelennek olyan antekristályok (kogenetikuss, de nem a kitörő magmából kristályosodott ásványfázisok), amelyek bazaltos magmából válhattak ki (LUKÁCS et al. 2005, CZUPPON et al. 2012). Mindezek alapján feltételezhető, hogy ez egy bimodális bazalt-riolit vulkanizmus lehetett, ahol a litoszféra-köpeny olvadásával keletkezett bazaltos magma a földkéreg-földköpeny határon halmozódott fel. A szilíciumgazdag magmák frakcionációs kristályosodással, több-kevesebb földkéreg asszimilációval jöttek létre, majd már sekélyebb mélységben történt további kristályosodással fejlődtek riolitos olvadékösszetétel felé (HARANGI & LENKEY 2007; LUKÁCS et al. 2007, 2009, 2018; CZUPPON et al. 2012). Ez a vulkáni működés a Pannon-medence szin-rift fázisának kezdetén indult meg és folytatódott még akkor is, amikor a litoszféra és a földkéreg már jelentősen elvékonyodott,





**9. ábra.** A szilíciumgazdag magmák kitörése előtt több százezer éven keresztül fennállhattak a magmatározók, amelyek jelentősen befolyásolták a földkéreg termomechanikai állapotát. Az ábra a markáns összetételbeli különbséget mutató Demjén és Harsány kitörések plutoni magmatározó rendszerét mutatja, amelyek egy időben, egymástól elkülönülve léteztek (in-situ cirkon U-Pb korok és nyomelemadatok alapján; LUKÁCS et al. 2015, 2018). MASH zóna: a földkéreg és földköpeny határán kialakult, nyílt rendszerű magmatározó (MASH: Melting, Assimilation, Storage and Homogenization, azaz olvadás, kéregbeolvasztás, tárolás és homogenizáció; HILDRETH & MOORBATH 1988)

**Figure 9.** Conceptual model for the magma storage system yielding the large Demjén and Harsány volcanic eruptions. The silicic magma reservoirs could have existed over several 100's kyr before the eruptions and affected considerably the thermomechanical properties of the continental crust. Based on the extensive zircon in-situ U-Pb dates and trace element data (LUKÁCS et al. 2015, 2018), the Demjén and Harsány plutonic systems had distinct magma composition, but coexisted presumably spatially separated from one another. MASH zone: extensive, open-system magma reservoir developed at the crust-mantle boundary (MASH: Melting, Assimilation, Storage and Homogenization; HILDRETH & MOORBATH 1988)

azaz a szilíciumgazdag vulkanizmus riftesedéshez köthető és ezzel az új-zélandi Taupo vulkáni zóna működéséhez hasonlítható. Ez a magmás tevékenység jelentősen befolyásolta a földkéreg állapotát, a felfűtés hozzájárulhatott a szénhidrogén-éréshez, és elősegíthette a litoszféramegnyúlást is, amelyek vizsgálata még további kutatást igényel.

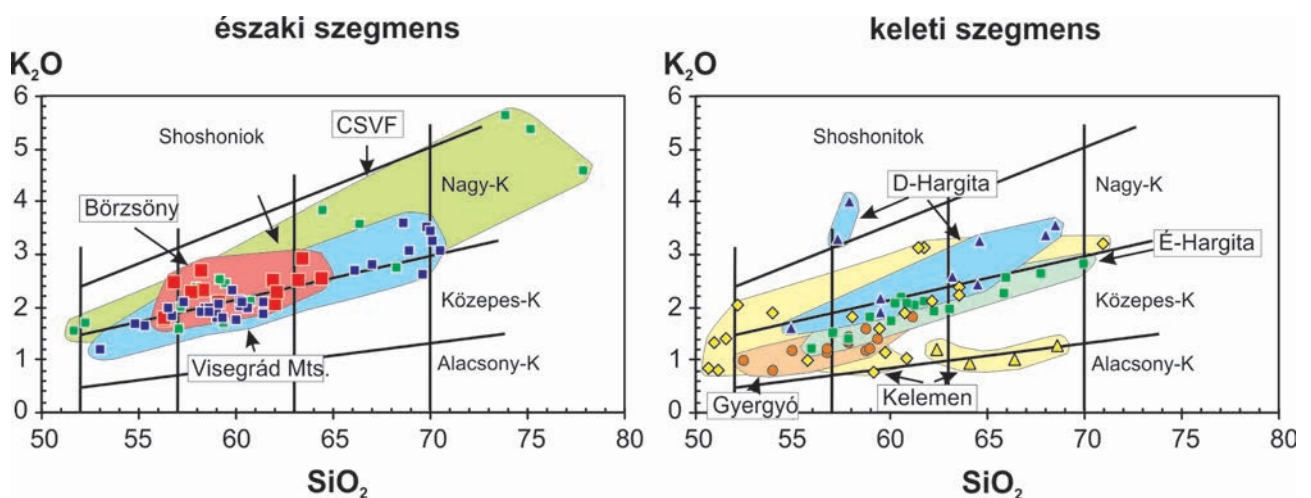
### Mészalkáli andezit-dácit vulkanizmus

Mészalkáli jellegű andezit-dácit, helyenként riolit vulkáni komplexumok a Pannon-medence északi és keleti peremén, a Kárpátok orogén ívével párhuzamosan jelennek meg. Habár ez az elrendeződés, a kőzetek típusa és kémiai összetétele a lemeztectonikai modell szerint közvetlen

szubdukciós eredetet sugall, a részletes kutatások mégis ettől eltérő következtetést hoztak. A vulkáni öv két szegmense (északi, illetve keleti) mind a vulkánok térbeli előfordulását és korát, mind a kémiai összetételét tekintve markáns eltérést mutat (LEXA & KONECNY 1975; BALLA 1981; LEXA et al. 1993; HARANGI 2001a; SEGHEDI et al. 2004a, 2005; HARANGI & LENKEY 2007; HARANGI et al. 2007). Az északi szegmens vulkánossága időben jóval hosszabb volt (16.5–10 Ma; PÉCSKAY et al. 1995, 2006), egyes térségeken, mint például a Közép-Szlovákiai vulkáni területen (KONECNY et al. 1995a, HARANGI et al. 2007) pedig folyamatos vulkáni működés zajlott e teljes időszak alatt. Ezzel szemben a keleti szegmens 13–14 millió éve indult meg a vulkáni működés, egy adott területen csak rövidebb ideig tartott, és időben egyre inkább délkelet felé vándorolt (PÉCSKAY et al. 1995, 2006). A területi elterjedést tekintve az északi szegmens a vulkáni felépítmények mélyen a Pannon-medence elvékonyodott litoszférával jellemzett területre húzódnak. A Szalánc–Tokaji-hegység vulkáni vonulata a Kárpátok ívéhez képest merőlegesen nyúlik el a medence felé. Ezzel szemben a keleti szegmens vulkáni területei párhuzamosak a Kárpátok ívével, és egyre közelítik a Külső Kárpátok flis övét. A Hargita déli részén lévő vulkánok már a flis takaróra települtek. Kémiai összetételüket tekintve az északi szegmens kőzetei káliumban jellemzően gazdagabbak (10. ábra; HARANGI 2001a, HARANGI et al. 2007). Mindezek a különbségek eltérő keletkezési környezetet, eltérő geodinamikai kapcsolatot sejtetnek.

Az északi szegmens vulkanizmusa szoros összefüggést mutat a Pannon-medence litoszféra-elvékonyodásával (LEXA & KONECNY 1975; LEXA et al. 1993; HARANGI 1999; HARANGI et al. 2001, 2007; KONECNY et al. 2002; HARANGI & LENKEY 2007). Sőt, NEMČOK & LEXA (1990) színvulkáni extenziós árokszerkezeteket írt le a Közép-Szlovákiai vulkáni területen, hasonlóan a Tokaji-hegységhez (GYARMATI 1977). Az északi szegmens vulkáni képződményeiben,

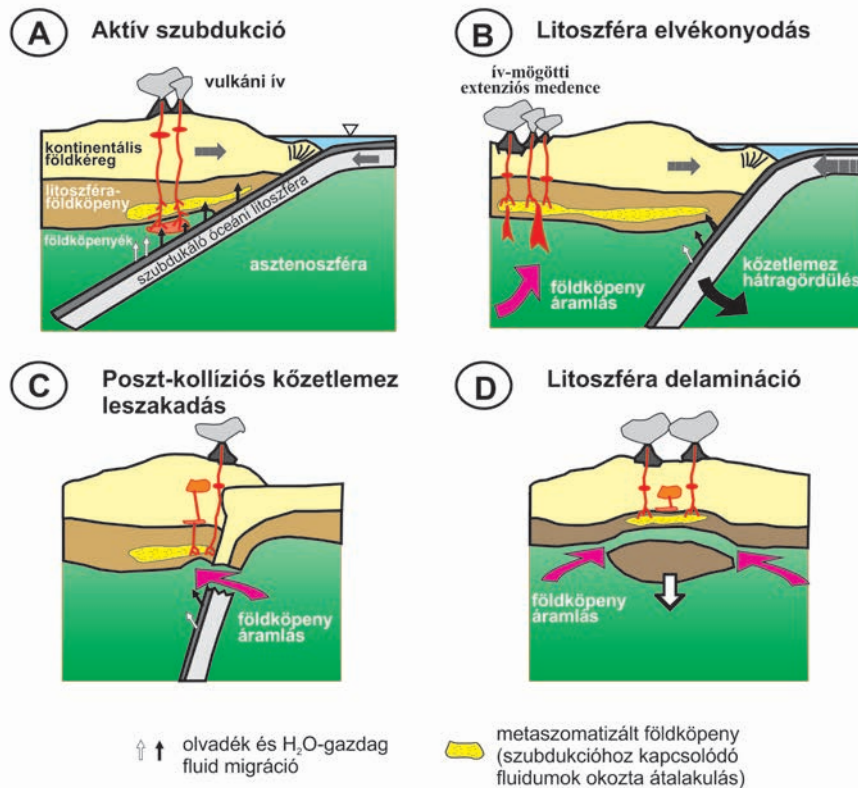
elsősorban az idősebb (15–16,6 Ma) kőzetekben különösen gyakori az almandin gránát, ami szintén a vulkanizmus tágulós képződési környezetét jelzi (HARANGI et al. 2001). HARANGI et al. (2001, 2007) geokémiai és petrogenetikai modellszámításai szerint az elsődleges bazaltos magmák korábbi szubdukcióhoz kapcsolódó metasztatizált litoszféra-földköpeny részleges olvadása során alakultak ki. A mafikus magmák megakadtak a földkéreg alatt, és többkevesebb kéreganyagot olvasztottak magukba. Metaüledekes kéreganyag beolvasztása jelentősen megnövelhette a magma alumíniumtartalmát, ami hozzájárulhatott a gránát kristályosodásához. A később felszínre törő magmákban már nem találunk gránátot, a kémiai összetételben pedig kisebb mértékű kéregbeolvasztás tapasztalható. Ez összhangban van az egyre vékonyodó litoszféra-kőzetlemezzel, az egyre vékonyodó földkéreggel (11. ábra, B). A magmák kémiai összetételében 13 millió éve tapasztalható egy markáns változás, amikor a bazaltos magmák már az asztenoszféra-földköpeny olvadása során jöttek létre (12. ábra). A Közép-Szlovákiai terület vulkánosságának második felében már inkább egy bazalt-riolit vulkáni működés zajlik. A riolitok bazaltos magmák farkcionációs kristályosodásával alakultak ki, a 10 millió éves bazaltok összetétele pedig már sok hasonlóságot mutat a később keletkezett alkáli bazaltokkal (HARANGI et al. 2007, HARANGI & LENKEY 2007). Az első alkáli bazalt magmák mintegy két millió év eltelté után törtek a felszínre. Az utolsó kitérés 100 ezer éve volt (Putikov vulkán; ŠIMON & HALOUZKA 1996, ŠIMON & MAGLAY 2005), ami azt jelenti, hogy a Közép-Szlovákiai vulkáni mező térségében 16 millió éve folyamatosan fennállt, és az utolsó kitérések alapján mondhatjuk, hogy még mindig fennáll a magmaképződés lehetősége. A geokémiai adatok és a modellszámítások eredményei azonban mutatják azokat a változásokat, amik összefüggnek a terület geodinamikai környezetének változásával. Bár a 10–16 millió éves vulkáni kőzetek sok szempontból hasonlóak az aktív szub-



10. ábra. A Kárpátok előterében megjelenő mászalkáli vulkáni sorozatok kémiai összetétele az északi és keleti szegmens reprezentatív területein (adatok: MASON et al. 1996; HARANGI et al. 2001, 2007).

Figure 10. Chemical composition of the Miocene to Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in representative areas of the northern and eastern segments of the volcanic chain (data: MASON et al. 1996; HARANGI et al. 2001, 2007)

„Szubdukciós” kémiai összetételt mutató magmák  
lehetséges keletkezési környezete



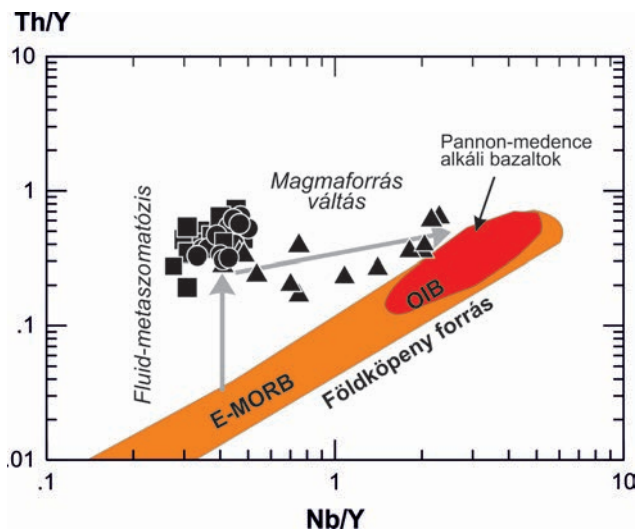
11. ábra. „Szubdukciós” kémiai összetételt (nagy térerejű nyomelemekben, pl. Nb, Ta, Zr, Hf viszonylagos szegényedést, míg a fluid-mobilis, nagy ionsugarú litofil nyomelemekben, pl., Rb, Ba, Sr viszonylagos gazdagodást) mutató vulkáni kőzetek lehetséges keletkezési környezetei HARANGI et al. (2006) nyomán

Figure 11. Possible geodynamic settings of volcanic rocks showing subduction-style chemical composition (relative depletion in high field strength elements, such as Nb, Ta, Zr and Hf and enrichment in fluid-mobile, large ion lithophile elements, such as Rb, Ba and Sr) based on HARANGI et al. (2006)

dukciós zónákban találtak, a részletes kőzettani és geo-kémiai elemzés, valamint a kapcsolódó tektonikai vizsgálatok feltárták, hogy ez a vulkáni működés egy extenziós, majd egy azt követő poszttektonikus környezetben zajlott.

A Keleti-Kárpátok mentén húzódó mészkalkáli vulkáni vonulatot már LEXA & KONEČNÝ (1975) is ívjellegűnek írta le (*arc-type*) és a román kutatók is szigetív jellegűnek értelmezték (BLEAHU et al. 1973, BOCCALETTI et al. 1973). Ugyanígy foglalt állást később SZABÓ et al. (1992) is. A vulkáni működés ideje (<13 Ma; PÉCSKAY et al. 2006) azonban nem egyezik az aktív szubdukció idejével. NEMČOK et al. (1998) és SEGHEDI et al. (1998) ezért a vulkáni működést az alábukó kőzetlemez leszakadási időszakára tette, ami összhangban van azzal is, hogy a vulkáni ív közel húzódik a Kárpátok ívéhez. A vulkáni ívek elhelyezkedése nem véletlenszerű, TATSUMI (1986) elemzése szerint az elsődleges vulkáni ívek 100–120 kilométerre vannak az alábukó kőzetlemez felett, összhangban az amfibol alsó stabilitási határával és az e felett történő magmaképződés optimális helyzetével. A Keleti-Kárpátok vulkáni vonulata meglehetősen közel van a Kárpátok íve mentén feltételezett szub-

dukciós szuturához, ami vagy egy már közel függőlegesen alábukó kőzetlemez feltételez, vagy a magmaképződés a szubdukált óceáni kőzetlemez leszakadásához, illetve az azt követő folyamatokhoz kapcsolódhat. MASON et al. (1998) a kőzetlemez-leszakadás elméletét fejlesztették tovább magyarázatot keresve a vulkáni működés epizodikus jellegére és délkelet felé való vándorlására. Értelmezésükben egyre sekélyebben leszakadó kőzetlemezzel számoltak (11. ábra, C), a vulkáni működést pedig ahhoz kötötték, amikor a lesüllyedő kőzetlemez elérte a 100 km körüli mélységet, az optimális magmaképződés helyét. SEGHEDI et al. (2004a, 2005, 2011) és SEGHEDI & DOWNES (2011) már a vulkáni működés poszt-kollíziós jellegét hangsúlyozzák, miszerint a vulkáni működés nagy része jóval az aktív szubdukció, sőt a kontinens kollíziót követően történt. A magmaképződés okára MASON et al. (1998) modelljét követően SEGHEDI et al. (2019) adott magyarázatot. Értelmezésük szerint a vulkáni működés és a szomszédos medenceképződés egy időben zajlott és ebben nagy szerepe volt egy dél felé propagáló oldaleltolódásos (strike-slip) és normál vető menti mozgásnak. A metaszomatizált litoszféra-földköpeny részleges



12. ábra. A Pannon-medence északi részén előforduló kevésbé differenciált mészkáli (MgO>3 wt%) vulkáni kőzetminták nyomelem összetétele markáns váltást jelez a magmák forrásterületében kb. 13 millió évvel ezelőtt. A vulkánitöréseket tápláló magmák először metaszomatizált litoszféra-földköpenyanyag részleges olvadása során alakultak ki, majd ahogy a litoszféra elvékonyodás előrehaladt (<15 Ma), egyre inkább a felnyomuló asztenoszféra-földköpeny részleges olvadása során keletkeztek (HARANGI et al. 2007)

**Figure 12.** Trace element composition of less differentiated (MgO>3 wt%) calc-alkaline volcanic rocks in the northern part of the Pannonian Basin shows a marked change around 13 Ma suggesting a change in the magma source regions. The magmas were formed initially by partial melting of metasomatized lithospheric mantle and then along with the progressive thinning of the lithosphere (<15 Ma), magma generation shifted to the underlying asthenosphere (HARANGI et al. 2007)

olvadásával létrejött magmák mind az alsó (Eurázsiai), mind a felső (Tisza–Dacia) kéregtömböt átszelték, és a kollízió során keletkezett töréses szerkezetekkel kialakított gyengeségi földkéreg zónákba nyomultak. A szerzők szerint a poszt-kollíziós vulkanizmusnak az egyik markáns eltérése a klasszikus vulkáni ív vulkanizmushoz képest az, hogy a magmás események és a vulkanizmus nem a teljes íven egyszerre zajlik, hanem a térben és időben változó tektonikai események szabályozzák. A magma felszínre kerülését a poszt-kollíziós transzteniós szerkezeti környezet segítette (FIELITZ & SEGHEDI 2005).

A Hargita déli részének vulkanizmusa a fiatal vulkáni működés miatt nagyobb figyelmet kapott (SEGHEDI et al. 2011). Itt több éles váltás tapasztalható a felszínre törő magmák kémiai összetételében. A Dél-Hargita vulkáni működése 5,3 millió éve (PÉCSKAY et al. 1995) kezdődött. Ekkor mészkáli andezit-dácit kőzetek jöttek létre, majd 2,8–3,9 millió éve élesen megváltozott a kémiai összetétel. A felszínre törő magmák káliumtartalma és inkompatibilis nyomelem-koncentrációja megnőtt, bórtartalma viszont élesen lecsökkent (MASON et al. 1996, HARANGI & LENKEY 2007, HARANGI et al. 2007, SEGHEDI et al. 2011). Ezt egy újabb változás követte 1 millió évvel ezelőtt, amikor még jobban nőtt a kálium tartalom, a Sr- és Ba-koncentráció, továbbá csökkent a nehéz ritkaföldfém-tartalom (SEGHEDI et al. 1987, MASON et al. 1996, VINKLER et al. 2007, MOLNÁR et al. 2018). Ez a változás a magmaképződésben történt

váltásra utal. Az első magmaösszetételbeli váltás területi helyzete egyezést mutat a Trotus tektonikai vonallal, ami két erősen különböző kontinentális területet választ el egymástól. Az eltérő kéregvastagság és termomechanikai tulajdonság miatt a kontinentális kollízió jellege is eltért (CLOETINGH et al. 2004), ami hatást gyakorolhatott a magmaképződésre. Figyelemre méltó, hogy a Dél-Hargita alatt nem észleltek alábukó kőzetlemezt a Vrancea térségtől északra, amely arra utal, hogy a magmaképződésben nem lehetett szerepe a szubdukáló kőzetlemeznek. A térség legfiatalabb vulkánját, a csomádi lávadóm mezőt egy homogén, káliumban gazdag dácitos magma táplálja, mely mellett 950 ezer éve shoshonitos kripodómak is létrejöttek (MOLNÁR et al. 2018, 2019). SEGHEDI et al. (2004a, 2005, 2011) szerint ezek úgynevezett adakitos (nagy Sr/Y aránnyal jellemezhető) magmák, amelyek a Vrancea zóna alatt alábukó kőzetlemez olvadása során jöhettek létre. Az olvadást a kőzetlemez részleges leszakadása, asztenoszféra-áramlás és/vagy a litoszféra-résbe benyomult asztenoszféra-anyag hőhatása okozhatta (SEGHEDI & DOWNES 2011). SPERNER et al. (2011) szerint azonban még nem történt meg a szubdukáló kőzetlemez letérése a Vrancea térség alatt. GİRBACEA & FRISCH (1998) és CHALOT-PRAT & GİRBACEA, (2000) ezzel szemben azzal számoltak, hogy a késő-miocén hátragördülő szubdukciót követően litoszféra-leválás történt, mégpedig a litoszféra-földköpeny horizontális felhasadásával (11. ábra, D). A leváló litoszféra kőzettest fölé friss asztenoszféra anyag áramlott, aminek nyomáscsökkenéses olvadása alkáli bazaltmagmát eredményezett, részben pedig a litoszféra-földköpenyt fűtötte át, aminek részleges olvadása vezetett a Csomád elsődleges magmájához. HARANGI et al. (2013) a magmaképződést ehhez hasonlóan képzelte el, azonban kőzetlemez-leválás helyett azt feltételezte, hogy a Vrancea alatt süllyedő kőzetlemez okozta húzásos feszültség felszakíthatta lokálisan a litoszféra alsó részét, és az ékszerű törésekbe nyomuló asztenoszféra-anyag okozhatta a magmaképződést a mélységtől függően. A Csomád alatt a metaszomatizált litoszféra-földköpeny alsó része olvadhatott meg az asztenoszféra hőhatása következtében, míg Persány alatt az erőteljesebb kinyílás miatt az asztenoszféra-földköpeny sekélyebb mélységbe tudott nyomulni, és a nyomáscsökkenéses olvadás alkáli bazaltmagmákat eredményezett. A térség geodinamikailag még mindig aktív, a mélybeli folyamatok, a tektonikai mozgások, valamint a magmagenezis együttes tisztázása még ad bőven feladatot a kutatóknak.

Végül fontos felhívni a figyelmet arra, hogy a Kárpátok előterében húzódó vulkáni vonulat mellett a Pannon-medence belsejében is vannak andezit-dácit vulkánok. Az Erdélyi-érchegység 9–15 millió éves vulkanizmusát ROŞU et al. (2004) és SEGHEDI et al. (2007) kőzetblokkforgáshoz és extenzióhoz kapcsolta. SEGHEDI et al. (2007) e területen is elkülönített speciális kémiai összetételű, adakitos vulkáni képződményeket, amelyek eredetét ebben az esetben leváló, nagy sűrűségű eklogitos alsókéreg kőzetblokk részleges olvadásával magyarázta. A fúrások és szeizmikus szelvények alapján az Alföld északi és keleti része alatt további vulkáni mezők azonosíthatók (ZELENKA et al. 2004, BALÁZS

et al. 2018, PETRIK et al. 2019), amelyek kutatása további fontos ismeretet adhat a Pannon-medence kialakulásához köthető vulkáni működésről. A paksi kutatások során teljes vertikumban feltárt andezit-dácit vulkán 19 millió éves kora és hasonlósága a Komló Andezittel arra utal, hogy már a riftesedés megindulása során intenzív vulkáni működés folyt. Mindezek az új eredmények azt jelzik, hogy az andezit-dácit vulkanizmus nem egy ív mentén zajlott, hanem a Pannon-medence nagy részére kiterjedten.

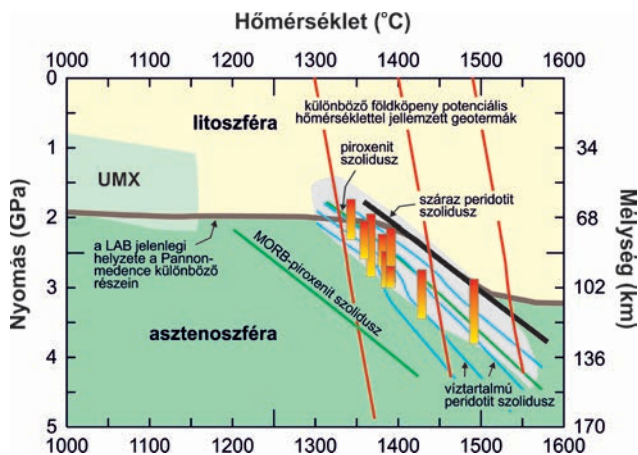
### Alkáli bazalt vulkanizmus

A Pannon-medencében 12 millió éve alkáli bazaltos vulkáni működés kezdődött (BALOGH et al. 1990, 1994), amelynek legutolsó kitörése a Garam völgyében 100 ezer éve volt (ŠIMON & HALOUZKA 1996, ŠIMON & MAGLAY 2005). A vulkáni működés több kitörési központból felépülő monogenetikus vulkáni mezőket hozott létre (MARTIN & NÉMETH 2004), legfőbb időszaka 3–5 millió évvel ezelőtt volt (BALOGH et al. 1986). A domináns bazaltvulkanizmus mellett alkáli trachit vulkánok is keletkeztek 11–12 millió éve, amelyek a későbbi medencesüllyedés miatt fiatal üledékekkel fedve a medencealjzatba kerültek (pl. Pásztori; HARANGI et al. 1995b, HARANGI 2001b, PÁNISOVA et al. 2018). Alkáli bazaltmagma nagy mélységben (>70 km), kismértékű olvadás során keletkezik, a Pannon-medence esetében ennek helyszíne az asztenoszféra-földköpenybe helyezhető (EMBEY-ISZTIN et al. 1993; DOBOSI et al. 1995; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995; HARANGI et al. 1995b, 2013, 2015; SEGHEDI et al. 2004b; ALI & NTAFLOR 2011; ALI et al. 2013). A vulkáni mezők létrejötté egyedi magmaképződési eseményekhez köthető (NÉMETH 2010, SMITH & NÉMETH 2017), amihez társulhat bazaltos magmafelhalmozódás a földkéreg és földköpeny határán (JANKOVICS et al. 2019). A Pannon-medence alkáli bazalt területei kiváló lehetőséget nyújtanak, hogy a monogenetikus vulkáni mezők természetét jobban megértsük. Ehhez új szempontot és eredményeket adnak a nagy felbontású, kristályalapú szöveti és geokémiai kutatások (HARANGI et al. 2013, 2015; JANKOVICS et al. 2013, 2015, 2016, 2019; SÁGI et al. 2018), amelyek feltárták, hogy egy bazaltvulkáni mező működése is sok esetben komplex folyamatok eredménye. A bazaltos magmák megakadhatnak a földkéreg és földköpeny határán, akár hosszú időn keresztül is fennállhatnak, és a különböző fejlettségű magmák keverednek egymással. Ez azt jelenti, hogy a felszínre törő bazaltos magma összetétele nem csupán a forrásterület jellegétől függ, hanem azt a nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatok (frakcionációs kristályosodás és magmakeveredés) alakítják ki. Ugyanakkor arra is van példa, hogy a bazaltos magma a földköpenyből megállás nélkül a felszínre tör (pl. Persány; HARANGI et al. 2013). Kérdésként merül azonban fel, hogy vajon miért pont ebben az időben történt magmaképződés és vulkanizmus, miért nem voltak kitörések 12 Ma és 8 Ma között, és mivel magyarázható, hogy még a kvarterben is számos alkáli bazalt vulkáni működés volt?

A lemeztekonikai modell szerint alkáli bazaltos magmák forró folt területeken, lemezen belüli riftesedés területén törnek a felszínre (2. ábra). A Pannon-medence fő extenziós időszaka 12–17 millió évvel ezelőtt volt, azonban ez a folyamat nem volt egységes. A térség nyugati részén már kb. 22 millió éve megindult, míg a keleti területen jóval később (5. ábra). A színrift fázis vége 13 Ma (nyugati területek)–8 Ma (keleti területek) időszakra tehető (BALÁZS et al. 2016). A burgenlandi bazaltvulkáni működés és a Pásztori vulkán kialakulása a fő extenziós időszak végére vagy némileg azt követőre tehető. Az Alföld térségében az extenzió tovább tartott, itt jelentősebb volt a litoszféra elvékonyodása, azonban ennek ellenére nem alakult ki számottevő bazaltvulkanizmus. Csupán a Duna–Tisza közén és az Alföld déli részén tudunk posztrift üledékekkel fedett, 10–12 millió éves alkáli bazalt esetleg trachitvulkánokról (BALÁZS & NUSSZER 1987, TARI et al. 1999, BALÁZS et al. 2016). Habár eddig úgy tűnt, hogy a fő riftesedési időszakban, sőt, a jelentős litoszféra-elvékonyodás után sem volt számottevő bazaltvulkáni működés ezen a területen, az új szeizmikus szelvény értelmezési eredmények ebben új megvilágítást adhatnak. A bazaltvulkáni mezők ezzel szemben elsősorban a Pannon-medence nyugati és északi peremén jöttek létre, mégpedig ott ahol a litoszféra-asztenoszféra határ meredeken változik (HARANGI et al. 2015). A 12 Ma és 8 Ma közötti vulkáni szünet összhangban van a térség regionális kompressziós időszakával (PERESSON & DECKER 1997, FODOR et al. 1999, HARANGI 2001b). Bár 8 millió évvel ezelőtt már voltak elszórt bazaltvulkáni kitörések (pl. Tihany, Hegyestű, Selmec; BALOGH et al. 1981, 2005; BALOGH & NÉMETH 2005), jelentős mértékben csak 6 millió évvel ezelőtt kezdődött az alkáli bazalt vulkanizmus (BALOGH et al. 1981, 1986; KONECNYI et al. 1995b; WIJBRANS et al. 2007). Ebben az időszakban a térségben nem volt litoszféra-extenzió, ezért felvetődött az a gondolat, hogy a magmaképződés korlátozott kiterjedésű köpenycsovához, azaz a térség alatti forró földköpeny-felemelkedéshez (*mantle plume finger*; SEGHEDI et al. 2004b) kötődött, amit korábban a bazaltok Sr-Nd-Pb izotópösszetétele alapján EMBEY-ISZTIN & DOBOSI (1995) és EMBEY-ISZTIN et al. (2001) is felvetett.

HARANGI & LENKEY (2007) és HARANGI et al. (2015) részletesen tárgyalta a bazaltvulkanizmus esetleges köpenycsova kapcsolatát, azonban számos érv (pl. a vulkáni mezők területi elhelyezkedése, a felboltozódás hiánya, a bazaltok nem mutatnak anomálishan magas hőmérsékletű földköpeny forrásanyagot, és a térség alatt egy nagy sebességű szeizmikus anomália van az Átmeneti Zónában) alapján elvetette ennek lehetőségét. Hasonló következtetésre jutott ALI & NTAFLOR (2011) és ALI et al. (2013) is a Pannon-medence nyugati peremén lévő alkáli bazaltok vizsgálata során. HARANGI et al. (2015) modellszámításai szerint a magmaképződés 90–120 km mélységben indult az asztenoszférában, és az olvadási oszlopok felső nyomás értékei összhangban vannak a litoszféra-asztenoszféra határ mélységével (LAB; HORVÁTH et al. 2006a). Ahhoz, hogy ilyen mélységben olvadás történjen, egy heterogén föld-

köpeny szükséges (13. ábra), amely tartalmaz kis mennyiségben vizet (GREEN 1973, 2015; GREEN et al. 2010; KOVÁCS et al. 2012b) és/vagy alacsonyabb olvadáspontú kőzeteket, mint például piroxenitot vagy eklogitot (WANG et al. 2002, KOGISO et al. 2004, KOGISO & HIRSCHMANN 2006, SOBOLEV et al. 2007). A bazaltvulkáni mezők területi elhelyezkedésének oka azonban még megválaszolásra vár. HARANGI & LENKEY (2007) és HARANGI et al. (2015) szerint ennek magyarázata az lehet, hogy a Pannon-medence alatti litoszféra erős elvékonyodása egyfajta „vékonypontot” („thin-spot”) hozott létre, ami elősegítette az asztenoszféra anyag feláramlását (14. ábra). Az alpi és nyugat-kárpáti vastag litoszféra alól érkező asztenoszféra-anyag a meredeken változó litoszféra-asztenoszféra határ mentén emelkedett felfelé, közel függőleges komponenssel. Az asztenoszféra földköpenyre értelmezett szeizmikus anizotrópia irányok (Ny–K és ÉNy–DK; KOVÁCS et al. 2012a, SONG et al. 2019) összhangban vannak ezzel a feltételezéssel. Ennek következtében a földköpenyanyag egyre kisebb nyomásra került, és emiatt csökkent az olvadáspontja, ami kismértékű olvadáshoz vezetett, és alkáli bazaltos magmák jöttek létre. Fontos rámutatni arra, hogy ez az állapot mind a mai napig fennállhat, amire utalnak a kvarter bazaltvulkáni kitérések mind a Stájer-medencében (pl. Stradner Kogel;

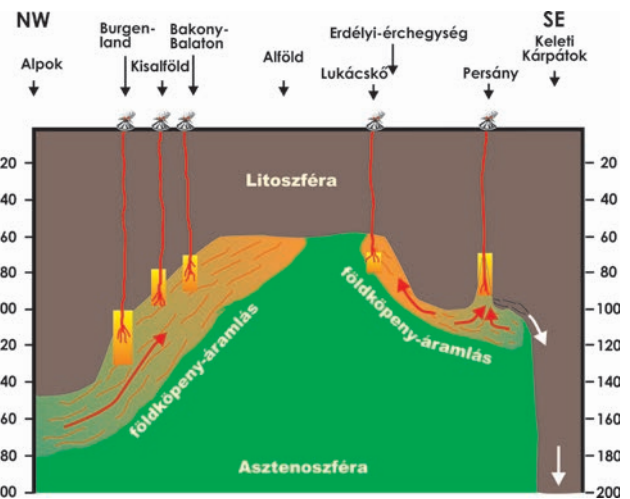


13. ábra. A Pannon-medence alkáli bazalt magmáinak kialakulási körülménye petrogenetikai modellszámítások alapján (HARANGI et al. 1995b, 2013, 2015; HARANGI & LENKEY 2007)

Az olvadási oszlop téglalapok a bazaltok főelem- és nyomelem-összetételéből számolt olvadási nyomás és hőmérséklet viszonyait mutatják (HARANGI et al. 2015). Az olvadási területek a száraz peridotit szolidusz (HIRSCHMAN 2000) alatt vannak, az olvadás víztartalmú peridotit és/vagy piroxenit jelenlétével magyarázható (víztartalmú peridotit szolidusz HIRSCHMANN 2006, piroxenit szolidusz KOGISO et al. 2003, MORB-típusú piroxenit szolidusz PERTERMANN & HIRSCHMANN 2003 alapján). UMX: a bazaltokban lévő ultramafikus xenolitok származási helye SZABÓ et al. (1995), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) és KOVÁCS et al. (2012a) alapján.

Figure 13. Melt generation condition for the alkali basalt magmas of the Pannonian Basin based on petrogenetic model calculations (HARANGI et al. 1995b, 2013, 2015; HARANGI & LENKEY 2007).

The melting columns are constrained by pressure and temperature values calculated from the major and trace element composition of the most primitive basalts (HARANGI et al. 2015). Melting occurred beneath the dry peridotite solidus (HIRSCHMAN 2000), thus presence of water and/or pyroxenite is required in the magma source regions (wet peridotite solidus curves: HIRSCHMANN 2006, pyroxenite solidus: KOGISO et al. 2003, MORB-type pyroxenite solidus: PERTERMANN & HIRSCHMANN 2003). UMX: source regions of the ultramafic xenoliths found in the basalts based on SZABÓ et al. (1995), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) and KOVÁCS et al. (2012a)



14. ábra. A Pannon-medence késő-miocén–kvarter alkáli bazalt vulkanizmusának lehetséges oka HARANGI & LENKEY (2007) és HARANGI et al. (2015) nyomán. A színes téglalapok a bazaltok főelem- és nyomelemaadatai alapján modellezett magmaképződés, azaz olvadási oszlop mélységet mutatják

Figure 14. Proposed model for the reason of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism of the Pannonian Basin (HARANGI & LENKEY 2007, HARANGI et al. 2015). Asthenospheric mantle flow induced by sharp changes in the lithosphere-asthenosphere boundary. The melting columns calculated from the major and trace element composition of the basalts are shown based on HARANGI et al. (2015)

BALOGH et al. 1994), mind a Selmec és Nógrád–Gömör térségben (BALOGH et al. 1981, KONECNY et al. 1995b, ŠIMON & MAGLAY 2005). A legutolsó 100 ezer évvel ezelőtti bazaltvulkán-kitérés (Putikóv) esetében a geokémiai modellszámítások (HARANGI et al. 2015) azt jelzik, hogy az asztenoszféra-földköpeny tartalmaz alacsony olvadáspontú anyagot, azaz magmaképzésre hajlamos. A bazaltos magma egy oldalelmozdulásos vetőzónában talált utat magának, a Putikóv környezetében még mindig viszonylag magas hőáramot állapítottak meg.

A térség domináns alkáli bazalt vulkanizmusától területileg elkülönül a Persányi-hegység nyugati előterében kialakult bazaltvulkáni mező (SEGHEDI & SZAKÁCS 1994, DOWNES et al. 1995, HARANGI et al. 2013, PANAIOTU et al. 2013, SEGHEDI et al. 2016). A vulkáni működés itt kis térfogatú bazaltvulkánokat hozott létre 1,3 és 0,6 Ma között (PANAIOTU et al. 2013). A bazaltok geokémiai összetétele asztenoszféra eredetű, 1300 °C földköpeny hőmérsékletet és 70–90 km magmaképződési nyomást jelez, ami alapján HARANGI et al. (2013) azt feltételezte, hogy a litoszféra alsó részén egy ék alakú felnyílás történetet a Vrancea térség alatt süllyedő litoszféra blokk húzó hatása következtében (14. ábra). A részbe benyomuló asztenoszféra anyag részleges olvadásával jöhettek életre a vulkáni működést tápláló alkáli bazaltos magmák, amelyek a számítások szerint (HARANGI et al. 2013) nagyon gyorsan, akár 4–5 nap alatt áttörhették a földkérget. Figyelemre méltó, hogy a Persányi vulkáni mező alatt 20–60 km mélységben, egy függőleges zóna mentén POPA et al. (2012) kis sebességű szeizmikus anomáliát mutatott ki, ami utalhat arra, hogy a terület még potenciálisan aktív lehet.

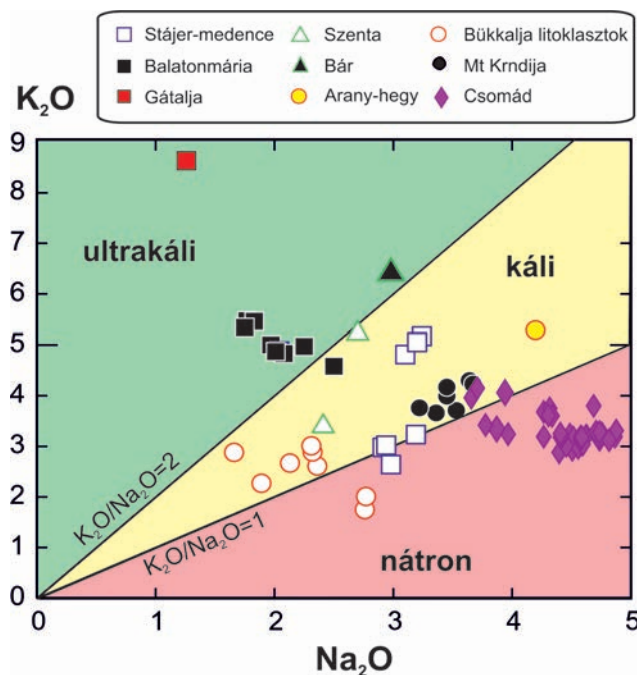
## Káli–ultrakáli vulkanizmus

A káliumban gazdag vulkán kőzetek ( $K_2O/Na_2O > 2$  és  $K_2O > 3t\%$  esetében hívjuk ultrakáli kőzetnek, míg  $K_2O/Na_2O = 1-2$  és  $K_2O > 3t\%$  esetében használatos a kálígazdag jelző; FOLEY et al. 1987) speciális kémiai összetételükkel (pl. jelentős inkompatibilis nyomelem-koncentráció) viszonylag ritkák a Földön, bár nagyon változatos lemeztektonikai helyzetekben jelennek meg (FOLEY et al. 1987, NELSON et al. 1992). Megtalálhatók kratoni kontinentális területeken (pl. Nyugat-Ausztrália, Nyugat-USA, Dél-Afrika, Antraktisz lamproitjai és kimberlitjei), megjelennek orogén területeken (pl. Délkelet-Spanyolország, Nyugati-Alpok, Indonézia, Olaszország), sőt kontinentális rift térségekben is (pl. Kelet-Afrikai-hasadékvölgy). Lemeztektonikai helyzetük sokszor erősen vitatott, mivel bizonyos helyeken korábbi szubdukciós esemény utáni extenziós feszültségtérben keletkeztek (pl. Olaszország középső része). Az Olaszország középső részén húzódó miocén–kvarter toszkániai magmás provincia és a Henry S. Washington által több mint egy évszázada definiált késő pleisztocén római magmás provincia (WASHINGTON 1906) káli–ultrakáli vulkán területei a Föld legjobban kutatott magmás térségei (PECCERILLO 2005). A különleges kémiai összetétel elsőrendű oka a magma forrásterülete, amely a kálium mellett nyomelemekben gazdagodott, metasomatizált litoszféra–földköpeny lehet. Fontos hangsúlyozni, hogy a jelentős káliumkoncentráció nem utólagos hatás (pl. ércesedéshez kötődő „kálimetaszomatózis”) eredménye, hanem a magma elsődleges kémiai összetételbeli jellege. A geokémiai gazdagodás (metaszomatózis) többnyire szubdukciós környezetben történő vizes oldat és kis térfogatú olvadékokkal való átítással, és a peridotittal történő reakcióval magyarázható. A kőzetek kémiai összetételében sok esetben felismerhető kontinentális kéreg komponens, azaz a metasomatizist előidéző fluidumok jelentős részt a szubdukció során földköpenybe vonzott üledékes anyagból származnak. Ezek a kis térfogatú fluidumok, ahogy a litoszféra–földköpenybe érnek, a csökkenő hőmérséklet és a megszűnő felhajtóerő miatt megakadnak (MCKENZIE 1989). A reakció során változatos ásványtársulás alakulhat ki, amelyekben a fő káliumot hordozó fázis a flogopit és pargazit. Az extrém izotópösszetétel (pl. nagy Sr-, és alacsony Nd-izotóparány) oka egyrészt az üledékes komponens idős kora lehet, de arra is van példa, hogy a radiogén izotóp gyarapodás a litoszféra–földköpenyben történik, amennyiben a metasomatizis jóval, akár több százmillió évvel megelőzte a magmaképződést. A káli–ultrakáli kőzetek megjelenése tehát fontos jelzés arra, hogy a terület alatt erősen metasomatizált litoszféra–földköpeny található. Ennek az extrém anyagnak a mobilizációja, azaz a részleges olvadás, litoszféra-extenzió során (nyomáscsökkenéses olvadás) vagy feláramlás, magas hőmérsékletű asztenoszféra-anyag (plume) hőhatása következtében történik (THOMPSON et al. 1989), azaz e képződmények megjelenése e folyamatokról is fontos információt ad.

A Kárpát–Pannon térségben ultrakáli kőzeteket (4. és 15. ábra) először HARANGI et al. (1995a) írt le: a korábban káli-bazaltnak besorolt (SZEDERKÉNYI 1980), 2,1 millió éves

bári kőzetet olivin-leucititnek nevezte el, míg a Balatonmária–1 jelű fúrás középső–miocén kőzetét ultrakáli látitnak értelmezte. Ez utóbbi kőzet petrogenézisét KLÉBESZ et al. (2009) ismertette. A látit mind korban, mind kémiai összetételben erős hasonlóságot mutat a Stájer-medence (Gleichenberg; SCHARBERT et al. 1981, EBNER et al. 1992) káli-látitjaival. A káli-vulkanitok közé tartozik a Dráva tektonikai vonal mentén előforduló miocén vulkán kőzetek (Loncárski Vis és Mt. Krndija; PAMIĆ et al. 1992, 1995), továbbá a Bükkalja területén előforduló miocén riolit piroklasztitokban is megjelennek káli jellegű magmás litoklasztok. Shoshonitokat (káliumban gazdag bazaltos kőzetek, amelyek a káli típusú kőzetek alsó határán vannak) találunk még a Stájer-medencében (Weitendorf; KRÄINER 1987, EBNER et al. 1992), és kémiai összetételében szintén shoshonit a Csomád lávadómmező két, 950 ezer éves kriptodómja (SEGHEDI et al. 1987, SZAKÁCS et al. 1993, MASON et al. 1996, MOLNÁR et al. 2018).

A káli–ultrakáli vulkanitok egy része középső–miocén korú (15–17 Ma; BALOGH et al. 1994, HARANGI et al. 1995a, PAMIĆ et al. 1995), amelyek mellett figyelmet érdemelnek a kvarter előfordulások. Ezek a Pannon-medence déli peremén egy nyugat–kelet irányú sávban helyezkednek el: bár leucitit (2,1 Ma; BALOGH et al. 1986), gátaljai (Gataia) lamproit (1,3 Ma; SEGHEDI et al. 2008) és az Erdélyi-érchegység déli peremén lévő Arany-hegy shoshonitja (1,6 Ma; SEGHEDI et al. 2004a). Érdekes megemlíteni, hogy e sáv



15. ábra. A Pannon-medence káliumban gazdag vulkán kőzeteinek osztályozása FOLEY et al. (1987) kritériuma szerint. Adatok: KRÄINER 1987; EBNER et al. 1992; PAMIĆ et al. 1992, 1995; HARANGI et al. 1995a; MASON et al. 1996; SEGHEDI et al. 2004a, 2008; VINKLER et al. 2007; MOLNÁR et al. 2018, 2019

Figure 15. Classification diagram (based on the criteria of FOLEY et al. 1987) for the K-rich volcanic rocks of the Pannonian Basin. Data: KRÄINER 1987; EBNER et al. 1992; PAMIĆ et al. 1992, 1995; HARANGI et al. 1995a; MASON et al. 1996; SEGHEDI et al. 2004a, 2008; VINKLER et al. 2007; MOLNÁR et al. 2018, 2019

további keleti folytatásában van a csomádi shoshonit-előfordulás is.

A térség káli–ultrakáli vulkáni kőzetei fontos geodinamikai információt adnak. A leglényegesebb, hogy az ilyen összetételű magmához szükséges egy erősen metasztatizált földköpeny forrás, ami csak a litoszféra alsó részén képzelhető el. Ebből a szempontból lényeges hangsúlyozni azt, hogy a középső-miocénben az Alcapa-egység alatt kellett lennie litoszféra-földköpenynek, szemben HORVÁTH et al. (2006a) felvetésével, akik szerint az Alcapa-egység egy vastag földkéregblokk formájában szabadult ki az alpi régióból és mozgott északkelet felé. A litoszféra-földköpeny létét támasztják alá az alkáli bazaltokban előforduló földköpeny eredetű ultramafikus kőzetzárványok vizsgálati eredményei is, miszerint a sekélyebb mélységben idősebb litoszféra peridotitjai jelennek meg, míg mélyebben asztenoszféra-anyag frissen a litoszférához kapcsolódó kőzetei fordulnak elő (KOVÁCS et al. 2012a). A középső-miocén korú ultrakáli kőzetek esetében a litoszféra elvékonyodása eredményezhette a részleges olvadást (HARANGI et al. 1995a), azonban a kvarter káli–ultrakáli kőzetek keletkezése már nehezebben magyarázható. A bárni leucitit és a gátaljai lamproit izotóp és nyomelem összetétele jó hasonlóságot mutat (SEGHEDI et al. 2008), mindkét kőzet összetétele azonban erősen eltér a térség többi ultrakáli kőzetétől (HARANGI et al. 1995a). Vélelmezhető, hogy forrásterület metasztatizációját asztenoszférából származó, kis térfogatú, illókbán gazdag alkáli bazaltos olvadékok okozhatták (HARANGI et al. 1995a, SEGHEDI et al. 2008), hasonlóan a Gátaljától délre található Bogovina (Szerbia) 30 millió éves lamproitjához (PRELEVIC et al. 2005). A magmaképződés oka egyelőre nem teljesen világos. Az ultrakáli kőzetek azon a területen vannak, ahol a térség legnagyobb hőfluxusát határozták meg ( $120 \text{ mW/m}^2$ ; LENKEY et al. 2002, HORVÁTH et al. 2015), és ahol a litoszféra-asztenoszféra határ mélységében erős csökkenés tapasztalható. Feltehető, hogy friss asztenoszféra anyag feláramlás hőhatása okozhatta a metasztatizált litoszféra kismértékű olvadását és/vagy a Pannon-medence tektonikai inverziós fázisában a differenciált vertikális mozgás váltotta ki a térség déli peremén az izolált magmaképződést.

### Záró gondolatok

Horváth Ferenc professzor munkássága szorosan összefonódott a lemeztekonika elméletének hazai bevezetésével, térhódításával, majd a dinamikus geodinamikai modellek finomodásával. A Kárpát–Pannon térség kiváló természeti laboratórium a mély földköpeny folyamatok, a kőzetlemezmozgások és kölcsönhatások, földkéreg és litoszféra léptékű szerkezeti változások, és a felszíni események bonyolult kapcsolatrendszerének vizsgálatára. Ebben kulcsszerepe van a magmás folyamatoknak és a vulkáni működésnek is. Az elmúlt 50 év kutatásai fontos alapadatokat eredményeztek, emellett jelentős ismereteket szereztünk a magmaképződés okairól és a vulkáni működés geodinamikai

összefüggéseiről. A szeizmikus szelvények és fúrásadatok értékelése lehetővé tette elfedett, eddig nem ismert vulkáni képződmények, vulkáni kitérési események azonosítását, amiben további érdekes eredmények várhatók. A vulkáni működés forrástól a felszínig való kutatási módszere segít jobban megérteni azt is, hogy mi okozza a vulkánkitöréseket, mi történik a magmatározókban. Ennek vizsgálatára térségünk vulkáni képződményei kiváló lehetőséget adnak, amivel a vulkanológiai megismeréshez, a vulkáni veszélykezeléshez is hozzá lehet járulni. A vulkáni és plutoni kőzetek kapcsolata, a magmás folyamatok időbeli lefolyásának elemzése szintén tág kutatási perspektívát ad, és fontos, nemzetközi érdeklődésre számot tartó új eredményeket hozhat. Az egyes vulkáni területek (pl. Mátra, Tokaji-hegység, Kelemen) aprólékos kőzettani–vulkanológiai vizsgálata eddig nem vagy nem kellően ismert folyamatokat tárhat fel, mint például újabb nagy, a környezetre is befolyást jelentő térségbeli vulkánkitörések azonosítását, hatalmas vulkáni lejtőösszeomlás események rekonstrukcióját, ezek tektonikai kapcsolatát világíthatja meg. Nem dőlhetünk tehát hátra, a mű nincs készen, tennivaló van bőven, a tudományos megismerés, az új módszerek újabb és újabb kérdéseket vetnek fel, és az ezekre adott válaszok akár a korábbi modellek átgondolását is igényelhetik. A számítástechnikai háttér bővülése lehetőséget ad bonyolult integrált numerikus modellek futtatására és elméletek tesztelésére (pl. ANDRIĆ et al. 2018, BALÁZS et al. 2018), a geofizikai inverziós modellek eredményei alapján minden eddiginél jobban megérthetjük a földköpenyben zajló folyamatokat (pl. QORBANI et al. 2016, SONG et al. 2019, ULUOCAK et al. 2019), összefüggéseket találhatunk a tektonikai és üledékképződési folyamatok között (BALÁZS et al. 2016, 2017), továbbá jobban megérthetjük a magmás folyamatok időbeli, térbeli és termális kapcsolatait (pl. LAUMONIER et al. 2019). A 21. század a numerikus modelleké, amikhez azonban szorosan kell társítani a hagyományos megfigyelés és mérési adat alapú értelmezést és következtetéseket. Mindez segíthet jobban megérteni térségünk kialakulását és komplex fejlődését. Ezek az alap kutatásokból származó tudományos ismeretek pedig biztosabb alapot adnak ahhoz, hogy értsük környezetünk viselkedését, hatékonyabban és környezettudatosan használhassuk fel természeti erőforrásait, megismerjük és felkészüljünk a társadalomra veszélyt jelentő természeti folyamatokra, és a földtani örökségről szerzett tudást továbbadjuk a széles nagyközönség felé is, felhasználjuk a természetvédelemben, geoturiztikában. Ez ad perspektívát a következő évtizedek tudományos munkájának, amiben az új nemzedék méltóan viheti tovább Horváth Ferenc professzor szellemi örökségét.

### Köszönetnyilvánítás

Az összefoglaló tanulmányban szereplő értelmezések és modellek létrejöttében vitathatatlan HORVÁTH Ferenc professzor ösztönző szerepe. Munkássága, a folyamatos megismerésre való törekvése, kritikai gondolkodása, a feledhe-



tetlen pezsgő szakmai viták mind hozzájárultak ahhoz, hogy igyekezzünk a mélyébe látni a természeti folyamatoknak, keressük az újabb és újabb érveket, gyűjtünk újabb és újabb adatokat, és a vulkáni működés értelmezésében mindig keressük a geodinamikai kapcsolatokat is. Munkánkat ezért az ő emlékének állítjuk.

Az elmúlt évtizedekben számos kiváló szakemberrel sikerült olyan kapcsolatot teremteni, ami építette, segítette gondolkodásunkat. Nehéz mindegyiküket hiánytalanul felsorolni, azonban a közzétani és geokémiai oldalról ki kell emelnünk Hilary DOWNES személyiségét, aki az 1990-es években kulcsszerepet játszott, hogy segítse a térség szakembereinek bekerülését a nemzetközi kutatói életbe. A szerzők számára ugyancsak meghatározó volt együtt dolgozni Theo NTAFLOSSzal, Orlando VASELLLivel, Nino SEGHEDEVEL és Olivier BACHMANN-nal, a hazai kutatók

közül pedig főként FODOR László és LENKEY László szélesítette látókörünket. Végül, biztos alapot és pezsgő szakmai háttérrel nyújtott és nyújt az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport kollektívája. LUKÁCS Réka Szeged vulkanizmusra irányuló elmúlt évekbeli kutatásait az OTKA-NKFIH posztdoktori pályázatai (PD112584 és PD 121048) és Bolyai-ösztöndíj segítették. BALÁZS Attila és DOBOSI Gábor konstruktív bírálata segítette a kézirat végleges változatának elkészítését, BALÁZS Attila javaslatai különösen hozzájárultak ahhoz, hogy világosabbá tegyük a Pannon-medence tektonikai fejlődésére vonatkozó nézeteket. A tanulmány elkészítésében és megjelentetésében az OTKA-NKFIH K116528 kutatási pályázat adott anyagi segítséget.

A szerzők egyenlő mértékben járultak hozzá az összefoglaló kézirat elkészítéséhez.

### Irodalom — References

- ALI, S. & NTAFLS, T. 2011: Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region. — *Lithos* **121/1**, 176–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.001>
- ALI, S., NTAFLS, T. & UPTON, B. G. J. 2013: Petrogenesis and mantle source characteristics of Quaternary alkaline mafic lavas in the western Carpathian–Pannonian Region, Styria, Austria. — *Chemical Geology* **337–338**, 99–113. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.12.001>
- ANDRIĆ, N., VOGT, K., MATENCO, L., CVETKOVIĆ, V., CLOETINGH, S. & GERYA, T. 2018: Variability of orogenic magmatism during Mediterranean-style continental collisions: A numerical modelling approach. — *Gondwana Research* **56**, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.007>
- ÁRKAI, P. 1967: Correlation of quantitative petrographic characteristics of pyroxene andesites in the volcanic complex of the Southwestern Cserhát Hills. — *Annales Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol.* **11**, 87–110.
- ÁRKAI, P. 1968: Correlation of rate of cooling, texture and mineralogical composition in the pyroxene andesite complex of the Cserhát Hills. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **12**, 11–30.
- ÁRVÁNÉ-SÓS E. & RAVASZ Cs. 1978: A komlói andezit K-Ar kora. — *MÁFI Évi Jelentése 1976-ról*, 201–208.
- BACHMANN, O. & BERGANTZ, G. W. 2008: Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. — *Journal of Petrology* **49/12**, 2277–2285. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egn068>
- BALÁZS, E. & NUSSZER, A. 1987: Unterpannonischer Vulkanismus der Beckengebietes Ungarns. — *Annales of Hungarian Geological Institute* **69**, 95–104.
- BALÁZS, A., MATENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2016: The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. — *Tectonics* **35/6**, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015tc004109>
- BALÁZS, A., MATENCO, L., VOGT, K., CLOETINGH, S. & GERYA, T. 2018: Extensional polarity change in continental rifts: Inferences from 3D numerical modeling and observations. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **123**, 8073–8094. <https://doi.org/10.1029/2018JB015643>
- BALÁZS, A., BUROV, E., MATENCO, L., VOGT, K., FRANCOIS, T. & CLOETINGH, S. 2017: Symmetry during the syn- and post-rift evolution of extensional back-arc basins: The role of inherited orogenic structures. — *Earth and Planetary Science Letters* **462**, 86–98. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.015>
- BALÁZS, A., MAGYAR, I., MATENCO, L., SZTANÓ, O., TÖKÉS, L. & HORVÁTH, F. 2018: Morphology of a large paleo-lake: Analysis of compaction in the Miocene–Quaternary Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **171**, 134–147. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.10.012>
- BALLA, Z. 1980: Neogene volcanites in the geodynamic reconstruction of the Carpathian region. — *Geofizikai Közlemények* **26**, 5–33.
- BALLA, Z. 1981: Neogene Volcanism of the Carpatho–Pannonian Region. — *Earth Evol. Sci.* **3–4**, 240–248.
- BALOGH, K. & NÉMETH, K. 2005: Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar volcanic complex. — *Geologica Carpathica* **56/1**, 91–99.
- BALOGH, K., MIHALIKOVA, A. & VASS, D. 1981: Radiometric dating of basalt in Southern and Central Slovakia. — *Zap. Karpaty, ser. Geol.* **7**, 113–126.
- BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, Cs. 1994: K/Ar alter tertiärer Vulkanite de südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. — In: CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologischen Zusammenarbeit Österreich–Ungarn*, 55–72.

- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica et Petrographica Szeged* **28**, 75–93.
- BALOGH, K., LOBITZER, H., PÉCSKAY, Z., RAVASZ, Cs. & SOLTÍ, G. 1990: K/Ar radiometric dating of the Tertiary volcanic rocks of East-Styria and Burgenland. — *MÁFI Évi Jel. 1988-ról*, 451–468.
- BALOGH, K., ITAYA, T., NÉMETH, K., MARTIN, U., WIJBRANS, J. & THANH, N. X. 2005: Study of controversial K/Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the Pliocene alkali basalt of Hegyestű, Balaton Highland, Hungary: a progress report. — *Mineralia Slovaca* **37**, 298–300.
- BENIOFF, H. 1949: Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. — *GSA Bulletin* **60/12**, 1837–1856. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1949\)60\[1837:seftfo\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1949)60[1837:seftfo]2.0.co;2)
- BEST, M. G., CHRISTIANSEN, E. H. & GROMME, S. 2013: Introduction: The 36–18 Ma southern Great Basin, USA, ignimbrite province and flareup: Swarms of subduction-related supervolcanoes. — *Geosphere* **9/2**, 260–274. <https://doi.org/10.1130/GES00870.1>
- BEST, M. G., CHRISTIANSEN, E. H., DE SILVA, S. & LIPMAN, P. W. 2016: Slab-rollback ignimbrite flareups in the southern Great Basin and other Cenozoic American arcs: A distinct style of arc volcanism. — *Geosphere* **12/4**, 1097–1135. <https://doi.org/10.1130/GES01285.1>
- BINDEMAN, I. N. & VALLEY, J. W. 2001: Low-delta O-18 rhyolites from Yellowstone: Magmatic evolution based on analyses of zircons and individual phenocrysts. — *Journal of Petrology* **42/8**, 1491–1517. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1491>
- BLEAHU, M. 1985: The magmatic arc of the East Carpathians: discussion and a proposal for interpretation. — *Ann. Soc. Geol. Poloniae* **55/1/2**, 23–31.
- BLEAHU, M. D., BOCCALETTI, M., MANETTI, P. & PELTZ, S. 1973: Neogene Carpathian Arc: A continental arc displaying the features of an 'island arc'. — *Journal of Geophysical Research* **78/23**, 5025–5031. <https://doi.org/10.1029/JB078i023p05025>
- BOCCALETTI, M., MANETTI, P., PECCERILLO, A. & PELTZ, S. 1973: Young volcanism in the Călimani-Harghita mountains (East Carpathians): Evidence of a paleoseismic zone. — *Tectonophysics* **19/4**, 299–313. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90025-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90025-5)
- BOETTCHER, A. L. 1973: Volcanism and orogenic belts — The origin of andesites. — *Tectonophysics* **17/3**, 223–240. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90004-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90004-8)
- BOWEN, N. L. 1928: *The evolution of igneous rocks*. — Dover, New York, 334 p.
- BUNSEN, R. 1851: Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. — *Ann. Phys.* **159/6**, 197–272.
- BURNS, D. H., DE SILVA, S. L., TEPLEY, F., SCHMITT, A. K. & LOEWEN, M. W. 2015: Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the Purico–Chascon volcanic complex, northern Chile. — *Earth and Planetary Science Letters* **422**, 75–86. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.04.002>
- CANÓN-TAPIA, E. & WALKER, G. P. L. 2004: Global aspects of volcanism: the perspectives of “plate tectonics” and “volcanic systems”. — *Earth-Science Reviews* **66/1**, 163–182. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.11.001>
- CAPACCIONI, B., CORADOSSI, N., HARANGI, R., HARANGI, S., KARÁTSÓN, D., SAROCCHI, D. & VALENTINI, L. 1995: Early Miocene pyroclastic rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) — A preliminary stratigraphic report. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7**, 119–124.
- CEBRIÁ, J. M. & WILSON, M. 1995: Cenozoic mafic magmatism in western/central Europe: A common European asthenospheric reservoir? — *Terra Nova* **7**, p. 162.
- CHALOT-PRAT, F. & GIRBACEA, 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* **327/1**, 83–107. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00155-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00155-4)
- CLOETINGH, S. A. P. L., BUROV, E., MATENCO, L., TOUSSAINT, G., BERTOTTI, G., ANDRIESSEN, 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* **218/1-2**, 57–76. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(03\)00645-9](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(03)00645-9)
- COLE, J. W. 1990: Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. — *Bulletin of Volcanology* **52/6**, 445–459. <https://doi.org/10.1007/bf00268925>
- CZUPPON, G., LUKÁCS, R., HARANGI, S., MASON, P. R. D. & NTAFLÓS, T. 2012: Mixing of crystal mushes and melts in the genesis of the Bogács Ignimbrite suite, northern Hungary: An integrated geochemical investigation of mineral phases and glasses. — *Lithos* **148**, 71–85. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.009>
- CSEREPES, L. & YUEN, D. A. 2000: On the possibility of a second kind of mantle plume. — *Earth and Planetary Science Letters* **183/1**, 61–71. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00265-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00265-X)
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁČ M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208/1**, 221–241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- DANILOVICH, L. G. 1972: Magmatism and tectonics of the Carpathians. — *Geotektonika* **3**, 87–98. [in Russian].
- DAVIES, G. F. 2011: Dynamical geochemistry of the mantle. — *Solid Earth* **2/2**, 159–189. <https://doi.org/10.5194/se-2-159-2011>
- DE SILVA, S. 2008: Arc magmatism, calderas, and supervolcanoes. — *Geology* **36/8**, 671–672. <https://doi.org/10.1130/focus082008.1>
- DE SILVA, S. L. & GOSNOLD, W. D. 2007: Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **167/1**, 320–335. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.015>
- DE SILVA, S. L. & GREGG, P. M. 2014: Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **282**, 77–91. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.001>
- DE SILVA, S. L. & KAY, S. M. 2018: Turning up the Heat: High-Flux Magmatism in the Central Andes. — *Elements* **14/4**, 245–250. <https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.245>
- DE SILVA, S. L., RIGGS, N. R. & BARTH, A. P. 2015: Quickening the Pulse: Fractal Tempos in Continental Arc Magmatism. — *Elements* **11/2**, 113–118. <https://doi.org/10.2113/gselements.11.2.113>
- DE SILVA, S., ZANDT, G., TRUMBULL, R., VIRAMONTE, J. G., SALAS, G. & JIMÉNEZ, N. 2006: Large ignimbrite eruptions and volcano-

- tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. — *Geological Society, London, Special Publications* **269/1**, 47–63. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2006.269.01.04>
- DEERING, C. D., GRAVLEY, D. M., VOGEL, T. A., COLE, J. W. & LEONARD, G. S. 2010: Origins of cold-wet-oxidizing to hot-dry-reducing rhyolite magma cycles and distribution in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160/4**, 609–629. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0496-0>
- DOBOSI, G. 1989: Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **101/1**, 112–121. <https://doi.org/10.1007/bf00387205>
- DOBOSI, G. & FODOR, R. V. 1992: Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. — *Lithos* **28/2**, 133–150. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90028-W](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90028-W)
- DOBOSI, G., FODOR, R. V. & GOLDBERG, S. A. 1995: Late Cenozoic alkali basalt magmatism in Northern Hungary and Slovakia: petrology, source compositions and relationship to tectonics. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7**, 199–207.
- DOBOSI, G., SCHULTZ-GÜTTLER, R., KURAT, G. & KRACHER, A. 1991: Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. — *Mineralogy and Petrology* **43/4**, 275–292. <https://doi.org/10.1007/bf01164531>
- DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds) 1995: Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. — *Acta Volcanologica* **7**.
- DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & THIRLWALL, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109/3**, 340–354. <https://doi.org/10.1007/bf00283323>
- DOWNES, H., PANTÓ, G., PÓKA, T., MATTEY, D. P. & GREENWOOD, P. B. 1995: Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, Northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. — *Acta Volcanologica* **7**, 29–41.
- DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKACS, A., DOBOSI, G., JAMES, D. E., VASELLI, O., RIGBY, I. J., INGRAM, G. A., REX, D. & PÉCSKAY, Z. 1995: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. — *Lithos* **35/1**, 65–81. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)91152-Y](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)91152-Y)
- EBNER, F., FRIEBE, J. G. & SACHSENHOFER, R. F. 1992: Evolution of the Neogene Styrian Basin. — In: NEUBAUER, F. (ed.): *The Eastern Central Alps of Austria*. 141–153.
- ELLIS, B. S., WOLFF, J. A., BOROUGHS, S., MARK, D. F., STARKEL, W. A. & BONNICHSEN, B. 2013: Rhyolitic volcanism of the central Snake River Plain: a review. — *Bulletin of Volcanology* **75/8**, p. 745. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0745-y>
- ELLIS, B. S., BARRY, T., BRANNEY, M. J., WOLFF, J. A., BINDEMAN, I., WILSON, R. & BONNICHSEN, B. 2010: Petrologic constraints on the development of a large-volume, high temperature, silicic magma system: The Twin Falls eruptive centre, central Snake River Plain. — *Lithos* **120/3**, 475–489. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.008>
- EMBEY-ISZTIN, A. 1976: Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the lake Balaton, Hungary. — *Earth and Planetary Science Letters* **31/2**, 297–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90223-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90223-5)
- EMBEY-ISZTIN, A. 1981: Hazai bazaltos kőzetek főalkotórészeinek statisztikai vizsgálatára: kísérletek a bazaltok tektonikai helyzetének meghatározására. — *Földtani Közlemények* **111**, 43–58.
- EMBEY-ISZTIN, A. & SCHARBERT, H. G. 1981: Bericht über geochemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten vom Kovács-hegy und von Uzsabánya (Tátika Gruppe), Ungarn. — *Anzeiger der math.-naturw. Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften* **5**, 1–6.
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene–Pleistocene alkali basalts, Carpathian–Pannonian Region: A review of trace elements and isotopic composition. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7**, 155–166.
- 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.
- EMBEY-ISZTIN, A., NOSKE-FAZEKAS, G., KURAT, G. & BRANDSTÄTTER, F. 1985: Genesis of garnets in some magmatic rocks from Hungary. — *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen* **34/1**, 49–66. <https://doi.org/10.1007/bf01082457>
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. — *Journal of Petrology* **30/1**, 79–105. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.1.79>
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1990: Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. — *Mineralogical Magazine* **54/376**, 463–483. <https://doi.org/10.1180/minmag.1990.054.376.12>
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R. S. & SCHARBERT, H. G. 1993: The Petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **34/2**, 317–343. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.317>
- FACCENNA, C., BECKER, T. W., AUER, L., BILLI, A., BOSCHI, L., BRUN, J. P., CAPITANO, F. A., FUNICIELLO, F., HORVÁTH, F., JOLIVET, L., PIROMALLO, C., ROYDEN, L., ROSSETTI, F. & SERPELLONI, E. 2014: Mantle dynamics in the Mediterranean. — *Reviews of Geophysics* **52/3**, 283–332. <https://doi.org/10.1002/2013rg000444>
- FIELTIZ, W. & SEGHEDI, I. 2005: Late Miocene–Quaternary volcanism, tectonics and drainage system evolution in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **410/1**, 111–136. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.018>
- FILLERUP, M. A., KNAPP, J. H., KNAPP, C. C. & RAILEANU, V. 2010: Mantle earthquakes in the absence of subduction? Continental delamination in the Romanian Carpathians. — *Lithosphere* **2/5**, 333–340. <https://doi.org/10.1130/1102.1>
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., Györfi, I. & Benkovics, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. — *Geological Society, London, Special Publications* **156/1**, 295–334. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.15>

- FOLEY, S. F., VENTURELLI, G., GREEN, D. H. & TOSCANI, L. 1987: The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. — *Earth-Science Reviews* **24/2**, 81–134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8)
- FORSYTH, D. W. & THE MELT SEISMIC TEAM 1998: Imaging the Deep Seismic Structure Beneath a Mid-Ocean Ridge: The MELT Experiment. — *Science* **280/5367**, 1215–1218. <https://doi.org/10.1126/science.280.5367.1215>
- FREYMUTH, H., BRANDMEIER, M. & WÖRNER, G. 2015: The origin and crust/mantle mass balance of Central Andean ignimbrite magmatism constrained by oxygen and strontium isotopes and erupted volumes. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **169/6**, p. 58. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1152-5>
- GARNERO, E. J. 2004: A New Paradigm for Earth's Core-Mantle Boundary. — *Science* **304/5672**, 834–836. <https://doi.org/10.1126/science.1097849>
- GIRBACEA, R. & FRISCH, W. 1998: Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat. — *Geology* **26/7**, 611–614. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0611:sitwpl>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0611:sitwpl>2.3.co;2)
- GLAZNER, A. F., BARTLEY, J. M., COLEMAN, D. S., GRAY, W. & TAYLOR, R. Z. 2004: Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? — *GSA Today* **14/4**, 4–11. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2)
- GRANET, M., WILSON, M. & ACHAUER, U. 1995: Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. — *Earth and Planetary Science Letters* **136/3**, 281–296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00174-B](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00174-B)
- GRAVLEY, D. M., DEERING, C. D., LEONARD, G. S. & ROWLAND, J. V. 2016: Ignimbrite flare-ups and their drivers: A New Zealand perspective. — *Earth-Science Reviews* **162**, 65–82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.007>
- GREEN, D. H. 1973: Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. — *Earth and Planetary Science Letters* **19/1**, 37–53. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90176-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90176-3)
- GREEN, D. H. 2015: Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. — *Physics and Chemistry of Minerals* **42/2**, 95–122. <https://doi.org/10.1007/s00269-014-0729-2>
- GREEN, D. H., HIBBERSON, W. O., KOVÁCS, I. & ROSENTHAL, A. 2010: Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. — *Nature* **467**, p. 448. <https://doi.org/10.1038/nature09369>
- GREEN, T. H. & RINGWOOD, A. E. 1968: Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **18/2**, 105–162. <https://doi.org/10.1007/bf00371806>
- GROVE, T., PARMAN, S., BOWRING, S., PRICE, R. & BAKER, M. 2002: The role of an H<sub>2</sub>O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142/4**, 375–396. <https://doi.org/10.1007/s004100100299>
- 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* **145/5**, 515–533. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0448-z>
- GROVE, T. L., CHATTERJEE, N., PARMAN, S. W. & MÉDARD, E. 2006: The influence of H<sub>2</sub>O on mantle wedge melting. — *Earth and Planetary Science Letters* **249/1**, 74–89. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.043>
- GYALOG L. & BUDAI T. 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *MÁFI Évi Jelentés 2002-ről*, 195–232.
- GYARMATI, P. 1977: The intermediate volcanism in the Tokaj Mts. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **58**, 195 p.
- HÁMOR G. 1985: A Nógrád–Cserhádi kutatási terület földtani viszonyai. — *Geologica Hungarica series Geologica* **22**, 307 p.
- HÁMOR G., RAVASZ-BARANYAI L., BALOGH K. & ÁRVA-SÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolituffa-szintek radiometrikus kora. — *MÁFI Évi Jel. 1978-ről*, 65–73.
- HARANGI, R. & HARANGI, Sz. 1995: Volcanological study of the Neogene basaltic volcano of Sághegy (Little Hungarian Plain volcanic field, western Hungary). — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 189–197.
- HARANGI Sz. 1999: A Csódi-hegy vulkáni kőzetének geokémiája és petrogenézise. — *Topographia Mineralogica Hungariae, Miskolc* **6**, 59–85.
- HARANGI, Sz. 2001a: Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian–Pannonian Region — a review. — *Acta Geologica Hungarica* **44**, 223–258.
- HARANGI, Sz. 2001b: Neogene magmatism in the Alpine–Pannonian Transition zone — a model for melt generation in a complex geodynamic setting. — *Acta Vulcanologica* **13**, 1–11. <https://doi.org/10.1400/19063>
- HARANGI Sz. 2015: *Vulkánok: A Kárpát-Pannon térség tűzhányói*. — GeoLittera, Szeged, második, bővített kiadás, 480 p.
- HARANGI, Sz., LENKEY, L. S. 2017: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. — BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds): Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. *Special Paper of the Geological Society of America* **418**, 67–92.
- HARANGI, Sz., WILSON, M. & TONARINI, S. 1995a: Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 125–134.
- HARANGI, Sz., VASELLI, O., TONARINI, S., SZABÓ, Cs., HARANGI, R. & CORADOSSI, N. 1995b: Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (Western Hungary). — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 173–187.
- HARANGI, Sz., DOWNES, H., KÓSA, L., SZABÓ, C., THIRLWALL, M. F., MASON, P. R. D. & MATTEY, D. 2001: Almandine Garnet in Calc-alkaline Volcanic Rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications. — *Journal of Petrology* **42/10**, 1813–1843. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- HARANGI, Sz., MASON, P. R. D. & LUKÁCS, R. 2005: Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **143/4**, 237–257. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.012>

- HARANGI, SZ., DOWNES, H. & SEGHEDI, I. 2006: Tertiary–Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine–Mediterranean region. — *Geological Society, London, Memoirs* **321**, 167–190. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.10>
- HARANGI, SZ., DOWNES, H., THIRLWALL, M. & GMÉLING, K. 2007: Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **48/12**, 2261–2287. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm059>
- HARANGI, SZ., SÁGI, T., SEGHEDI, I. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin of basaltic magmas of Perşani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. — *Lithos* **180–181**, 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025>
- HARANGI, SZ., JANKOVICS, M. É., SÁGI, T., KISS, B., LUKÁCS, R. & SOÓS, I. 2015: Origin and geodynamic relationships of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern–central Europe. — *International Journal of Earth Sciences* **104/8**, 2007–2032. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1105-7>
- HARKER, A. 1909: *The natural history of igneous rocks*. — Macmillan, New York.
- HESS, H. 1962: History of Ocean Basins. — In: ENGEL, A. E. J., JAMES, H. L. & LEONARD, B. F. (eds): *Petrologic Studies: A Volume To Honor A. F. Buddington*. — Geological Society of America, New York, 599–820.
- HILDRETH, W. 1981: Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **86/B11**, 10153–10192. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10153>
- HILDRETH, W. 2004: Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **136/3**, 169–198. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019>
- HILDRETH, W. & MOORBATH, S. 1988: Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98/4**, 455–489. <https://doi.org/10.1007/bf00372365>
- HILDRETH, W. & WILSON, C. J. N. 2007: Compositional Zoning of the Bishop Tuff. — *Journal of Petrology* **48/5**, 951–999. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm007>
- HIRSCHMANN, M. M. 2000: Mantle solidus: Experimental constraints and the effects of peridotite composition. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1/10**, <https://doi.org/10.1029/2000gc000070>
- HIRSCHMANN, M. M. 2006: water, melting, and the deep earth H<sub>2</sub>O cycle. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **34/1**, 629–653. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125211>
- HJARTARDÓTTIR, Á. R., EINARSSON, P., BRAMHAM, E. & WRIGHT, T. J. 2012: The Krafla fissure swarm, Iceland, and its formation by rifting events. — *Bulletin of Volcanology* **74/9**, 2139–2153. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0659-0>
- HOERNLE, K., ZHANG, Y.-S. & GRAHAM, D. 1995: Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. — *Nature* **374/6517**, 34–39. <https://doi.org/10.1038/374034a0>
- HOFMANN, K. 1875: A Déli-Bakony bazaltkőzetek. — *Földt. Int. Évk.* **3**, 339–525.
- HOFMANN, A. W. & WHITE, W. M. 1982: Mantle plumes from ancient oceanic crust. — *Earth and Planetary Science Letters* **57/2**, 421–436. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90161-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90161-3)
- HOLMES, A. 1913: *The age of the Earth*. — Harper and Brothers, London & New York, 196 p.
- HOLMES, A. 1944: *Principles of Physical Geology*. — Thomas Nelson and Son, 532 p.
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **226/1**, 333–357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5)
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12/8**, 837–844. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98851-U](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98851-U)
- HORVÁTH, F. 1997: A lemeztektonika hazai megjelenése. — In: KARÁTSÓN D. (szerk.): *Pannon enciklopédia, Magyarország Földje*. Kertek 2000, Budapest, 38–46.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266/1**, 287–300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00194-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1)
- HORVÁTH, F. & FACCENNA, C. 2011: Central Mediterranean mantle flow system and the formation of the Pannonian basin. — *Geophysical Research Abstracts* **13**, EGU2011-8894-2.
- HORVÁTH, F., STEGENA, L., BERCKHEMER, H., COULON, C., VINE FREDERICK, J. & SMITH AUSTIN, G. 1981: Models of Mediterranean back-arc basin formation. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* **300/1454**, 383–402. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0071>
- HORVÁTH, F., BADA, G., WINDHOFFER, G., CSONTOS, L., DOMBRÁDI, E., DÖVÉNYI, P., FODOR, L., GRENERCZY, G., SÍKHEGYI, F., HORVÁTH, P., SZÉKELY, B., TIMÁR, G., TÓTH, L. & TÓTH, T. 2006a: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térkép-sorozat és magyarázó. — *Magyar Geofizika* **47/4**, 133–137.
- HORVÁTH, F., BADA, G., HORVÁTH, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006b: Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. — *Geological Society, London, Memoirs* **321**, 191–206. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.11>
- HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. — *Geothermics* **53**, 328–352. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- HUANG, H.-H., LIN, F.-C., SCHMANDT, B., FARRELL, J., SMITH, R. B. & TSAI, V. C. 2015: The Yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust. — *Science* **348/6236**, 773–776. <https://doi.org/10.1126/science.aaa5648>
- ISMAIL-ZADEH, A., SCHUBERT, G., TSEPELEV, I. & KOROTKII, A. 2008: Thermal evolution and geometry of the descending lithosphere beneath the SE-Carpathians: An insight from the past. — *Earth and Planetary Science Letters* **273/1**, 68–79. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.012>

- ISMAIL-ZADEH, A., MATENCO, L., RADULIAN, M., CLOETINGH, S. & PANZA, G. 2012: Geodynamics and intermediate-depth seismicity in Vrancea (the south-eastern Carpathians): Current state-of-the art. — *Tectonophysics* **530–531**, 50–79. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.016>
- JANKOVICS, M. É., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., KISS, B., SÁGI, T., HARANGI, S. & NTAFLÓS, T. 2013: Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. — *Bulletin of Volcanology* **75**, 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0749-7>
- JANKOVICS, M. É., HARANGI, S., NÉMETH, K., KISS, B. & NTAFLÓS, T. 2015: A complex magmatic system beneath the Kissomlyó monogenetic volcano (western Pannonian Basin): evidence from mineral textures, zoning and chemistry. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **301**, 38–55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.04.010>
- JANKOVICS, M. É., TARACSAK, Z., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., BATKI, A., HARANGI, S. & HAUZENBERGER, C. A. 2016: Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: Implications from trace element characteristics. — *Lithos* **262**, 120–134. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.030>
- JANKOVICS, M. É., SÁGI, T., ASTBURY, R. L., PETRELLI, M., KISS, B., UBIDE, T., NÉMETH, K., NTAFLÓS, T. & HARANGI, S. 2019: Olivine major and trace element compositions coupled with spinel chemistry to unravel the magmatic systems feeding monogenetic basaltic volcanoes. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **369**, 203–223. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.027>
- JEAN, M. M., HANAN, B. B. & SHERVAIS, J. W. 2014: Yellowstone hotspot–continental lithosphere interaction. — *Earth and Planetary Science Letters* **389**, 119–131. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.012>
- JUGOVICS, L. 1937: A Sághegy felépítése és vulkanológiai viszonyai. — *M. Tud. Akad. Math. Term. tud. Ért.* **56**, 1214–1235.
- JUGOVICS, L. 1969: A dunántúli bazalt és bazalttufa területek. — *Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről*, 75–82.
- KARÁTSÓN, D. 1995: Ignimbrite formation, resurgent doming and dome collapse activity in the Miocene Börzsöny Mountains, North Hungary. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 107–117.
- KARÁTSÓN, D., MÁRTON, E., HARANGI, S., JÓZSA, S., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z., KOVÁCSVÖLGYI, S., SZAKMÁNY, G. & DULAI, A. 2000: Volcanic evolution and stratigraphy of the Miocene Börzsöny Mountains, Hungary: an integrated study. — *Geologica Carpathica* **51/5**, 325–343.
- KARÁTSÓN, D., CSONTOS, L., HARANGI, S., SZÉKELY, B. & KOVÁCSVÖLGYI, S. 2001: Volcanic successions and the role of destructional events in the Western Mátra Mountains, Hungary: implications for the volcanic structures. — *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **2**, 79–92. <https://doi.org/10.3406/morfo.2001.1092>
- KARÁTSÓN, D., OLÁH, I., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E., HARANGI, S., DULAI, A., ZELENKA, T. & KÓSIK, S. 2007: Miocene volcanism in the Visegrád Mountains, Hungary: an integrated approach to regional stratigraphy. — *Geologica Carpathica* **58/6**, 541–563.
- KLÉBESZ, R., HARANGI, S. & NTAFLÓS, T. 2009: A balatonmáriai ultrakáli trachandezit petrogenézise. — *Földtani Közöny* **139/3**, 237–250.
- KNAPP, J. H., KNAPP, C. C., RAILEANU, V., MATENCO, L., MOCANU, V. & DINU, C. 2005: Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental lithospheric delamination. — *Tectonophysics* **410/1**, 311–323. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.020>
- KOGISO, T. & HIRSCHMANN, M. M. 2006: Partial melting experiments of bimineralic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. — *Earth and Planetary Science Letters* **249/3**, 188–199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.016>
- KOGISO, T., HIRSCHMANN, M. M. & FROST, D. J. 2003: High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. — *Earth and Planetary Science Letters* **216/4**, 603–617. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00538-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00538-7)
- KOGISO, T., HIRSCHMANN, M. & PERTERMANN, M. 2004: High-pressure Partial Melting of Mafic Lithologies in the Mantle. — *Journal of Petrology* **45**, <https://doi.org/10.1093/petrology/egh057>
- KONEČNÝ, V. & SLÁVIK, J. 1974: Tectonic background of Miocene volcanism in the West Carpathians. — In: MAHEL, M. (ed.): *Tectonics of the Carpathian–Balkan regions*. 138–144.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J. & HOJSTRICOVÁ, V. 1995a: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 63–78.
- KONEČNÝ, V., LEXA, J., BALOGH, K. & KONEČNÝ, P. 1995b: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 167–171.
- KONEČNÝ, V., KOVÁČ, M., LEXA, J. & ŠEFARA, J. 2002: Neogene evolution of the Carpatho–Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **1**, 105–123. <https://doi.org/10.5194/smsps-1-105-2002>
- KOPPERS, A. P. 2011: Mantle plumes persevere. — *Nature Geoscience* **4**, 816. <https://doi.org/10.1038/ngeo1334>
- KOVACS, M., SEGHEDI, I., YAMAMOTO, M., FÜLÖP, A., PÉCSKAY, Z. & JURJE, M. 2017: Miocene volcanism in the Oaş–Gutâi Volcanic Zone, Eastern Carpathians, Romania: Relationship to geodynamic processes in the Transcarpathian Basin. — *Lithos* **294–295**, 304–318. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.027>
- KOVÁCS, I. & SZABÓ, Cs. 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. — *Journal of Geodynamics* **45/1**, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.06.002>
- KOVÁCS, I., CSONTOS, L., SZABÓ, Cs., BALI, E., FALUS, G., BENEDEK, K., ZAJACZ, Z. 2007: Paleogene–early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine–Carpathian–Pannonian–Dinaric region: An integrated approach. — In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds): Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. *Geological Society of America Special Papers* **418**, 93–112.
- KOVÁCS I., FALUS G., STUART G., HIDAS K., SZABÓ Cs., FLOWER M., HEGEDÜS E., POSGAY K., ZILÁHI-SEBESS L. & FANCSIK T. 2011: Asztenoszféra-áramlás mint a terciér kilöködés és extenzió hajtóereje? — *Magyar Geofizika* **52/2**, 79–87.

- KOVÁCS, I., FALUS, G., STUART, G., HIDAS, K., SZABÓ, C., FLOWER, M. F. J., HEGEDŰS, E., POSGAY, K. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2012a: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? — *Tectonophysics* **514–517**, 168–179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022>
- KOVÁCS, I., GREEN, D., ROSENTHAL, A., HERMANN, J., O'NEILL, H., HIBBERSON, W. & UDVARDI, B. 2012b: An Experimental Study of Water in Nominally Anhydrous Minerals in the Upper Mantle near the Water-saturated Solidus. — *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egs044>
- KRAINER, B. 1987: Sedimentation und Shoshonit von Weitendorf, Badenian, Steirisches Becken. — *Mitteilungen Österreichische Geologische Gesellschaft* **80**, 143–156.
- KUBOVICS I. 1963: Az ÉNy-i Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai. — *Földtani Közlöny* **93**, 466–480.
- KUBOVICS I. & PANTÓ G. 1970: *Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 302 p.
- KURAT, G., EMBEY-ISZTIN, A., KRACHER, A. & SCHARBERT, H. G. 1991: The upper mantle beneath Kapfenstein and the Transdanubian volcanic region, E Austria and W Hungary: A comparison. — *Mineralogy and Petrology* **44/1**, 21–38. <https://doi.org/10.1007/BF01167098>
- KUSHIRO, I. 1983: On the lateral variations in chemical composition and volume of quaternary volcanic rocks across Japanese arcs. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **18/1**, 435–447. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90019-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90019-7)
- KUTHAN, M. 1967: Young volcanic rocks of the Carpathians in Slovakia. — In: MAHEL, M. & BUDAY, T. (eds): *Regional geology of Czechoslovakia. Part II — The West Carpathians*, 628–667.
- LANGMUIR, C. H. & FORSYTH, D. W. 2007: Mantle Melting Beneath Mid-Ocean Ridges. — *Oceanography* **20**, 78–89. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2007.82>
- LAUMONIER, M., KARAKAS, O., BACHMANN, O., GAILLARD, F., LUKÁCS, R., SEGHEDI, I., MENAND, T. & HARANGI, S. 2019: Evidence for a persistent magma reservoir with large melt content beneath an apparently extinct volcano. — *Earth and Planetary Science Letters* **521**, 79–90. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.06.004>
- LAY, T., WILLIAMS, Q. & GARNERO, E. J. 1998: The core–mantle boundary layer and deep Earth dynamics. — *Nature* **392/6675**, 461–468. <https://doi.org/10.1038/33083>
- LEEMAN, W. P., ANNEN, C. & DUFEK, J. 2008: Snake River Plain – Yellowstone silicic volcanism: implications for magma genesis and magma fluxes. — *Geological Society, London, Special Publications* **304/1**, 235–259. <https://doi.org/10.1144/sp304.12>
- LENGYEL E. 1926: Petrogenetikai megfigyelések a Pilisszentlászló környéki andeziteken. — *Földtani Közlöny* **55**, 118–127.
- LENGYEL E. 1951: A dunazug-hegységi andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. — *Földtani Közlöny* **81**, 119–130.
- LENGYEL E. 1953: A Dunazug-hegység andezitterületének felépítése. — *MÁFI Évi Jelentése 1951-ről*, 17–29.
- LENKEY, L., P. D., HORVATH, F. & A. P. L. CLOETINGH, S. 2002: Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. — *Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 29–40. <https://doi.org/10.5194/smsps-3-29-2002>
- LEXA, J. & KONEČNÝ, V. 1974: The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **18**, 279–294.
- LEXA, J. & KONEČNÝ, V. 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. — In: RAKÚS, M. (ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians*. Geologická služba SR, Bratislava, 219–240.
- LEXA, J., KONEČNÝ, V., KONEČNÝ, M. & HOJSTRICOVA, V. 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a case. — In: RAKÚS, M. & VOZÁR, J. (szerk.): *Geodynamicky model a hlbinná stavba Západných Karpát*. Geologický ústav Dionyza Stura, Bratislava, 57–69.
- LEXA, J., SEGHEDI, I., NÉMETH, K., SZAKÁCS, A., KONEČNÝ, V., PÉCSKAY, Z., FÜLÖP, A. & KOVACS, M. 2010: Neogene–Quaternary Volcanic forms in the Carpathian–Pannonian Region: a review. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 207–270. <https://doi.org/10.2478/v10085-010-0024-5>
- LIPMAN, P. W. & BACHMANN, O. 2015: Ignimbrites to batholiths: Integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data. — *Geosphere* **11/3**, 705–743. <https://doi.org/10.1130/ges01091.1>
- LUKÁCS, R., CZUPPON, G., HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., NTAFLÓS, T. & KOLLER, F. 2002: Silicate melt inclusions in ignimbrites, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary — texture and geochemistry. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4**, 341–358. <https://doi.org/10.1556/AGeol.45.2002.4.2>
- LUKÁCS, R., HARANGI, SZ., NTAFLÓS, T. & MASON, P. R. D. 2005: Silicate melt inclusions in the phenocrysts of the Szomolya Ignimbrite, Bükkalja Volcanic Field (Northern Hungary): Implications for magma chamber processes. — *Chemical Geology* **223**, 46–67. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.013>
- LUKÁCS R., HARANGI SZ., NTAFLÓS T., KOLLER F. & PÉCSKAY Z. 2007: A Bükkalján megjelenő felső riolituffaszint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrit egység. — *Földtani Közlöny* **137/4**, 487–514.
- LUKÁCS, R., HARANGI, SZ., MASON, P. R. D. & NTAFLÓS, T. 2009: Bimodal pumice populations in the 13.5 Ma Harsány ignimbrite, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary: Syn-eruptive mingling of distinct rhyolitic magma batches? — *Central European Geology* **52**, 51–72. <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.1.4>
- LUKÁCS, R., HARANGI, SZ., BACHMANN, O., GUILLONG, M., DANIŠÍK, M., BURET, Y., VON QUADT, A., DUNKL, I., FODOR, L., SLIWINSKI, J., SOÓS, I. & SZEPESI, J. 2015: Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **170/5**, p. 52. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1206-8>
- LUKÁCS, R., HARANGI, SZ., GUILLONG, M., BACHMANN, O., FODOR, L., BURET, Y., DUNKL, I., SLIWINSKI, J., VON QUADT, A., PEYTCHEVA, I. & ZIMMERER, M. 2018: Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. — *Earth-Science Reviews* **179**, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.005>
- MARSH, B. D. & CARMICHAEL, I. S. E. 1974: Benioff zone magmatism. — *Journal of Geophysical Research* **79/8**, 1196–1206. <https://doi.org/10.1029/JB079i008p01196>

- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica series Geologica* **26**, 1–192 p.
- MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41/4**, 467–476.
- MÁRTON, E., ZELENKA, T. & MÁRTON, P. 2007: Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts and their forelands. — *Central European Geology* **50**, 47–57. <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.50.2007.1.4>
- MASON, P. R. D., DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & THIRLWALL, M. F. 1995: Low-pressure evolution of magmas from the Calimani, Gurgiu and Hargita Mountains, East Carpathians. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 43–52.
- MASON, P. R. D., DOWNES, H., THIRLWALL, M. F., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., LOWRY, D. & MATTEY, D. 1996: Crustal Assimilation as a Major Petrogenetic Process in the East Carpathian Neogene and Quaternary Continental Margin Arc, Romania. — *Journal of Petrology* **37/4**, 927–959. <https://doi.org/10.1093/ptetrology/37.4.927>
- MASON, P. R. D., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & DOWNES, H. 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **297/1**, 157–176. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00167-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00167-X)
- MATENCO, L., BERTOTTI, G., LEEVER, K., CLOETINGH, S., SCHMID, S., TĂRĂPOANCĂ, M. & DINU, C. 2007: Large-scale deformation in a locked collisional boundary: interplay between subsidence and uplift, intraplate stress, and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution. — *Tectonics* **26/TC4011**. <https://doi.org/10.1029/2006tc001951>
- MAURITZ B. 1909: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. — *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* **30/4**, 133–247.
- MAURITZ B. 1948: A dunántúli bazaltok kőzetkémi viszonyai. — *Földtani Közöny* **78**, 134–169.
- MAURITZ B. & HARWOOD, H. F. 1973: A celldömölki Sághegy bazaltos kőzete. — *M. Tud. Akad. Math. Term. tud. Ért.* **55**, 938–958.
- MCBIRNEY, A. R. 1969: Compositional variations in Cenozoic calc-alkaline suites of Central America. — *Oregon Dept. geol. Mineral. Ind. Bull.* **65**, 185–189.
- MCKENZIE, D. P. 1966: The viscosity of the lower mantle. — *Journal of Geophysical Research* **71/16**, 3995–4010. <https://doi.org/10.1029/JZ071i016p03995>
- MCKENZIE, D. 1989: Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **95/1**, 53–72. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90167-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90167-2)
- MCKENZIE, D. P. & PARKER, R. L. 1967: The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. — *Nature* **216/5122**, 1276–1280. <https://doi.org/10.1038/2161276a0>
- MILLER, C. F. & WARK, D. A. 2008: Supervolcanoes And Their Explosive Supereruptions. — *Elements* **4/1**, 11–15. <https://doi.org/10.2113/gselements.4.1.11>
- MOLNÁR, K., HARANGI, S., LUKÁCS, R., DUNKL, I., SCHMITT, A. K., KISS, B., GARAMHEGYI, T. & SEGHEDI, I. 2018: The onset of the volcanism in the Ciomadul Volcanic Dome Complex (Eastern Carpathians): Eruption chronology and magma type variation. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **354**, 39–56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.01.025>
- MOLNÁR, K., LUKÁCS, R., DUNKL, I., SCHMITT, A. K., KISS, B., SEGHEDI, I., SZEPESI, J. & HARANGI, S. 2019: Episodes of dormancy and eruption of the Late Pleistocene Ciomadul volcanic complex (Eastern Carpathians, Romania) constrained by zircon geochronology. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **373**, 133–147. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.025>
- MORGAN, W. J. 1971: Convection Plumes in the Lower Mantle. — *Nature* **230/5288**, 42–43. <https://doi.org/10.1038/230042a0>
- MORGAN, L. A. & MCINTOSH, W. C. 2005: Timing and development of the Heise volcanic field, Snake River Plain, Idaho, western USA. — *Geological Society of America Bulletin* **117/3-4**, 288–306. <https://doi.org/10.1130/B25519.1>
- MVM Paks II Zrt. 2016: Telephely Biztonsági Jelentés II/5 fejezet. — [https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=2ahUKEwiL3p\\_zuItkAhVqhosKHUufB2IQFjAAegQIBRAC&url=http%3A%2F%2Fwww.paks2.hu%2Fhu%2FKozerdeku%2FKozerdekuDokumentumok%2Ftelephelyengedelyezes%2Ftelephely\\_engedelyezes%2FDocuments%2FTBJ\\_2k\\_5f.pdf&usq=AOvVawOM8WDQze3RR\\_Ed6BLQwNUL](https://www.google.com/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=2ahUKEwiL3p_zuItkAhVqhosKHUufB2IQFjAAegQIBRAC&url=http%3A%2F%2Fwww.paks2.hu%2Fhu%2FKozerdeku%2FKozerdekuDokumentumok%2Ftelephelyengedelyezes%2Ftelephely_engedelyezes%2FDocuments%2FTBJ_2k_5f.pdf&usq=AOvVawOM8WDQze3RR_Ed6BLQwNUL) (2019. augusztusi elérés).
- NELSON, D. R. 1992: Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. — *Lithos* **28/3**, 403–420. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90016-R](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90016-R)
- NEMČOK, M. & LEXA, J. 1990: Evolution of the Basin and Range structure around the Ziar Mountain Range. — *Geologica Carpathica* **41**, 229–258.
- NEMČOK, M., POSPISIL, L., LEXA, J. & DONELICK, R. A. 1998: Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian–Pannonian region. — *Tectonophysics* **295/3**, 307–340. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00092-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00092-4)
- NÉMETH, K. 2010: Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. — In: CAÑÓN-TAPIA, E. & SZAKÁCS, A. (eds): What Is a Volcano? *Special Paper of the Geological Society of America*, 43–66.
- NIU, Y. 1997: Mantle Melting and Melt Extraction Processes beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites. — *Journal of Petrology* **38/8**, 1047–1074. <https://doi.org/10.1093/ptetroj/38.8.1047>
- NIU, Y. 2005: On the great plume debate. — *Chinese Science Bulletin* **50/15**, 1537–1540. <https://doi.org/10.1360/982005-1156>
- NOSZKY J. 1936: Adatok az északi és középső Cserhát geológiai felépítéséhez. — *Jelentés az 1936. évi reambulációs felvételről*.
- OLSON, P., SCHUBERT, G. & ANDERSON, C. 1987: Plume formation in the D-layer and the roughness of the core–mantle boundary. — *Nature* **327/6121**, 409–413. <https://doi.org/10.1038/327409a0>
- PÁLFY, J., MUNDIL, R., RENNE, P. R., BERNOR, R. L., KORDOS, L. & GASPARIK, M. 2007: U–Pb and 40Ar/39Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implications. — *Earth and Planetary Science Letters* **258/1**, 160–174. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.029>
- PAMIĆ, J., BELAK, M. & SLOVENEC, D. 1992: Donjomiocenski trahiandeziti (sostoniti) Krndije u Slavoniji (sjeverna Hrvatska). — *Rad Hrvatske akademije znanosti* **26**, 27–47.



- PAMIĆ, J. J., MCKEE, E. H., BULLEN, T. D. & LANPHERE, M. A. 1995: Tertiary Volcanic Rocks from the Southern Pannonian Basin, Croatia. — *International Geology Review* **37/3**, 259–283. <https://doi.org/10.1080/00206819509465404>
- PANAIOU, C. G., JICHA, B. R., SINGER, B. S., ȚUGUI, A., SEGHEDI, I., PANAIOU, A. G. & NECULA, C. 2013:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology and paleomagnetism of Quaternary basaltic lavas from the Perșani Mountains (East Carpathians). — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **221**, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.06.007>
- PÁNISOVÁ, J., BALÁZS, A., ZALAI, Z., BIELIK, M., HORVÁTH, F., HARANGI, S., SCHMIDT, S. & GÖTZE, H.-J. 2018: Intraplate volcanism in the Danube Basin of NW Hungary: 3D geophysical modelling of the Late Miocene Pásztori volcano. — *International Journal of Earth Sciences* **107/5**, 1713–1730. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1567-5>
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrit-kérdés. — *MTA Műsz. Oszt. Közl.* **29**, 1–4.
- PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — *Acta Geologica* **3–4**, 307–331.
- PANTÓ, G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. — *Bulletin Volcanologique* **25/1**, 175–181. <https://doi.org/10.1007/bf02596549>
- PANTÓ, G. 1964: Az ignimbrit vulkánosság újabb kérdései. — *Földtani Közlemények* **94**, 313–323.
- PANTÓ, G. 1969: Cenozoic volcanism in Hungary. — *Guide to excursion 40 C, the 23rd session, Int. Geol. Congr., Prague.*
- PANTÓ, G. 1981: Rare earth element geochemical pattern of the Cenozoic volcanism in Hungary. — *Earth Evolution Sciences* **3–4**, 249–256.
- PECCERILLO, A. 2005: *Plio-Quaternary Volcanism in Italy*. — Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONECNY, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKI-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ZEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7**, 15–28.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., BALOGH, K., KONECNY, V., ZELENKA, T., KOVACS, M., PÓKA, T., FULOP, A., MÁRTON, E., PANAIOU, C. & CVETKOVIC, V. 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. — *Geologica Carpathica* **57/6**, 511–530.
- PERESSON, H. & DECKER, K. 1997: Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E–W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. — *Tectonics* **16/1**, 38–56. <https://doi.org/10.1029/96tc02730>
- PERTERMANN, M. & HIRSCHMANN, M. M. 2003: Anhydrous Partial Melting Experiments on MORB-like Eclogite: Phase Relations, Phase Compositions and Mineral–Melt Partitioning of Major Elements at 2–3 GPa. — *Journal of Petrology* **44/12**, 2173–2201. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg074>
- PETRIK, A., BEKE, B., FODOR, L. & LUKÁCS, R. 2016: Cenozoic structural evolution of the southwestern Bükk Mts. and the southern part of the Darnó Deformation Belt (NE Hungary). — *Geologica Carpathica* **67/1**, 83–104. <https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0005>
- PETRIK, A., FODOR, L., BEREZKI, L., KLEMBALA, Z., LUKÁCS, R., BARANYI, V., BEKE, B. & HARANGI, S. 2019: Variation in style of magmatism and emplacement mechanism induced by changes in basin environments and stress fields (Pannonian Basin, Central Europe). — *Basin Research* **31**, 380–404. <https://doi.org/10.1111/bre.12326>
- PÓKA, T. 1968: An undifferentiated stratovolcanic marginal facies of the Intra-Carpathian volcanic girdle (Cserhát Hills). — *Ann. Univ. Sci.* **10**, 37–47.
- PÓKA, T. 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem* **45**, 257–277.
- POPA, M., RADULIAN, M., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & ZAHARIA, B. 2012: New Seismic and Tomography Data in the Southern Part of the Harghita Mountains (Romania, Southeastern Carpathians): Connection with Recent Volcanic Activity. — *Pure and Applied Geophysics* **169/9**, 1557–1573. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0428-6>
- PRELEVIĆ, D., FOLEY, S. F., ROMER, R. L., CVETKOVIĆ, V. & DOWNES, H. 2005: Tertiary Ultrapotassic Volcanism in Serbia: Constraints on Petrogenesis and Mantle Source Characteristics. — *Journal of Petrology* **46/7**, 1443–1487. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi022>
- QORBANI, E., BOKELMANN, G., KOVÁCS, I., HORVÁTH, F. & FALUS, G. 2016: Deformation in the asthenospheric mantle beneath the Carpathian-Pannonian Region. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121/9**, 6644–6657. <https://doi.org/10.1002/2015jb012604>
- RĂDULESCU, D. P. & SĂNDULESCU, M. 1973: The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. — *Tectonophysics* **16/3**, 155–161. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90010-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90010-3)
- RAVASZ, Cs. 1987: Neogene volcanism in Hungary. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **70**, 275–279.
- ROCHOLL, A., SCHALTEGGER, U., GILG, H. A., WIJBRANS, J. & BÖHME, M. 2018: The age of volcanic tuffs from the Upper Freshwater Molasse (North Alpine Foreland Basin) and their possible use for tephrostratigraphic correlations across Europe for the Middle Miocene. — *International Journal of Earth Sciences* **107/2**, 387–407. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1499-0>
- ROMAN, C. 1970: Seismicity in Romania — Evidence for the Sinking Lithosphere. — *Nature* **228/5277**, 1176–1178. <https://doi.org/10.1038/2281176a0>
- ROSU, E., SEGHEDI, I., DOWNES, H., ALDERTON, D. H. M., SZAKÁCS, A., PÉCSKAY, Z., PANAIOU, C., PANAIOU, C. E. & NEDELICU, L. 2004: Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. — *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology* **84/1**, 153–172.
- ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. 1988: The Pannonian Basin. — *AAPG Memoir* **45**, 394 p.
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. & BURCHFIELD, B. C. 1982: Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. — *GSA Bulletin* **93/8**, 717–725. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<717:tfeasi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<717:tfeasi>2.0.co;2)
- ROYDEN, L., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1983a: Evolution of the Pannonian Basin System: 1. Tectonics. — *Tectonics* **2/1**, 63–90. <https://doi.org/10.1029/TC002i001p00063>

- ROYDEN, L., HORVÁTH, F., NAGYMAROSY, A. & STEGENA, L. 1983b: Evolution of the Pannonian Basin System: 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* **2/1**, 91–137. <https://doi.org/10.1029/TC002i001p00091>
- SÁGI T., JANKOVICS M. É., KISS B., NTAFLÓS, T. & HARANGI Sz. 2018: Új módszer alkáli bazaltos magmák olivin- és klinopiroxén-frakcionációjának modellezésére. — *Földtani Közlemény* **148**, 273–292. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.3.273>
- SALTERS, V. J. M., HART, S. R. & PANTÓ, G. 1988: Origin of Late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian arc, Hungary. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin. *AAPG Memoir* **45**, 279–292.
- SCHARBERT, H. G., POULTIDIS, C., HÖLLER, H., KOLMER, H. & WIRSCHING, U. 1981: Vulkanite in Raume Burgenland-Oststeiermark. — *Fortschr. Miner.* **59**, 69–88.
- SCHMINCKE, H. U. 2004: *Volcanism*. — Springer, 324 p.
- SCHOLZ, C. H., BARAZANGI, M. & SBAR, M. L. 1971: Late Cenozoic Evolution of the Great Basin, Western United States, as an Ensialic Interarc Basin. — *GSA Bulletin* **82/11**, 2979–2990. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[2979:lceotg\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[2979:lceotg]2.0.co;2)
- SEGHEDI, I. & DOWNES, H. 2011: Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. — *Gondwana Research* **20/4**, 655–672. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.009>
- SEGHEDI, I. & SZAKÁCS, A. 1994: The Upper Pliocene–Pleistocene effusive and explosive basaltic volcanism from the Perşani Mountains. — *Rom. J. Petrology* **76**, 101–107.
- SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., UDRESCU, C., STOIAN, M. & GRABARI, G. 1987: Trace element geochemistry of the south Harghita volcanics (East Carpathians): Calc-alkaline and shoshonitic associations. — *D.S. Inst. Geol. Geofiz* **72–73/1**, 381–397.
- SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & MASON, P. R. D. 1995: Petrogenesis and magmatic evolution in the East Carpathian Neogene volcanic arc (Romania). — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 135–143.
- SEGHEDI, I., BALINTONI, I. & SZAKÁCS, A. 1998: Interplay of tectonics and Neogene post-collisional magmatism in the Intracarpathian region. — *Lithos* **45/1**, 483–497. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00046-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00046-2)
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., PÉCSKAY, Z., THIRLWALL, M. F., SZAKÁCS, A., PRYCHODKO, M. & MATTEY, D. 2001: Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. — *Lithos* **57/4**, 237–262. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00042-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00042-1)
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P. R. D., THIRLWALL, M. F., ROŞU, E., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E. & PANAIOTU, C. 2004a: Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. — *Lithos* **72/3**, 117–146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., VASELLI, O., SZAKÁCS, A., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 2004b: Post-collisional Tertiary–Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian–Pannonian region: a review. — *Tectonophysics* **393/1**, 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.051>
- 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* **410/1**, 485–499. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.015>
- SEGHEDI, I., BOJAR, A.-V., DOWNES, H., ROŞU, E., TONARINI, S. & MASON, P. 2007: Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: An Sr–O–H isotopic study of the Apuseni Mountains neogene magmatic province, Romania. — *Chemical Geology* **245/1**, 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.027>
- SEGHEDI, I., NTAFLÓS, T. & PÉCSKAY, Z. 2008: The Gataia Pleistocene lamproite: a new occurrence at the southeastern edge of the Pannonian Basin, Romania. — *Geological Society, London, Special Publications* **293/1**, 83–100. <https://doi.org/10.1144/sp293.5>
- SEGHEDI, I., MATENCO, L., DOWNES, H., MASON, P. R. D., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2011: Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. — *Tectonophysics* **502/1**, 146–157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003>
- SEGHEDI, I., POPA, R.-G., PANAIOTU, C. G., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2016: Short-lived eruptive episodes during the construction of a Na-alkalic basaltic field (Perşani Mountains, SE Transylvania, Romania). — *Bulletin of Volcanology* **78/10**, (69), 16 p. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1063-y>
- SEGHEDI, I., MIREA, V., POPA, R.-G. & SZAKÁCS, A. 2019: Tectono-magmatic characteristics of post-collisional magmatism: Case study East Carpathians, Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic range. — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **293**, 106270. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106270>
- ŞENGÜL-ULUOCAK, E., PYSKLYWEC, R. N., GÖGÜŞ, O. H. & ULUGERGERLI, E. U. 2019: Multidimensional Geodynamic Modeling in the Southeast Carpathians: Upper Mantle Flow-Induced Surface Topography Anomalies. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **20/7**, 3134–3149. <https://doi.org/10.1029/2019gc008277>
- ŠIMON, L. & HALOUZKA, R. 1996: Pútikov vrsok volcano - the youngest volcano in the Western Carpathians. — *Slovak Geological Magazine* **2**, 103–123.
- ŠIMON, L. & MAGLAY, J. 2005: Dating of sediments underlying the Putikov vřšok volcano lava flow by the OSL method. — *Mineralia Slovaca* **37**, 279–281.
- 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* **113/2**, 143–166. <https://doi.org/10.1007/bf00283225>
- SMITH, I. E. M. & NÉMETH, K. 2017: Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. — *Geological Society, London, Special Publications* **446/1**, 1–28. <https://doi.org/10.1144/sp446.14>
- SOBOLEV, A. V., HOFMANN, A. W., SOBOLEV, S. V. & NIKOGOSIAN, I. K. 2005: An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. — *Nature* **434/7033**, 590–597. <https://doi.org/10.1038/nature03411>
- 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. & TEKLY, M. 2007: The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. — *Science* **316/5823**, 412–417. <https://doi.org/10.1126/science.1138113>
- SONG, W., YU, Y., SHEN, C., LU, F. & KONG, F. 2019: Asthenospheric flow beneath the Carpathian-Pannonian region: Constraints from shear wave splitting analysis. — *Earth and Planetary Science Letters* **520**, 231–240. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.045>
- SPERNER, B., LORENZ, F., BONJER, K., HETTEL, S., MÜLLER, B. & WENZEL, F. 2001: Slab break-off – abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania). — *Terra Nova* **13/3**, 172–179. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00335.x>
- SPERNER, B., RATSCHBACHER, L. & NEMČOK, M. 2002: Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians. — *Tectonics* **21/6**, 1–24. <https://doi.org/10.1029/2001tc901028>
- SPERNER, B., IOANE, D. & LILLIE, R. J. 2004: Slab behaviour and its surface expression: new insights from gravity modelling in the SE-Carpathians. — *Tectonophysics* **382/1**, 51–84. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.008>
- STEGENA L. 1967: A Magyar medence kialakulása. — *Földtani Közlöny* **97**, 278–285.
- STEGENA L. 1972: Lemeztektónika, Tethys és a Magyar-medence. — *Földtani Közlöny* **102**, 280–300.
- STEGENA, L., HORVÁTH, F. & ÁDÁM, A. 1971: Spreading Tectonics investigated by Magnetotelluric Anisotropy. — *Nature* **231/5303**, 442–443. <https://doi.org/10.1038/231442a0>
- STEGENA, L., GÉCZY, B. & HORVÁTH, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **26/1**, 71–90. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90114-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90114-6)
- SZABÓ J. 1894: Típuskeveredések a dunai trachytsoportban. — *Földtani Közlöny* **24**, 169–177.
- SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. — *Tectonophysics* **208/1**, 243–256. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz., VASELLI, O. & DOWNES, H. 1995: Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpatho-Pannonian Region. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 231–239.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1971: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az élet fejlődésével. Alkalmazások a Kárpát Pannon Dinarid területre. — *MTA X. osztály Közleményei* **4**, 3–71.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1973: A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. — *Földtani Közlöny* **103**, 224–244.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1974: A módszeres szubdukcióvizsgálat a hasznosítható telepek kutatásának szolgálatában. — *Földtani Kutatás* **17/3**, 1–10.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. & PÉCSKAY, Z. 1993: Peculiarities of South Hargitha Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. — *Rev. Roum. Geol.* **37**, 21–37.
- SZEDERKÉNYI, T. 1980: Petrological and geochemical character of the Bár basalt, Baranya county, South Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged* **24**, 235–244.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1957: Adatok a dunántúli medence harmadkori vulkánosságához. — *Földtani Közlöny* **87**, 63–68.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1964: Propilitesedés és kálimesaszomatózis Tokaji-hegységi vizsgálatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **94**, 409–421.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1970: *Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 266 p.
- SZYMANOWSKI, D., ELLIS, B. S., BACHMANN, O., GUILLONG, M. & PHILLIPS, W. M. 2015: Bridging basalts and rhyolites in the Yellowstone-Snake River Plain volcanic province: The elusive intermediate step. — *Earth and Planetary Science Letters* **415**, 80–89. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.041>
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208/1**, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90345-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90345-7)
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., DUNKL, I., LENKEY, L., STEFANESCU, M., HORVÁTH, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian Basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SERRANE, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society, London, Special Publication* **156**, 215–250.
- TATSUMI, Y. 1986: Formation of the volcanic front in subduction zones. — *Geophysical Research Letters* **13/8**, 717–720. <https://doi.org/10.1029/GL013i008p00717>
- THOMPSON, R. N., LEAT, P. T., DICKIN, A. P., MORRISON, M. A., HENDRY, G. L. & GIBSON, S. A. 1990: Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U.S.A. — *Earth and Planetary Science Letters* **98/2**, 139–153. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90055-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90055-3)
- VINE, F. J. & MATTHEWS, D. H. 1963: Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges. — *Nature* **199/4897**, 947–949. <https://doi.org/10.1038/199947a0>
- VINKLER, A. P., HARANGI, S., NTAFLÓS, T. & SZAKÁCS, A. 2007: A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata: petrogenetikai következtetések. — *Földtani Közlöny* **137/1**, 103–128.
- WADATI, K. 1928: Shallow and deep earthquakes. — *Geophysical Magazine* **1**, 162–202.
- WANG, K., PLANK, T., WALKER, J. D. & SMITH, E. I. 2002: A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **107/B1**, ECV 5-1-ECV 5-21. <https://doi.org/10.1029/2001jb000209>
- WARD, K. M., ZANDT, G., BECK, S. L., CHRISTENSEN, D. H. & MCFARLIN, H. 2014: Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. — *Earth and Planetary Science Letters* **404**, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022>
- WARD, K. M., DELPH, J. R., ZANDT, G., BECK, S. L. & DUCEA, M. N. 2017: Magmatic evolution of a Cordilleran flare-up and its role in the creation of silicic crust. — *Scientific Reports* **7/1**, 9047. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-09015-5>
- WASHINGTON, H. S. 1906: The Roman comagmatic region. — *Carnegie Inst. Washington* **57**.

- WATTS, K. E., BINDEMAN, I. N. & SCHMITT, A. K. 2011: Large-volume Rhyolite Genesis in Caldera Complexes of the Snake River Plain: Insights from the Kilgore Tuff of the Heise Volcanic Field, Idaho, with Comparison to Yellowstone and Bruneau–Jarbridge Rhyolites. — *Journal of Petrology* **52/5**, 857–890. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr005>
- 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* **164/4**, 193–204. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009>
- WILSON, J. T. 1963: A possible origin of the Hawaiian Islands. — *Canadian Journal of Physics* **41/6**, 863–870. <https://doi.org/10.1139/p63-094>
- WILSON, M. 1989: *Igneous Petrogenesis*. — Unwin Hyman, London, 466 p.
- WILSON, M. & PATTERSON, R. 2001: Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary–Quaternary volcanic province of Western and Central Europe. — In: ERNST, R. E. & BUCHAN, K. L. (eds): *Manile Plumes: Their Identification Through Time*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 37–58.
- WILSON, C. J. N., ROGAN, A. M., SMITH, I. E. M., NORTHEY, D. J., NAIRN, I. A. & HOUGHTON, B. F. 1984: Caldera volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **89/B10**, 8463–8484. <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08463>
- WILSON, C. J. N. & ROWLAND, J. V. 2016: The volcanic, magmatic and tectonic setting of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, reviewed from a geothermal perspective. — *Geothermics* **59**, 168–187. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.06.013>
- WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2000: Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. — *Science* **290/5498**, 1910–1917. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910>
- WÖRNER, G., MAMANI, M. & BLUM-OESTE, M. 2018: Magmatism in the Central Andes. — *Elements* **14/4**, 237–244. <https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.237>
- WYLLIE, P. J. 1973: Experimental petrology and global tectonics —A preview. — *Tectonophysics* **17/3**, 189–209. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(73\)90002-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90002-4)
- WYLLIE, P. J. 1982: Subduction products according to experimental prediction. — *GSA Bulletin* **93/6**, 468–476. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<468:spatep>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<468:spatep>2.0.co;2)
- ZELENKA T. 1960: Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNy-i részén. — *Földtani Közlöny* **90/1**, 83–102.
- ZELENKA, T., BALÁZS, E., BALOGH, K., KISS, J., KOZÁK, M., NEMESI, L., PÉCSKAY, Z., PÜSPÖKI, Z., RAVASZ, C., SZÉKY-FUX, V. & UJFALUSSY, A. 2004: Buried Neogene volcanic structures in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **47/2**, 177–219.
- Kézirat beérkezett: 2019. 07. 02.