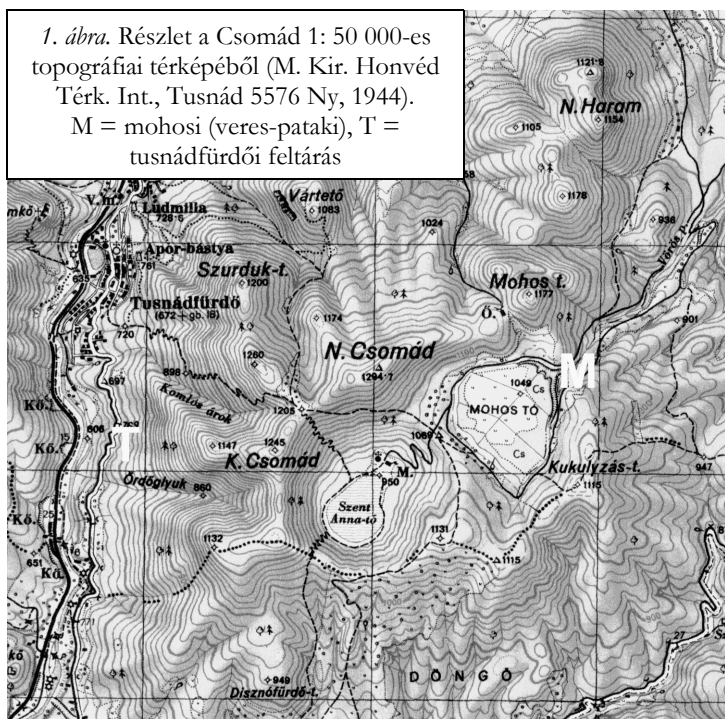


Bevezetés

A belső-kárpáti vulkáni vonulat geokronológiájának egyik, a nagyközönség számára is legérdekesebb kérdése a dél-hargitai, vonulatzáró Csomád vulkánossága. E tűzhányót – domborzati értelemben a Csomád-Büdös hegycsoportot, vulkanológiailag egy meredek, dácit lávadómcsoporthoz az Olt tusnádfürdői szorosának keleti oldalán – a XVIII. század végétől olyan formátumú tudósok tanulmányozták és ismertették, mint Herbich Ferenc, Orbán Balázs, Koch Antal és Cholnoky Jenő. A vulkán „fiatalos” formakincse, rétegtani megfigyelések, valamint a hegycsoport külső lejtőin és az Olt folyóteraszában talált ép vulkanikus bombák nyomán már a XIX-XX. század fordulóján megfogalmazódott a vulkánkitörések földtörténeti léptékben vett fiatalossága. CHOLNOKY (1922) például így fogalmazott: „ha a dús növényi takaró nem volna, szinte minden pillanatban várhatnók a kitörések megújulását”. Ennek a későbbiekben csak BÁNYAI JÁNOS (1964) mondott ellent, aki a csomádi kitörések idejét a pliocén végére helyezte. A környező, fiatal medenceüledékek és a vulkanitok rétegtani vizsgálata nyomán azonban PELTZ (1971) a Dél-Hargita – ezen belül annak vonulatzáró szakasza –

középső- vagy akár késő-pleisztocén korát javasolta.

Az 1980-as évektől a radiometrikus módszer alkalmazásával megállapítást nyert a vulkáni működés pontosabb kronológiája, a Hargita hegység plio-pleisztocén kora és ezen belül dél felé vulkánról vulkánra történt fiatalodása is (MICHAILOVA et al. 1983, PELTZ et al. 1987, PÉCSKAY et al. 1992, 1995, SZAKÁCS et al. 1993). A Csomádon a radiometrikus kormeg-



határozások egyértelműen igazolták, hogy a vulkán a maga késő-pleisztocén működésével a Kárpát-medence legfiatalabb vulkánja, amely egyszerre a K/Ar-módszeres mérési lehetőség legszélén vagy azon is túl van. A késő-pleisztocén kort az 1990-es évektől megkezdett radiokarbon-mérések is megerősítették (lásd alább), és

közvetett bizonyíték a mofetták (CO₂-kiáramlás) nagy száma, a térségben a környezetnél jóval magasabb hőáram, valamint a mikroszeizmikus aktivitás is, ami egyöntetűen még forró, aktív földképenre utal (vö. SZAKÁCS et al. 2002).

Mindezen új eredmények dacára, amint azt a következőkben részletesebben is bemutatom, ma sem tudunk rá egyértelmű választ adni, hogy a késő pleisztocénon belül pontosan mikor működött a Kárpátok e legfiatalabb vulkánja. Sajárt kutatásomban részben erre, részben arra a kérdésre kerestem a választ, hogy milyen jellegűek voltak az utolsó kitörések, hogyan függ össze a kitörések kronológiája a krátertavak feltöltődésével, szukcessziójával. Munkám során két kulcsfontosságú kőzetfeltárás részletes vulkanosedimentológiai vizsgálatát végeztem el, és – egy egyesült államokbeli együttműködésem nyomán – sikerült sort kerítenem a vulkán első Ar/Ar-módszerű kormeghatározására. Alábbiakban először összefoglalom a csomádi vulkanizmus menetét és geokronológiáját, majd röviden saját eredményeimet ismertetem. A vulkanológiai feldolgozás bővebb bemutatását lásd in: KARÁTSZON (2007).

A Csomád pleisztocén vulkánossága

A vonulatzáró Csomád korábbi – elsősorban kőzettani – vizsgálata után (KOCH 1900, HERMANN–VARGA 1950, SZÓKE 1963, LAZAR–ARGHIR 1964), JÁNOSI (1983) térképezésének eredményeit is felhasználva újabban SZAKÁCS–SEGHEDI (1986) és SZAKÁCS et al. (1993) foglalták össze a vulkánosság megszűnésének földtani körülményeit. Utóbbi két szerző megállapította, hogy a Csomád kőzeteit többségükben 63 % fölötti SiO₂- és 6 % fölötti összszalkália-tartalom jellemzi, aminek alapján e kőzetek káliumgazdag dácitok.

A csomádi vulkanizmus (1. ábra) az É-i részen lávadómok – Nagy- és Kis-Haram, Fű-Haram, Mohos-tető – felnyomulásával kezdődött (amfibolbiotit-dácitok: HERMANN–VARGA 1950, JÁNOSI 1983, SZAKÁCS–SEGHEDI 1986). A K/Ar-koradatok tanúsága szerint (1. táblázat) e dómok 0,85 (Kis-Haram: CASTA 1980), 0,59 (Nagy-Haram: PÉCSKAY et al. 1995) és kb. 0,2 Ma (Mohos-tetőtől É-ra, Vargyas-patak fölött: PÉCSKAY et al. 1992) között képződtek. E lávadómoknál valamivel idősebb DK felé a Bűdös-hegy (Puturosul) és a Bálványosvár két kisebb lávadóm-maradványa, részint kürtökítőltése (0,9–1,0 Ma: SZAKÁCS–SEGHEDI 1995, PÉCSKAY et al. 1995), amelyek kréta flisből (homokkőből) dugják ki fejüket. Az amfibolbiotit-dácit lávadómok mellett a későbbiekben a Csomád belső és Ny-i részén hasonló kőzetű, de általában piroxénnel kiegészülő lávadómok jelentek meg (amfibolbiotitpiroxén-dácitok: JÁNOSI 1983, SZAKÁCS–SEGHEDI 1986). Ez az előzőnél rendszerint keményebb kőzet a Vár-tető, Szurduk-tető, Nagy-Csomád (1301 vagy 1295 m), Kis-Csomád, Taca, Köves-Ponk, valamint – D felé, különállóan – a Nagy-hegyes és Nagy-Murgó magaslatait alkotja. A köves-ponki dácitból szeparált biotit koradata 0,56 Ma (PÉCSKAY et al. 1992), de igen valószínű, hogy e dómok is tágabb időintervallumban keletkeztek.

A vulkáni működés később kezdődő szakaszát heves robbanásos tevékenység jellemezte. A robbanásos kitörések során lerakódott horzsaköves tufarétegek a Csomád belsejét elfoglaló ikerkráter, a Szent Anna-tó és a Mohos-láp térségében bukkannak ki. Bár a robbanásos és a lávadóm-működéses szakasz sorrendje korábban nem volt egyértelmű (pl. a területről első korszerű vulkanológiai térképet közlő SZAKÁCS–SEGHEDI [1990] még a piroklasztitokat tartotta idősebbnek), azt már geomorfológiai alapon

sejteni lehetett, hogy legalábbis a belső lávadómoknál a kráterek később jöttek létre, mivel igen szabályos, kerekded permük elmetszi a lávadóm-formákat (KARÁTSÓN 1994).

Hely, mintaszám	Datált frakció	K/Ar- <i>kor</i> (Ma, ka)	Ar/Ar- <i>kor</i> (ka)	¹⁴ C- <i>kor</i> (a)	Forrás
Bálványos AM 13B	teljes kőzet	1,0±0,2			PÉCSKAY et al. 1995
Bálványos AM 13A	teljes kőzet	0,9±0,2			PÉCSKAY et al. 1995
Kis-Haram	teljes kőzet	0,85±??			CASTA 1980
Nagy-Haram AM 43A	teljes kőzet	0,59±0,2			PÉCSKAY et al. 1995
Köves Ponk AM 35	biotit (dácitból)	0,56±0,1			PÉCSKAY et al. 1992
Tusnádfürdő, tufabánya AM2	biotit (dácit lapilliból)	0,50±0,0			PÉCSKAY et al. 1995
" T4	biotit (horzsakőből)		474 ±49		KARÁTSÓN 2007
"	faszén			10,700±180 BP	JUVIGNÉ et al. 1994
"	faszén			>35,670 >35,520	MORIYA et al. 1996
"	szervesanyag paleotalajban			>35,770 >42,650	MORIYA et al. 1995
Veres-patak kijárata, M6	biotit (horzsa kőből)		270 ±20		KARÁTSÓN 2007
Mohos-tető É, Fűharamtól Ny-ra	teljes kőzet	221 ka 145 ka			PÉCSKAY et al. 1992
Sepsibükszád K, Zombor-p. völgye	faszén			27,040± 450 BP	VINKLER et al. 2007
Szent Anna-tó medre	juharfa mag			8,050±50BP	MAGYARI et al. 2006
Mohos-láp	tőzegréteg			7,610±70BP	JUVIGNÉ et al. 1994

1. táblázat. A Csomád eddig mért radiometrikus koradatai

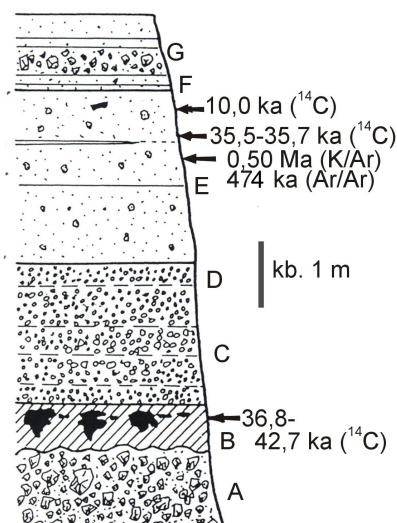
A kettős kráter eredetét, jellegét több szerző is értelmezte. BÁNYAI (1940) a K-ebbi Mohost és az eredeti Ny-i részt egy korábbi robbanás nagy mélyedéseként („kalderájaként”) feltételezte, amelyben később keletkezett a jóval mélyebb Szent Annatavi kráter. Tény, hogy a láppal kitöltött Mohos szintje 1050, a Szent Anna-tóé csak 950 m-en van. A szintkülönbséget többen azzal magyarázták, hogy a Mohost a Szent Anna-kráter utolsó kitörése(i) feltöltötték (pl. Szakács és Kristó szóbeli közlései in: KARÁTSÓN 1994; JUVIGNÉ et al. 1994). Sajnos, még ezt az egyszerűnek látszó kérdést sem olyan könnyű eldönteni, mivel mélyebb szintű fűrés a kráterekben nem történt, a feltárások száma kevés, ezek rétegsorai nehezen párhuzamosíthatók, és pontosabb leírásuk is csak a közelmúltban kezdődött meg (pl. VINKLER et al. [2007] révén, akik ráadásul rámutattak, hogy a robbanásos vulkanizmus tagolását a horzsakövek geokémiai hasonlósága is nehezíti). A Bányait követő szerzők mindenesetre egyöntetűen a Mohos idősebb és a Szent Anna-kráter fiatalabb volta mellett foglaltak állást (újabb in: KRISTÓ 1995, KARÁTSÓN 1996, SZAKÁCS et al. 2002). Ezt, részben Bányai nyomán, a fentebb említett krátermorfológia továbbgondolása is sugallja: a Mohost a hátravágódó Veres-patak már lecsapolta (egyébként az 1930-as évekig még vízeséssel indult a laza tufából álló K-i kráterperemen), krátere szabálytalanabb, pereme csipkézettebb, mint a zárt, még felszabdaltatlan Szent Annáé, legfontosabbként pedig – azon felül, hogy

mindkét kráterforma metszi a lávadómkokat – a Szent Anna kör alakú kráterpereme K-en elmetszi a Mohos peremét (vö. 1. ábra).

JUVIGNÉ et al. (1994) munkájával megkezdődött a robbanásos kitörések radiometrikus datálása. E szerzők a tusnádfürdői piroklasztitfeltárás anyagából gyűjtött faszénen $10\,700 \pm 180$ év ^{14}C -kort kaptak (1. táblázat). A fiatal kort azzal is megerősíteni vélték, hogy a Mohos-láp tőzegmoharétegét 7610 ± 70 évesnek datálták. MORIYA et al. (1995, 1996) ugyanezen feltárásban a sorozat fekjét alkotó törmelékár-üledékre települt őstalajon 35 770 és 42 650, az erre következő két piroklasztitréteg – horzsakőszórás és -ár üledéke – közül pedig az utóbbiban ugyancsak faszénmintán 35 670 és 35 520 év ^{14}C -kort mértek. A fiatal kort legújabbban VINKLER et al. (2007) is megerősítették, akik Sepsibükszádtól K-re, a Bálványos-fürdőre felvezető út menti piroklasztitfeltárásban ugyancsak faszénmintán $27\,040 \pm 450$ ^{14}C -kort határoztak meg.

Mіндеzen adatok alapján napjainkra a térséget kutató szakemberek körében az a nézet vált elfogadottá, hogy a Csomád robbanásos kitörés-sorozatát a Mohos működése vezette be – pontos adatok híján – 100-200 ezer évvel ezelőtt (SZAKÁCS et al. 2002, VINKLER 2007), majd következett az utolsó kitöréssorozat 36-10 ezer évvel ezelőtt (SZAKÁCS et al. 2002). E kronológiában eddig csupán egyetlen „szépséghiba” adódott. PÉCSKAY et al. (1995) a tusnádfürdői feltárás egy dácit litoklasztijából szeparált biotiton 0,5 Ma K/Ar-kort kaptak (1. táblázat), egy nagyságrenddel többet, mint az ugyanonnan (és a sepsibükszádi feltárásból) származó ^{14}C -kor.

A tusnádfürdői és mohosi (veres-pataki) piroklasztitfeltárások vulkanológiája és geokronológiája



A Csomád ún. tusnádfürdői feltárásában 7 réteget különítettem el (2. ábra A-G, bővebben lásd in: KARÁTSZON 2007), köztük horzsaköves piroklaszt-szórás (C, D) és -ár (D) üledékanyagát. Az E rétegben talált szenes ágmaradványok, faszéndarabok alapján korábban megállapított 10-40 ezer éves ^{14}C -kor (lásd táblázat) nincs összhangban a saját munkám során ugyanezen rétegből meghatározott 474 ± 49 ezer éves közvetlen koradattal. (A kort általam hozsakőből szeparált biotiton Ar/Ar-módszerrel meghatározta: Brad SINGER, University of Wisconsin at Madigan, Wisconsin, USA). Érdekes módon ez a korérték nagyságrendileg megegyezik a PÉCSKAY et al (1995) által mért 0,5 Ma K/Ar-korral (lásd táblázat), jöllehet az dácit litoklaszt biotitjából való. A radiokarbon-módszer 50 ezer évnél fiatalabb minták esetében megbízható kort ad, ezért az ellentmondás feloldására

2. ábra. A tusnádfürdői feltárás MORIYA et al. (1996) és KARÁTSZON (2007) nyomán, az 1. táblázatban feltüntetett koradatokkal

egyelőre csak nem bizonyítható feltevésekkel élhetünk. Ilyen lehet például, hogy a tefra olyan freatomagmás kitörés terméke, amely régebbi piroklasztitot robbantott ki, esetleg ebbe keveredtek a szenes maradványok; vagy a datált fiatal rétegek némileg áthalmazott képződmények, amelyekbe a faszéndarabok nem kitörésből, hanem pl. erdőtűz nyomán

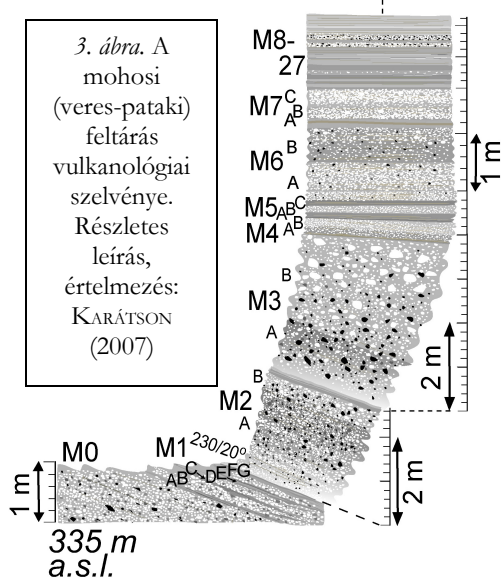
kerültek bele. (Ez utóbbi hipotézissel egybevágó a radiokarbon adatok szórása, hiszen ott az egyedi adatok megbízhatók, a 10–40 ezer éves korok eltérése máshogyan nehezen magyarázható.) E kérdést mindenesetre tovább kell vizsgálni, azonban a közvetlen radiometrikus koradat – megítélésem szerint – elsőbbséget kell hogy élvezzen.

A másik, veres-pataki feltárásban – még az előzőnél is összetettebb sorozatban – 7 vulkáni és 33 vulkáni-üledékes/üledékes (főleg agyag-, homok-) réteget különíttem el (3. ábra). A vulkáni rétegek először freatomagmás eredetű, változó szemcseméretű, többé-kevésbé áthalmozott üledékek (M0, M1), majd két jelentős vastagságú horzsaköves piroklasztár-üledék következik (M2, M3). A M4-es rétegtől kezdve fokozatosan megváltozik az üledékek jellege. Néhány réteg még horzsakőgazdag (de a szemcseméret már ezekben is jóval kisebb), feljebb viszont csak horzsakőkavicsos, -homokos rétegek települnek, általában cm–dm-es rétegvastagsággal. Az M6 jelű, egyik legutolsó piroklasztit-réteg biotitján 270 ± 20 ezer éves Ar/Ar-kor adódott (meghatározta: Lawrence W. SNEE, US Geological Survey, Argon Geochronological Laboratory, Denver). Ez az adat, a piroklasztitrétegeken települő nagyszámú tavi-mocsári réteg, valamint a Mohos legelső tőzegmoharétegén meghatározott 7610 ± 70 év ^{14}C -kor (1. táblázat) egyértelmű időkeretet ad a Mohos-kráter pleisztocén fejlődéséhez. Nevezetesen, a késő-pleisztocénban a kitörések lecsengését és az „Ős-Mohos” szukcesszióját figyelhetjük meg. A láp aljzatának fiatal, holocén kora a legutolsó tavi-lápi fejlődési szakasz elejét jelezheti, egyúttal utal arra, hogy a legutolsó tőzegmoharéteg képződési idejét meg kell sokszorozni, ha meg akarjuk állapítani a tavi szukcesszió teljes idejét.

Egyéb kormeghatározási módszerek és részletes feltáráselemzések mellett ugyanezen az alapon érdemes megközelíteni az utolsó csomádi kitörések, így a Szent Anna-tavi kráter működésének végső kronológiáját is. A Szent Anna-tó fenekén munkánk során radiokarbon-módszerrel a mohosival megegyező legidősebb kort, 8050 ± 50 évet kaptunk (MAGYARI et al. 2006, lásd a táblázatban), ami lehet, hogy csak véletlenszerű egyezés, ám sokkal valószínűbb, hogy a tőfejlődés ott is hosszabb múltra tekint vissza. A láp- vagy tőfeneki rétegek datálása tehát, mohosi eredményeim tanúsága szerint, minimumkort megad ugyan, de ez nem biztos, hogy közel áll a kitörések valódi korához. A Szent Anna-kráter kitörései közül legalábbis az utolsó szakaszt továbbra is a Mohosnál fiatalabbnak feltételezhetjük, ám hogy ez pontosan mikor volt, azaz a legutolsó kitörésnek mi a tényleges kora, azt további kutatásoknak kell tisztázniuk.

Felhasznált irodalom

- BÁNYAI J. (1940): A Szent Anna-tó és környéke. – *A „Székegyhység” melléklete*, Jadál Gábor könyvnyomdája, Székelyudvarhely, 40 p.
- BÁNYAI J. (1964): A Szent Anna-tavi ikerkráter erupciójának kora. – *Földrajzi Közlemények*, XIII/1, pp. 57-67.



- CASTA, L. (1980): Les Formations quaternaire de la Depression de Brasov, Roumanie. – These dr., *Univ. d' Aix Marseilles*, 256 p.
- CHOLNOKY J. (1922): Néhány vonás az Erdélyi-medence földräji képéhez. III. Hargita. – *Földrajzi Közlemények*, 50/2, pp. 107-122.
- HERMANN M., VARGA S. (1950): Tusnádfürdő környéki andezitek. – *Földtani Közöny*, 80, pp. 1-3.
- JÁNOSI, Cs. (1983): Raport geologic prospectiuni pentru piatră ponce in perimetrul Tușnad-Bixad (Judetele Harghita, Covasna, scara 1:5000). – *Institutul de Prospectiuni și Exploataři Geologice (IPEG) Harghita, Miercurea Ciuc (Csíkszereda)*, 49 p.
- JUVIGNÉ, E., GEWELT, M., GILOT, E., HURTGREN, C., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., GÁBRIS, Gy., HADNAGY, Á., HORVÁTH, E. (1994): Une éruption vieille d'environ 10.700 ans (14C) dans les Carpates orientales (Roumanie). – *Comptes Rendus R. Académie Sciences, Paris*, 318, II, pp. 1233-1238.
- KARÁTSÓN D. (1994): A Hargita és a Görgényi-havasok vulkánossága, elsődleges formakincse és mai felszínének kialakulása. – *Földrajzi Közlemények*, CXVIII IXLII), 2, pp. 83-111.
- KARÁTSÓN, D. 2007: *A Börzönytől a Hargitáig*. Typotex Kiadó, Budapest, ISBN 978-963-9664-66-1, 463 pp.
- KOCH A. (1900): Az Erdélyi-medence harmadkori képződményei, II. kötet. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*, Budapest.
- KRISTÓ A. (1995): Hargita felszínalkatani jellemvonásai. – *Földrajzi Közlemények*, 119 (43.), 1, pp. 11-21.
- MAGYARI, E., BUCZKÓ, K., JAKAB, G., BRAUN, M., HETÉNYI, M., SZÁNTÓ, Zs., MOLNÁR, M., PÁL, Z., KARÁTSÓN, D. 2006: Holocene environmental history and palaeohydrology in the South Hargita Mountains, Romania. – *Földtani Közöny*, 136/2, 249-284.
- MICHAILOVA, N., GLEVASSKAYA, A., TSYKORA, V., NESTIANU, T., ROMANESCU, D. (1983): New paleomagnetic data for the Calimani, Gurghiu and Harghita volcanic mountains in the Roman Carpathians. – *Ann. Inst. Geol. Geofizic. Romania, Bukarest*, LXIII, pp. 101-111.
- MORIYA, I., OKUNO, M., NAKAMURA, T., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. (1995): Last eruption and its ¹⁴C age of Ciomadul volcano, Romania. – *Summaries of Research Using AMS at Nagoya University, Dating and Materials Research Center*, 6, pp. 82-91.
- MORIYA, I. ET AL. (1996): Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposit of the last eruption of Ciomadul volcano, Rumania. – *Summaries of Research Using AMS at Nagoya University, Dating and Materials Research Center*, 3, pp. 252-255.
- PÉCSKAY, Z., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., KARÁTSÓN, D. (1992): Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and its neighbouring area, the South Harghita, East Carpathians. – *Földtani Közöny*, 122(2-4), pp. 265-286.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONECNY, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, E., KALICIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E., ŽEC, B. (1995a): Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. – *Acta Vulcanologica*, 7(2), pp. 15-28.
- PELTZ, S. (1971): Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt. – *Dări de Seamă ale Ședințelor, Institutul de Geologie și Geofizică Romania*, LVII/5, București, pp. 173-189.
- PELTZ, S., VĂJDEA, E., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z. (1987): Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Călimani and Harghita Montains, (Carpathians, Romania). – *Dări de Seamă ale Ședințelor, Institutul de Geologie și Geofizică Romania*, 72-73/1, București, pp. 323-338.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I. (1986): Chemical diagnosis of the volcanics from the southeasternmost part of the Harghita Mountains – proposal for a new nomenclature. – *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique, Géographie, GÉOLOGIE*, 30, București, pp. 41-48.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI I. 1990: Quaternary dacitic volcanism in the Ciomadul massif (South Harghita Mts, East Carpathians, Romania). – *IAVCEI International Volcanological Congress*, 3-8 Sept., Abstract Volume, Mainz.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., PÉCSKAY, Z. (1993): Peculiarities of South Harghita Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. – *Rev. Roum. Geol.* 37, pp. 21-36.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., PÉCSKAY, Z. (2002): The most recent volcanism in the Carpathian-pannonian Region. Is there any volcanic hazard? – *Geologica Carpathica Special Issue*, Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpatho-Balkan Geological Association, 53, pp. 193-194.
- VINKLER A. P., HARANGI SZ., NTAFLÓS, T., SZAKÁCS, A. (2007): A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek közettani és geokémiai vizsgálata – petrogenetikai következtetések. – *Földtani Közöny*, 137/1, pp. 103-128.