

# Egy összetett kitörési eseménysorozat nyomai a Bükkalján (Észak-Magyarország): a Kács Egység

## Signs of complex eruption events at the Bükk Foreland (Northern-Hungary): the Kács Member

HENCZ Mátyás<sup>1</sup>, BIRÓ Tamás<sup>1</sup>, CSERI Zoltán<sup>1</sup>, NÉMETH Károly<sup>2</sup>, SZAKÁCS Alexandru<sup>3</sup>,  
MÁRTON Emő<sup>4</sup>, PÉCSKAY Zoltán<sup>5</sup>, KARÁTSZON Dávid<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Természetföldrajzi Tanszék,  
1117 Budapest, Pázmány Péter stny. 1/C

<sup>2</sup> Massey University, School of Agriculture and Environment, Private Bag 11 222,  
Palmerston North, 4442, Új-Zéland

<sup>3</sup> Romanian Academy, Institute of Geodynamics, Department of Endogene Processes, Natural Hazard and Risk,  
19-21 Jean-Louis Calderon St., R-020032 Bucharest-37, Románia

<sup>4</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Paleomágneses Laboratórium, 1118 Budapest, Homonna u.9.

<sup>5</sup> Atommag-kutató Intézet (ATOMKI), Institute for Nuclear Research, Isotope Climatology and Environmental  
Research Centre (ICER), K-Ar Group, 4026 Debrecen, Bem tér 18/c

### Abstract

*A stratified, complex volcanic succession occurring at Kács (Bükk Foreland Volcanic Area, Northern-Hungary) belonging to the Lower Pyroclastic Complex was documented in detail in this work. The tephra-generating volcanic processes were inferred based on the volcanological and granulometric features of the deposits as follows: at least three Plinian eruptions (I-III) produced fallout tephra separated by paleosol horizons recording inter-eruptive quiescence periods. Several features of the earliest eruption sequence suggest a phreatomagmatic eruption style. Regional correlation attempts are supported by paleomagnetic rotation data, which helped the classification of the sequence right below to the Middle Pyroclastic Complex.*

**Kulcsszavak:** Bükkalja, freatomagmatizmus, paleomágnesség, piroklaszt-szórás, granulometria

### 1. Bevezetés és módszerek

A Bükkalja miocén (~14–18 Ma, [8]) vulkánossága során nagy vastagságú, valószínűleg kalderákból származó ignimbritek rakódtak le. Az ignimbritek között regionális léptékű hullott piroklaszt-üledékek vannak, amelyek jelezhetik a nagyenergiájú Pliniuszi kitöréseket [5]. Ezek akár ignimbrit nélkül is megjelenhetnek, mivel a szórt piroklaszt-üledékek felhalmozódása sokkal nagyobb területet érinthetett, szemben a döntően paleovölgyekben mozgó ignimbritekkel [3]. A Bükkalja egyes miocén vulkáni képződményeit az utóbbi években sokféleképpen osztották be formációkba, komplexumokba, kitörési fázisokba [8, 9, 13], azonban így is sok feltárás piroklasztit-képződménye még most sincs elhelyezve a teljes bükkaljai rétegsorban. Az egyes feltárások korrelációjának fontos mozzanata a megfelelő terepi dokumentáció (fizikai vulkanológiai leírás), mivel ez adja az alapját a rétegsorok további értelmezésének. Ennek érdekében az utóbbi években új tanulmányok mutatták be és értelmezték a Bükkalja piroklasztitjainak néhány kulcsfontosságú kibukkanását kitörési esemény-centrikus látásmóddal, dokumentálva rétegek vulkanológiai jellemzőit [1, 5]. Így írtak már le például freatomagmatizmushoz (víz-magma robbanásos kölcsönhatása által keltettvulkánkitörés során) kapcsolható képződményeket is a terület különböző rétegtani egységeiben [1, 13], azonban más kibukkanások részletes, fizikai vulkanológiai leírása javarészt nem történt meg.

Kutatásunk során a Bükkalja középső területén fekvő Kács település robbanásos vulkáni kőzetekbe (piroklasztitokba) vajt déli pincesorának rétegsorát vizsgáltuk fizikai vulkanológiai módszerekkel. A vulkáni folyamatok rekonstruálása érdekében a részletes terepi vulkanológiai dokumentációt követően több rétegből mintát gyűjtöttünk és granulometriai vizsgálatokat végeztünk el rajtuk. A

rétegsor korábban nem volt elhelyezve a teljes bükkaljai rétegtanban. Így paleomágneses mintákat vettünk a fedő ignimbritből, hogy meghatározzunk a képződmény rotációját. Ez hozzásegített meghatározni a helyzetét az egyes piroklasztit-komplexumokon belül, alapul véve a publikált paleomágneses rotációs szinteket:  $\sim 90^\circ$  (óramutató járásával ellentétes irányú) rotáció az Alsó Piroklasztit Komplexum,  $\sim 30^\circ$  (óramutató járásával ellentétes irányú) rotáció a Középső Piroklasztit Komplexum, valamint  $\sim 0-10^\circ$  (óramutató járásával megegyező irányú) rotáció a Felső Piroklasztit Komplexum esetén [9, 10].

## 2. Eredmények

### 2.1 Fizikai vulkanológia

A vizsgált rétegsor teljes vastagsága nagyjából 5-6 méter. A feltárás 3 egységre osztható fel (I., II. és III. egység), amelyeket őstalajok választanak egy egymástól (1. ábra/a). A rétegsor teljes egészében nem tárul fel, nagyjából 1-2 méter vastag a feltáratlan rész az I. egységen belül.

Az I. egység kb. 5 méter vastagságú, és a rétegek megjelenése és szemcsemérete alapján két alegységre osztható (A és B alegység, 1. ábra/a, g, h). A feltárás alsó részén egy barnás szürke, agyagos őstalaj található, sárga foltokkal, és elmállott horzsakövekkel (1. ábra/a). Az őstalaj alsó kontaktusa nem feltárt, bár a közelben az Alsó Piroklasztit Komplexum összesült ignimbritje bukkan elő (Kács, Templom-domb) [9, 10]. Az A alegység döntően jól osztályozott, horzsakőtartalmú lapillitufából épül fel. A horzsakövek maximum 3-4 cm-esek a durvább-szemcsés rétegekben (A1, A5, A7, A9; 1. ábra/a, h). Ezek mind szemcsevázú rétegek, esetenként 1.5 – 2 cm-es, szürke színű litoklasztokat tartalmaznak. A lapillitufák között durvatufák találhatók 4-5 mm-es horzsakőtöredékekkel, és ennél is kisebb átmérőjű litoklasztokkal (A2, A4, A6, A8, A11). A lapillitufából a durvatufába az átmenet folyamatos. A B alegységet durva- és finomszemcsés tufarétegek váltakozása jellemzi (1. ábra/g). Az egyes rétegek normál gradáltak, a nagyobb horzsakövek és horzsakő-töredékek (2.5 – 5 cm) az egyes rétegek alján dúsulnak a litoklasztokkal ( $\sim 1$  cm-es átmérővel) együtt. Feljebb haladva az alegységben (B3, B4, B5) megjelennek a hamupelletek (B2 réteg, 1–2 mm-es, nem domináns), majd az akkréciós lapilli (B3, B4, B5 alja; 1. ábra/f, g). Ezek döntően a rétegek tetején jelennek meg (reverz gradáltak). Kivételesen a B5 réteg, melynek az alsóbb részén dúsulnak a hamuaggregátumok, bár e réteg jelentősen agyagosodott és felfelé egyre inkább az őstalaj képződéséhez kapcsolódó fizikai-kémiai átalakulások jelei dominálnak (1. ábra/f). Az I. egység fenokristály-populációja döntően biotitból, földpátból áll.

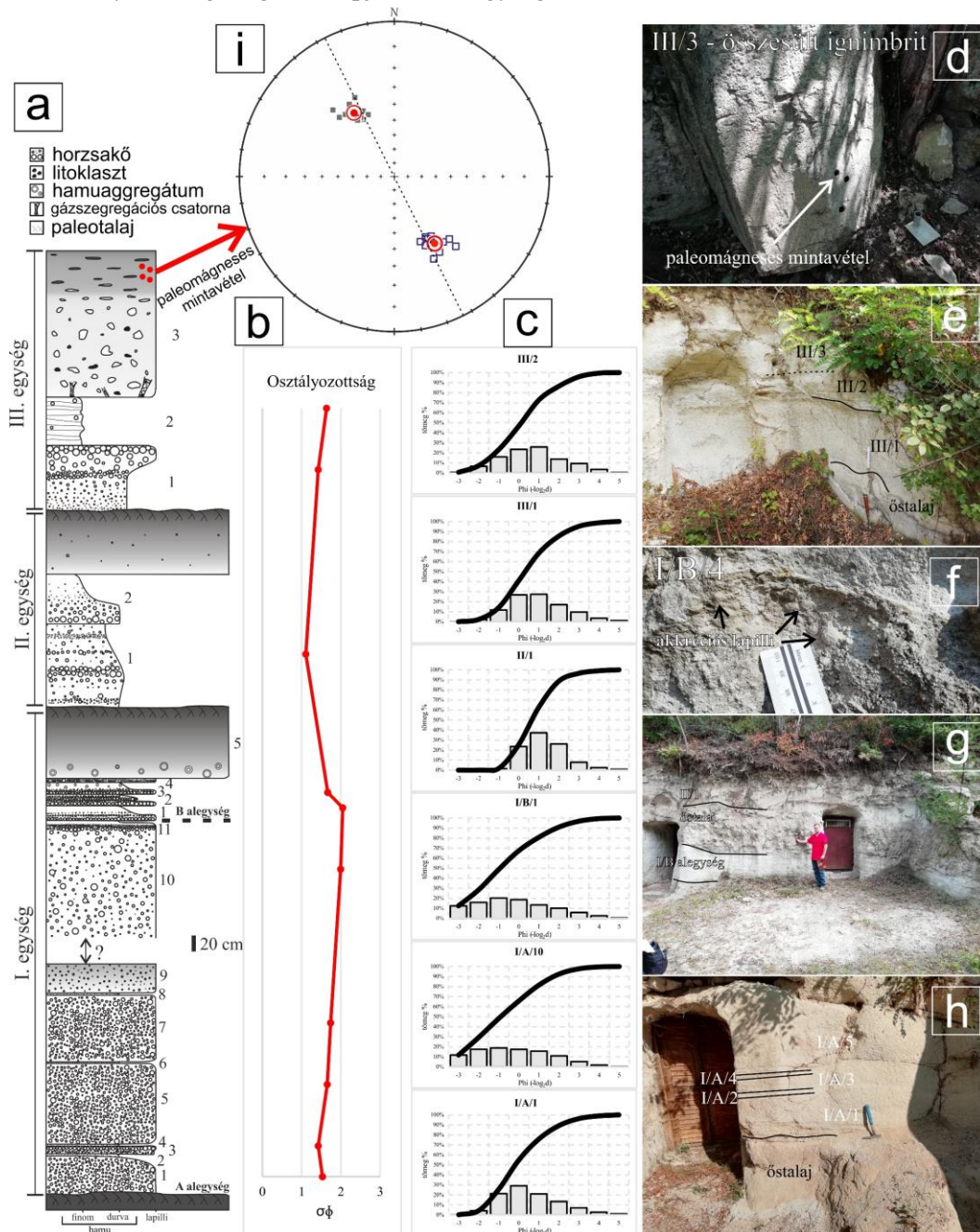
A II. egység kb. 160 cm vastag (1. ábra/g). A II/1 réteg jól osztályozott, szemcsevázú durvatufa, amelyen belül gyenge rétegzettség figyelhető meg. E réteg teteje kb. 35 cm vastagságban cementált. II/2 rétegnek lefelé és felfelé diffúz átmenetet mutat. Alul durvább, felfelé fokozatosan finomodó durvatufa/finomtufa jellemzi. Az fenokristály-populáció annyiban tér el az I. egységtől, hogy itt kvarc is megjelenik, bár kis mennyiségben. A II. egység tetején egy barna színű, agyagos, mállott horzsakőtöredékeket tartalmazó őstalaj található erősen mállott zónával a legtetején.

A III. egység egy 80 cm vastagságú, kb. 5 cm-es horzsaköveket és 1-2 cm-es litoklasztokat tartalmazó, jól osztályozott, gyengén rétegzett, reverz gradált lapillitufával indul (III/1), mely köpenyszerű lepelként borítja az alatta lévő őstalajt, jól követi annak paleotopográfiai egyenetlenségeit (1. ábra/e). Felfelé (III/2) éles réteghatárral finoman rétegzett-keresztrétegzett finomtufa következik, melyben elszórva 1-2 cm-es horzsakövek találhatók. Felfelé fokozatos az átmenet, és a finomtufa fokozatosan átmegy lapillitufába (III/3). A lapillitufa 10 cm-nél nagyobb horzsaköveket is tartalmaz, rosszul osztályozott, felfelé fokozatosan erősödő összesülést mutat. Alsó részén 5-10 cm hosszú, függőleges gázszegregációs csatornák figyelhetők meg. Az összesült változatban fekete színű, lapult, újraolvadt horzsakövek, ún. fiammék vannak (1. ábra/d). Ezeknek a rétegeknek a fenokristály populációját a biotit és a földpát uralja, nyomokban egy-két visszaoldódott, hipidiomorf kvarc is előfordul.

### 2.2 Granulometria

Granulometriai vizsgálatokat végeztünk néhány laza, nem cementált és elsődleges vulkáni üledékből álló rétegen. Az üledéket kézzel morzoltuk az esetleges aggregátumok szétDarabolása miatt. Ezután a mintát leszitáltuk a -3 és  $4\phi$  (azaz 8 mm – 0.063 mm) közötti tartományban. A szitálás eredményeként szemcseméret-eloszlás diagramokat készítettünk. Jól osztályozottnak minősülnek azok a rétegek, amelyek hisztogramját Gauss-görbéhez hasonlóan egy csúcs uralja, és körülötte az oszlopok fokozatosan alacsonyodnak (pl. I/A/1, I/B/2, II/1, III/1). A többszűcsű hisztogramok rosszabb

osztályozottságra utalnak, ahol többféle szemcseméret hasonló mennyiségben fordul elő (pl. I/A/10, I/B/1). Az osztályozottság diagramon (osztályozottság: 2 szigma tartomány terjedelme, osztva 2-vel [6]) minél kisebb értékek szerepelnek, annál jobban osztályozott az anyag. Jól látható, hogy az I/A alegység alsóbb részén jól, míg feljebb rosszul osztályozott a megmintázott anyag (I/A/10). A II. egység jól osztályozott az osztályozottság diagram alapján, a III. egység bázisához (III/1) hasonlóan.



1. ábra

A Kács Egység vulkanosedimentológiai jellemzői és paleomágneses irányai. **a**, a kácsi feltárás rétegoszlopa; **b**, osztályozottság diagram (magyarázat a szövegben, [6]). Az egyes pontok a mellett lévő rétegoszlop megfelelő, mellettük lévő rétegeiből vett mintákat reprezentálják; **c**, szemcseméret-eloszlási diagramok a szitálás eredményéből; **d-h**, terepi fényképek, leírás a szövegben; **i**, a paleomágneses irányok és paleomágneses középirány sztereografikus projekcióban. Kék négyzetek jelölik az egyes mérések paleomágneses irányát, a szürke négyzetek ugyanezeket az irányokat mutatják a normál oldalra átfordítva. A piros pont a populáció középirányát (mind a reverz, mind a normál oldalon [7]), a hozzá tartozó piros kör az  $\alpha_{95}$  értéket [4] jelöli. Szaggatott vonal jelzi a Középső Piroklastit Komplexum rotációját [9, 10].

### 3. Vulkanológiai interpretáció

A vizsgált rétegsor kialakulása a leírt vulkanosedimentológiai bélyegek alapján tehető meg, figyelembe véve a különböző lerakódási folyamatokhoz kapcsolható jellegzetes üledékes bélyegek meglétét vagy hiányát [1, 5, 12, 14, 15]. A rétegsor I. egysége jól osztályozott rétegekkel indul, hasonló jellemző szemcsemérettel, állandó rétegvastagsággal. E jegyek egyértelműen szórt piroklaszt-üledékekre utalnak [15]. Az A alegység felső része viszont rosszabbul osztályozott rétegekből, így feltehetően piroklaszt-sűrűségár-üledékből áll [15]. A B alegység változatosabb képet mutat: jól és rosszul osztályozott rétegek is előfordulnak benne. Szintén megjelennek bennük először a hamupelletek, később az akkréciós lapilli. Ezek a bélyegek a freatomagmás hatás megjelenésére utalnak (külső víz-magma heves, robbanásos érintkezése), mely esetén a külső víz jelenléte, valamint az elektrosztatikus erők összetapasztják a kitöréstermékek legfinomabb szemcséit a kitörés során [5, 14]. A hamupelletek egyszerű folyamat útján, piroklaszt-szórás során keletkeznek [14]. Az akkréciós lapillinek a kácsi pincesorban több külső, finomszemcsés pereme és durvább szemcsés magja van (1. ábra/f). Ez alapján feltételezhető, hogy kialakulásuk során több folyamat is érintette őket (piroklaszt-szórás, piroklaszt-sűrűségárak) [14]. Szintén a külső víz jelenlétét sugallja a B alegység általánosan finom szemcsemérete is [14, 15, 16]. A kitörési oszlop instabillá válását a külső víz hirtelen bekövetkező kürtöbe jutása okozhatta [16], hasonlóan a Bükkalján előforduló további freatomagmás rétegsorok képződéséhez [1]. Az inter-eruptív szakaszokban őstalaj fejlődött ki néhány száz vagy ezer év alatt [12]. Majd, a rétegsor alapján következtethető, hogy újabb kitörések kezdődhettek, amelyek jól osztályozott szórt piroklaszt-üledékeket hoztak létre az őstalajon (II/1, II/2). Ezután újabb szünet következett (és őstalaj kifejlődése). Végül, Pliniuszi kitöréssel először stabil kitörési oszlopból szórt piroklaszt-üledék rakódott le (III/1), később, a kitörési oszlop fokozatos instabillá válása miatt először híg, turbulens piroklaszt-sűrűségárakból (torlóárakból) keletkezett a finoman rétegzett-keresztretegzett finomtufa (III/2) rakódott le. A rétegsort felépítő záró folyamat a kitörési oszlop teljes összeomlása lehetett, amely nagy vastagságú, rosszul osztályozott, horzsakőtartalmú piroklaszt-sűrűségár üledéket, azaz ignimbritet hozott létre. A tartósan magas hőmérséklet és nagy vastagság miatt az ignimbritben összesülés történt, ami a horzsakövek újraolvadásával (fiamme képződésével), valamint jelentős tömörődéssel járt [15]. A Kács Egység piroklaszt-sorozata hasonló a világ több pontján is megfigyelt és dokumentált szilíciumgazdag összetekhez [pl. 3].

### 4. Paleomágneses vizsgálatok

A paleomágneses mintavétel a felső, összesült lapillitufából történt (az egyik mintavételi pontot az 1. ábra/d mutatja). Több lépésben váltóterű lemágnesezést (AF) végeztünk, hogy az esetleges lerakódás utáni felülmágnesezést leválasszuk [vö. 9]. A mérések kiértékelése főkomponens-analízissel történt [7]. Az utólagos hatásoktól megtisztított eredeti mágnesezettség Fisher statisztikával [4] meghatározott paleomágneses középiránya  $149^\circ$  deklináció és  $-37^\circ$  inklináció,  $\alpha_{95}$ :  $4.3^\circ$  (ami normál oldalon  $329^\circ$  deklinációt és  $37^\circ$  inklinációt jelent). Ez a középirány szignifikánsan azonos [11] a Középső Piroklasztit Komplexum területi paleomágneses középirányával [10], tehát a dokumentált „Kács Egység” e nagy vulkanoklasztit komplexum képződése előtti vulkáni működést képviseli.

### 5. Összefoglalás

A vizsgálatok során terepi és granulometriai módszerekkel rekonstruáltunk 3 vulkáni eseményt (I-III.) a Bükkalján, egy Kács településen kibukkanó, összetett rétegsor alapján. A 3 kitörési esemény sor mindegyike piroklaszt szórással kezdődött. A II. egység esetén sűrűségárból képződött üledékek nem találhatók. Az I. és a III. egységben is a piroklaszt szórás után instabillá vált a kitörési oszlop, amely híg, turbulens piroklaszt-sűrűség-árakat hozott létre. Ebben az átalakulásban az I. egység képződésekor szerepet játszhatott a kürtöbe bejutó víz is, melyre az üledékben fellelhető freatomagmás bélyegek utalnak: finom szemcseméret, akkréciós lapilli és hamupelletek jelenléte. A III. egység képződése során a kitörési oszlop instabillá válása után (híg, turbulens sűrűségár-üledék képződése) annak teljes összeomlása következett, ezt a folyamatot a nagy vastagságú ignimbrit reprezentálja. Az ebből az ignimritből vett paleomágneses minták kiértékelt ( $31^\circ$  óramutató járásával ellentétes) iránya a Középső Piroklasztit Komplexumba való tartozását bizonyítja, vagyis minden bizonnyal a Bogácsi ignimbrit egységet [8], és közvetlenül az alatti rétegsort (Kács Egység) sikerült dokumentálni, mely eddig a Bükkalján nem volt ismert.

## Köszönetnyilvánítás

Az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-20-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült. A munkát továbbá az NKFIH-OTKA 131894 és 128625 számú kutatási pályázata támogatta. The research was supported by the European Union and the State of Hungary, co-financed by the European Regional Development Fund in the project of GINOP-2.3.2-15-2016-00009 'ICER'.

## Irodalmi hivatkozások

1. BIRÓ T., HENCZ M., NÉMETH K., KARÁTSÓN D., MÁRTON E., SZAKÁCS A., BRADÁK B., SZALAI Z., PÉCSKAY Z., KOVÁCS I.J. 2020: A Miocene Phreatoplinian eruption in the North-Eastern Pannonian Basin, Hungary: the Jató Member, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **401**, 1-21.
2. BROWN, R.J., BRANNEY, M.J., MAHER, C., DÁVILA-HARRIS, P. 2010: Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: evidence from pyroclastic couplets on Tenerife, *Bulletin of Volcanology*, **122**, 305-320.
3. BRYAN, S.E., MARTI, J., CAS, R.A.F. 1998: Stratigraphy of the Bandas del Sur Formation: an extracaldera record of Quaternary phonolitic explosive eruptions from the Las Canadas edifice, Tenerife (Canary Islands), *Geological Magazine*, **135(5)**, 605-636
4. FISHER, R.A. 1953: Dispersion on a sphere, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, **217**, 295–305.
5. HENCZ M., BIRÓ T., CSERI Z., KARÁTSÓN D., MÁRTON E., NÉMETH K., SZAKÁCS A., PÉCSKAY Z., KOVÁCS I.J. 2021: A Lower Miocene pyroclastic-fall deposit from the Bükk Foreland Volcanic Area, Northern Hungary: clues for an eastward-located source, *Geologica Carpathica*, **72/1**, 1-22.
6. INMAN, D.L. 1952: Measures for describing the size distribution of sediments, *Journal of Sedimentary Research*, **22**, 125-145.
7. KIRSCHVINK, J.L. 1980: The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophysical Journal International*, **62**, 699–718.
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.
9. MÁRTON E., MÁRTON P. 1996: Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. In: Morris A. & Tarling D.H. (szerk.): Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region, *Geological Society Special Publications*, **105**, 153-173.
10. MÁRTON E., GRABOWSKI, J., TOKARSKI, A., TÚNYI I. 2016: Palaeomagnetic results from the fold and thrust belt of the Western Carpathians: an overview, *Geological Society, London, Special Publications*, **425**, 7-36.
11. MCFADDEN, P.L., McELHINNY, M.W. 1990: Classification of reversal test in paleomagnetism, *Geophysical Journal International*, **103**, 725-729.
12. NÉMETH K., PALMER, J. 2019: Geological mapping of volcanic terrains: Discussion on concepts, facies models, scales, and resolutions from New Zealand perspective, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **385**, 27-45.
13. SZAKÁCS A., MÁRTON E., PÓKA T., ZELENKA T., PÉCSKAY Z., SEGHEDI I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations, *Acta Geologica Hungarica*, **41**, 413-435.
14. VAN EATON, A.R., WILSON, C.J. 2013: The nature, origins and distribution of ash aggregates in a large-scale wet eruption deposit: Oruanui, New Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **250**, 129–154.
15. WALKER, G.P.L. 1971: Grain-size characteristics of pyroclastic deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **79**, 696-714.
16. WILSON C.J.N. 2001: The 26.5 ka Oruanui eruption, New Zealand: an introduction and overview, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **112**, 133-174.