

## A Badacsony freatomagmás piroklasztitösszlete: következtetések a monogenetikus bazaltvulkáni működés folyamataira és formáira

HENCZ Máttyás<sup>1</sup>, KARÁTSZON Dávid<sup>1</sup>, NÉMETH Károly<sup>2</sup>, BIRÓ Tamás<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C  
e-mail: hencz.matyi92@gmail.com

<sup>2</sup>Massey University, Volcanic Risk Solutions CS-INR, Massey University, Palmerston North, New Zealand  
e-mail: k.nemeth@massey.ac.nz

---

### *The phreatomagmatic pyroclastic sequence of the Badacsony Hill: implications for the processes and landforms of monogenetic basaltic volcanism*

#### Abstract

In this paper the first quantitative description and volcanological interpretation is given of the Badacsony Hill, the latter being the most well-known butte of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF). The pyroclast/lithics ratio of the pyroclastics was investigated by using point-counting image analysis methodology on the surfaces of hand-cut specimens. The isometrical shape of different grains allowed the obtained 2D data to be converted to 3D volume data. By using this methodology it was possible to infer the relative depth of explosions with respect to the synvolcanic surface and the syneruptive morphology; moreover, the effusive and explosive phases of the volcanism could be identified.

The results of point-counting image analysis and the position and extent of the phreatomagmatic sequence on the Badacsony Hill imply that the Badacsony volcano was a monogenetic (probably polycyclic) tuff ring or shallow maar volcano. Such volcanism is associated with the interaction of hot, molten material with groundwater, and this triggers shallow explosions. The low amount of accidental lithics within the deposits confirms the tuff ring scenario; however, such a low amount of accidental lithics could also be observed within deposits from shallow maars when these were formed on a soft, unconsolidated basement. Such an alternative model is envisaged for Badacsony.

The development of the volcanism can be divided into explosive and effusive phases, based on the different composition and on the relative stratigraphic position of the respective phreatomagmatic sequences. Based on these results the present study proposes a volcanic evolution model. Given the scarcity of volcanological data on the Badacsony Hill, the results presented here could give a basis for further regional volcanological investigations.

*Keywords:* Badacsony, Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, image analysis, maar, monogenetic, phreatomagmatic eruption, tuff ring

---

#### Összefoglalás

A tanulmányban a Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület (BBVT) legismertebb tanúhegyén, a Badacsonyon kibukkanó freatomagmás piroklasztit-összlet első kvantitatív leírását és vulkanológiai értelmezését mutatjuk be. A piroklasztitok juvenilis/litikus törmelékeinek arányát pontszámlálásos módszerrel vizsgáltuk vágott kézipéldány-felületen. A felület%-ban kapott eredményeket a kőzetminták teljes térfogatára vonatkozóan vettük. E módszer segítségével meghatároztuk a freatomagmás robbanások relatív mélységét a színvulkáni felszínhez képest, következtetéseket vontunk le a lehetséges szinruptív vulkánmorfológiára, valamint a terepi megfigyelések és korábbi tanulmányok alapján rekonstruáltuk a vulkán működésének teljes fejlődéstörténetét.

A képelemzés során megállapítottuk a litikus elegyrészek minimális arányát. Ebből, valamint a piroklasztitok térbeli elterjedéséből és rétegtani helyzetéből valószínűsíthető, hogy a Badacsony egy monogenetikus (esetleg policiklikus) tufagyűrű vagy sekély maar vulkán volt, amelynek kialakulásában a víz–magma kölcsönhatás következtében történt sekély mélységű freatomagmás robbanások játszották a fő szerepet. Az alacsony tufagyűrű vagy sekély maar forma eredete a litoklasztok kis mennyiségével támasztható alá. Viszonylag kevés litoklasztot tartalmazó freatomagmás kitörési termékek nem csak tufagyűrűk, hanem puha, konszolidálatlan kőzetek kialakuló sekély maarak képződményei is lehetnek, amely modell a Badacsony esetében is valószínűsíthető.

A terepi megfigyelések, valamint a képelemzés eredménye alapján a vulkanizmus freatomagmás robbanásos, lávaöntő és magmás robbanásos fázisokra osztható, amire fejlődéstörténeti vázlatot adtunk. A jelen munkában közölt, célzott vulkanológiai adatok megfelelő alapot adhatnak a további badacsonyi vulkanológiai kutatásokra.

*Kulcsszavak:* Badacsony, Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület, freatomagmás kitörés, képelemzés, maar, monogenetikus, tufagyűrű

## Bevezetés

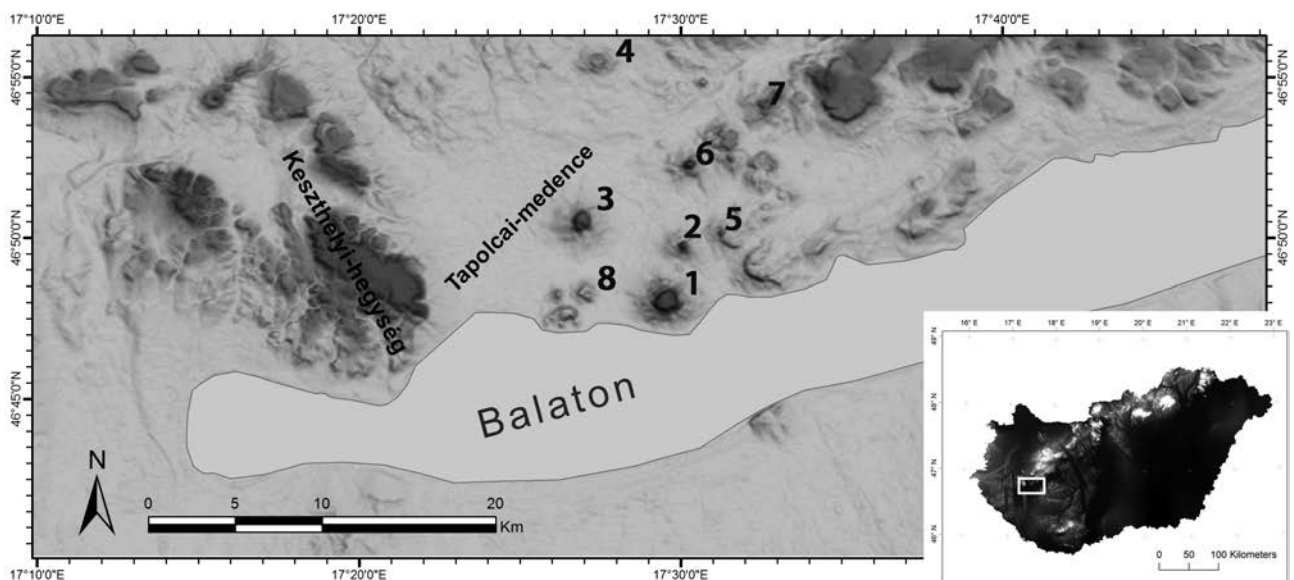
Vulkanológiai és geomorfológiai szempontból Magyarország egyik legismertebb és legszebb tája a Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület (BBVT) (1. ábra), amely a vulkanológia nemzetközi látókörébe az utóbbi másfél évtizedben került be (pl. NÉMETH & MARTIN 1999). A vulkáni területen megtalálható kitérési központok működésére a freatomagmás robbanásos kitérés jellemző, melynek során a felfelé nyomuló magma vízgazdag üledékkel találkozáva heves robbanásokat eredményez (SHERIDAN & WOHLITZ 1983; MARTIN & NÉMETH 2004). Ezek a freatomagmás explóziók a relatív mélységüktől, valamint a víz/magma arányától függően más-más felszínformákat eredményeznek. A mély robbanások szinvulkáni felszín alá mélyülő krátereket, ún. maarokat hoznak létre, míg a sekély mélységben történő robbanások pozitív felszínformákat, ún. tufagyűrűket eredményeznek (LORENZ 1973, 1986; NÉMETH & MARTIN 1999; MARTIN & NÉMETH 2004, CARMONA et al. 2011). A robbanások során képződő, laza tefrából álló gyűrű piroklasztiszórás és alapi torlóárak során épül fel (LORENZ 1973). E képződmény anyagában megjelenik a szürke vagy sárga, freatomagmatizmusra, hirtelen hűlésre utaló szideromelán vulkáni üveg, valamint a lassabb hűlésre utaló, sötét-szürke vagy fekete, hólyagos tachylit vulkáni üveg (FISHER & SCHMINCKE 1984). Ezen kívül nagyon gyakoriak az üledékben a vulkáni felépítmény alatti rétegsorból feltépett litoklasztok, azaz járulékos elegyrészek is. Különösen sok (>80 térfogat%) litoklasztot tartalmaznak a mély, maarformáló freatomagmás robbanások során képződött piroklasztitok (LORENZ 1973). A maar és a tufagyűrű vulkáni forma nem mindig különíthető el egyértelműen: nagyon sok az átmeneti forma és folyamat, különösen a vulkáni működés előre-

haladtával egyre fokozódó ún. „szárazodás” a freatomagmás robbanásokat elősegítő külső víz mennyiségének csökkenésével (KERESZTURI & NÉMETH 2012). Ezek a tényezők jelentősen megnehezítik a paleovulkáni formák rekonstrukcióját.

A BBVT vulkáni felépítményeinek jelentős részét már megvizsgálták korszerű vulkanológiai kutatás keretében (pl. MARTIN & NÉMETH 2004). A részletes kutatások elkerülték a BBVT emblemikus tanúhegyét: a Badacsonyt. E vizsgálatot pótolja jelenlegi munkánk: fő célunk, a badacsonyi vulkanizmus freatomagmás robbanásos összetételének lényegi dokumentációja, valamint vulkanológiai interpretációja. Célunk továbbá, hogy e freatomagmás piroklasztitösszlet makroszkópos szöveti elemzésével, ezen belül a juvenilis/járolékos szemcsék arányának meghatározásával következtessünk az egykori vulkáni formára (maar vagy tufagyűrű). A BBVT a Bakony–Balaton Geopark része, ezért fontos a terület földtudományi vizsgálata, az új kutatási eredmények pedig segítséget nyújthatnak a térség geoturisztikai célú fejlesztéséhez is. Ezen túl az eredmények hozzájárulhatnak más, napjainkban is aktív monogenetikus vulkáni területek tulajdonságainak, jellemzőinek, működésének és veszélyeinek pontosabb megértéséhez.

## Földtani háttér

A Kárpát–Pannon térségben a miocén–pliocén során (~11–0,1 millió évvel ezelőtt) poszttextenziós alkáli bazaltos vulkanizmus zajlott, amelynek során monogenetikus vulkáni területek jöttek létre főként a térség peremi területein: Stájer-medence, Bakony–Balaton-felvidék, Kisalföld, Selmec, Nógrád–Gömör, Persány (SZABÓ et al. 1992). A BBVT



**1. ábra.** A Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület (BBVT) egy részlete DeFerranti domborzatmodellen (DEM – Digital Elevation Model), a számok az ismertebb tanúhegyeket jelölik. 1 – Badacsony, 2 – Gulács, 3 – Szent György-hegy, 4 – Haláp, 5 – Tóti-hegy, 6 – Csobánc, 7 – Kopasz-hegy, 8 – Szigliget (DEM forrása: <http://viewfinderpanoramas.org/dem3.html>)

**Figure 1.** A part of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field shown on a DeFerranti digital elevation model (DEM). The most known buttes are numbered. 1 – Badacsony, 2 – Gulács, 3 – Szent György-hegy, 4 – Haláp, 5 – Tóti-hegy, 6 – Csobánc, 7 – Kopasz-hegy, 8 – Szigliget (DEM source: <http://viewfinderpanoramas.org/dem3.html>)

a rendelkezésre álló K-Ar és  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  koradatok alapján a körülbelül 8 és 2 millió évvel ezelőtti időszakban volt aktív (BALOGH et al. 1982, 1986; BORSY et al. 1986, WIJBRANS et al. 2007). A vulkáni területen található kitörési központok jellemzően kis térfogatú, bazaltos magma által táplált, rövid idő alatt felépült ún. monogenetikus vulkánok (WALKER 1993, NÉMETH & MARTIN 1999). Többségük kezdeti működési fázisában freatomagmás robbanásos kitörések voltak jellemzők. Számos Balaton-felvidéki vulkáni központ esetében (pl. Badacsony, Szent György-hegy, Haláp) jellemző volt a kezdeti freatomagmás működés (NÉMETH & MARTIN 1999, MARTIN & NÉMETH 2004). Továbbá dokumentálták a freatomagmás robbanásos kitörés utáni magmás robbanásos, illetve lávaöntő vulkáni működést is (pl. MARTIN & NÉMETH 2002, 2004).

A Badacsony a BBVT déli részén található (pl. MARTIN & NÉMETH 2002) (1. ábra). A tanúhegy  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  kora 3,45 millió év (WIJBRANS et al. 2007), amely hasonló a korábbi K-Ar koradatokhoz (BALOGH et al. 1986). A Badacsony vulkáni kőzetei a Tapolcai Bazalt Formációhoz tartoznak (NÉMETH & CSILLAG 1999). A pliocén vulkáni kőzetek fekvő rétegsorának legidősebb képződményei paleozoosak, a vulkanitok közvetlen fekvőképződményei pedig neogén kőzetek. A vulkanoklasztitok a BBVT egész területén általában közvetlenül a pannóniai üledékes kőzetekre települnek (BUDAI & CSILLAG 1999). A Badacsonyon még nem mélyült jelentős (100 méternél nagyobb) mélységű fúrás, viszont a badacsonytomaji K-7 fúrás a Badacsony lábánál, a Balaton partján vélhetően a tanúhegy alatti képződményekkel azonos rétegsort tár fel. A K-7 fúrás rétegsora alapján a badacsonyi vulkanoklasztitok (és a lejtőtörmelékek, illetve különféle eluviális rétegek) alatt az Újfalui Formáció (aleurit, homok, agyag) következik (NÉMETH & CSILLAG 1999). A vulkanizmus szempontjából e formáció kiemelt fontosságú, ugyanis nagyon jó a vízáradó képessége (SZTANÓ et al. 2013). Ennek lerakódása a Pannon-tó deltasíkságán történt (NÉMETH & CSILLAG 1999). A víztelített pannóniai üledékek és az azokba nyomuló magma kölcsönhatása során heves freatomagmás robbanásos kitörések történtek (NÉMETH & MARTIN 1999). A BBVT területén a freatomagmatizmus szempontjából szerepe lehetett az Újfalui Formáció alatt, 139 m mélységben kezdődő miocén Tinnye-i Mészki Formációnak (sekélytengeri mészki), ami nagy mennyiségű karsztvíz tárolására lehetett képes (BUDAI & CSILLAG 1999).

## Kutatástörténet

A BBVT alkáli bazaltos vulkanizmusával már majdnem másfél évszázaddal ezelőtt is foglalkoztak (pl. HOFMANN 1874). A terület egyik legismertebb tanúhegye a Badacsony, amelyről azonban csak néhány vulkanológiai témájú cikk született. HOFMANN (1874) a Badacsonyt monogenetikus vulkánként írta le; igaz, e megnevezést nem használta munkájában, azt annak interpretációjából szűrhetjük le, elsősorban abból, hogy kutatásai szerint a hegy teljes tömegét

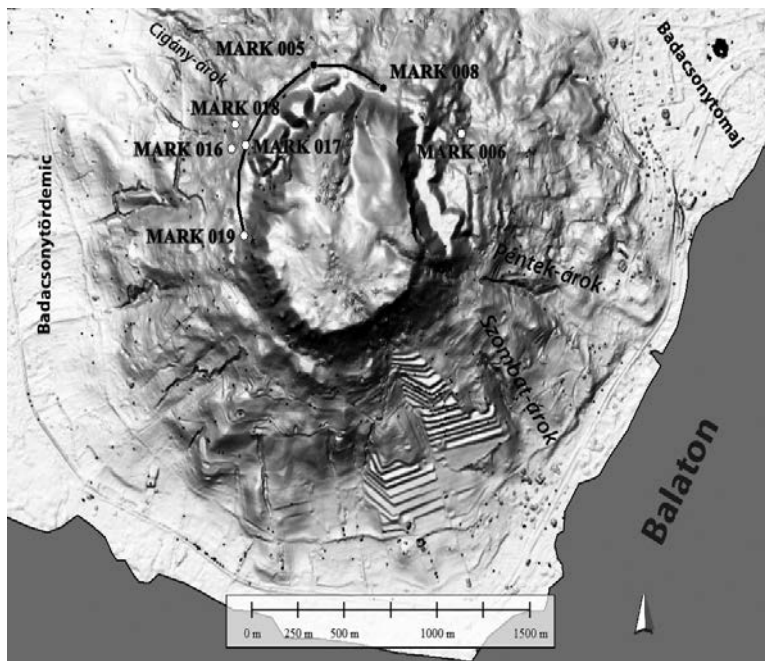
egyetlen kitörésnek köszönheti (bár ennek hosszáról, jellegeről nem tesz említést). Ebben a tanulmányban a szerző megemlíti a badacsonyi piroklasztitok egyik legfőbb szöveti jellemzőjét: „a vulkáni csatorna feltépett kőzetei, valamint a szétszakadt bazalt darabjai” található meg benne. Monográfiájában LÓCZY (1913) is fontos kijelentést tett a Badacsonyról, megemlítve a „hegy lejtőszögének hirtelen megváltozását” 290–300 méter tengerszint feletti magasságban a hegy teljes területén. Ezt LÓCZY (1913) azzal magyarázta, hogy „a laza, kongériás rétegek” (ami BUDAI & CSILLAG (1999) leírásában a Tihanyi Formációnak felel meg) „ilyen szög alatt kerülhetnek csak egyensúlyi állapotba” (a legmeredekebb szög a ferde felületen, amelyen a laza anyag stabil marad). Később JUGOVICS (1973) megállapította, hogy a tenger szintje feletti 310 méter magasságig a hegy keleti oldalán pannóniai üledékes rétegek találhatóak, e magasság felett 5 méter vastagságú piroklasztit következik, majd a tengerszint feletti (tszf.) 315 métertől tömött szövétű bazalt látható a feltárásban. Átlagosan tszf. 400 métertől vörös, hólyagos salakösszetet írt le. Később MARTIN & NÉMETH (2002, 2004) és MARTIN et al. (2003) részletesen is foglalkoztak a Badacsony vulkanizmusával. Leírták a bazalt lávakőzet alatt található lapillitufa fő jellemzőit kőzettani vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján: durvaszemcsés, rosszul osztályozott, sárga vagy barna színű, és prevulkáni litoklasztitokat, olivin és piroxén xenokristályokat, valamint szögletes, kicsi vagy nagy hólyagüreg-tartalmú, mikrolit-szegény szideromelán kőzetüvegszilánkokat tartalmaz. Ezek alapján következtettek a lapillitufa freatomagmás eredetére, a magma felszínközeli felhabzására és a prevulkáni mellékkőzetek lehetséges felszakítására. Továbbá leírták, hogy a krátert lávafolyások töltötték fel, amelyek lávatavat is alkothattak. Ennek fedőjeként egy észak felé nyitott, gyűrűszerű felépítmény található, ami lávafröccsből és vörös salakból áll, ez a legújabb 1:50 000-es földtani térképen is jelezve van (BUDAI et al. 1999).

A kutatástörténet alapján egyértelmű, hogy a Badacsonyon folytatott vulkanológiai–geológiai kutatások csupán vázlatos földtani információkkal szolgáltak, továbbá az ezredforduló utáni munkákat kivéve nem foglalkoztak a vulkanizmus lefolyásával, a piroklasztitok szedimentológiai vizsgálatával. Ezek alapvetőek a paleogeomorfológiai kutatásokhoz, ahol döntő szempont, hogy milyen magas piroklasztitgyűrűvel, ehhez kapcsolódóan mekkora területi eróziós rátával számolunk (pl. NÉMETH et al. 2007). A maar vagy tufagyűrű rekonstrukciót összehasonlítva akár 100–150 méternyi különbség is lehet a terület kiszámolt lepusztulásában, és ez nagyban befolyásolja a területre vonatkozó hosszú távú eróziós számításokat (NÉMETH et al. 2003, 2007).

## Vizsgálati módszerek

### Terepbejárás, mintavétel

Kutatásunk során sikerült a Badacsony területén több számban álló kőzetkibúvást, feltárást találnunk. A szakiro-



2. ábra. A Badacsony árnyékolt LiDAR domborzatmodellen a tanulmányban leírt feltárásokkal; a fehér pontok az 1-es típusú, a fekete pontok a 2-es típusú piroklasztitok kibukkanását jelölik. A fekete vonal a szálban álló feltárásokat köti össze (domborzatmodell forrása: KOMA & ZLINSZKY 2014)

Figure 2. A shaded LiDAR digital elevation model of Badacsony including the described outcrops; white points correspond to type 1, black points type 2 pyroclastic outcrops. Solid black line connects the exposures of the phreatomagmatic succession. (DEM source: KOMA & ZLINSZKY 2014)

dalom csupán egy ilyen lelőhelyet jelöl (BUDAI & CSILLAG 1999), amely a hegy északnyugati oldalán, 300 m tszf. magasság környékén található. Kézi GPS (Garmin GPSMAP 60 Cx, SirfStarIII vevő, MapSource térképpel,

gyártó szerint 95%-ban <10 m pontosság) segítségével rögzítettük az általunk vizsgált feltárások koordinátáit és tengerszint feletti magasságát, valamint a képelemzéshez piroklasztit-kézipéldányokat gyűjtöttünk. A vizsgált feltárások pontos helyét a Badacsonyról készült LiDAR (Light Detection and Ranging) alapú domborzatmodellen ábrázoltuk (KOMA & ZLINSZKY 2014) (2. ábra).

A mintákat nem csak szálfeltárásokból vettük, hanem a közvetlenül alattuk talált törmelékből is. Mivel ezek szemcseösszetétele megegyezik a felettük található szálfeltárásokéval, valószínűsíthető, hogy onnan hordódtak le utólag, főként a glaciálisokban végbe ment lejtős tömegmozgásokkal jutottak mai helyükre.

### Képelemzés

A képelemzés célja az volt, hogy meghatározzuk az egyes alkotórészek arányát a Badacsony freatomagmás eredetű piroklasztitösszletében (vö. AGUSTÍN-FLORES et al. 2015). Ennek alapján következtethetünk a vulkáni működés típusára, lefolyására, valamint a vulkán morfológiájára. A képelemzést pontszámlálásos módszerrel végeztük, aminek menete a következő volt. A begyűjtött kőzetmintákat kettévágtuk, majd digitalizáltuk (beszkenneltük a vágott felületeket). Az így kapott képeket a JMicroVision® nevű freeware szoftverrel

1. táblázat. A talált badacsonyi freatomagmás piroklasztit-feltárások pontos helyzete, leírás

Table 1. The phreatomagmatic pyroclastic-outcrops of Badacsony with precise geographic locality and description

Lelőhely	Szálban	É (°)	K (°)	Magasság (m)	Leírás
MARK 005	Igen	46,80807	17,49116	303	Időszakos vízfolyásban, talajból kibukkanó lapillitufa (1–2 m szélesség max.), sárgásbarna mátrix, rosszul osztályozott, rétegzetlen, rózsaszín salaktöredéket és kevés szideromelán kőzetüveget tartalmaz, litoklasztként több cm-s kékeszöld agyagkötőredek, szélük sárgás színű
MARK 008	Igen	46,80695	17,49601	302	A kék jelzésű túraútvonalon, talajból kibukkanó, 1 méter széles, rosszul feltárt lapillitufa, ua. mint a MARK 005 esetében
MARK 017	Igen	46,80473	17,48617	273	Útbevágásban (5 m széles, 0,5–1 m magas, rosszul feltárt lapillitufa-kibukkanás), illetve időszakos vízfolyás völgyfőjében kibukkanó, rétegzetlen vagy enyhén rétegzett, rosszul osztályozott, sárgásbarna mátrixú lapillitufa, néhány minta esetén a mátrixot fehér, kristályos cement helyettesíti, szürke és mállott szideromelán-szemcsék, kevés litoklaszt
MARK 019	Igen	46,80086	17,48589	298	Kőfolyás között kibukkanó 5 m széles, 2 m magas piroklasztit, a mátrix sárgásbarna, rétegzettség helyenként megfigyelhető, ahol rétegzett, ott a rétegeken belül jó osztályozottság jellemző, ahol nem rétegzett, ott rossz az osztályozottság, gyakori a cement, szürke és sárga szideromelán tömegesen fordul elő, nagyon kevés járulékos klaszt figyelhető meg
MARK 018	Nem	46,80563	17,48547	253	Időszakos vízfolyás medrében, hordalékként lekerekített, sárgásbarna mátrixú lapillitufa, jól osztályozott, fő felépítője a sárga és szürke szideromelán
MARK 006	Nem	46,80489	17,50145	255	Törmelékletűn megjelenő néhány lapillitufa-törmelék, a lapillitufa jól osztályozott, rétegzetlen, sárgásbarna mátrixú, fő felépítője a szürke és sárga szideromelán, litoklasztként mészkő is megtalálható nagyon kis mennyiségben
MARK 016	Nem	46,8046	17,48518	253	Időszakos vízfolyás medrében hordalékként lekerekített, sárgásbarna mátrixú lapillitufa, jól osztályozott, fő felépítője a sárga és szürke szideromelán

(<http://www.jmicro-vision.com>) elemeztük. A programban megadtuk a makroszkópos vizsgálatok alapján elkülönített csoportokat (az egyes alkotórészeket) (l. alább). A program úgy működik, hogy a vágott kőzetfelületet ábrázoló képen véletlenszerűen pixeleket jelöl be, amelyeket a felhasználónak be kell sorolni a megadott csoportokba. Ennek eredményeként megkapjuk, hogy az egyes csoportok az adott kép, vagyis az adott kőzetfelület hány százalékát teszik ki. E kétdimenziós eredményeket a szemcsék izometrikus alakjából kiindulva az adott kőzetminták teljes térfogatára adaptáltuk. Előzetesen próbaméréseket végeztünk, amelyek során azt tapasztaltuk, hogy 250 pontból már megbízható pontosságú, a teljes kőzetfelületre extrapolálható eredményt lehet kapni, így minden mintán 250 pontot azonosítottunk. E pontszámlálást 41 mintán végeztük el.

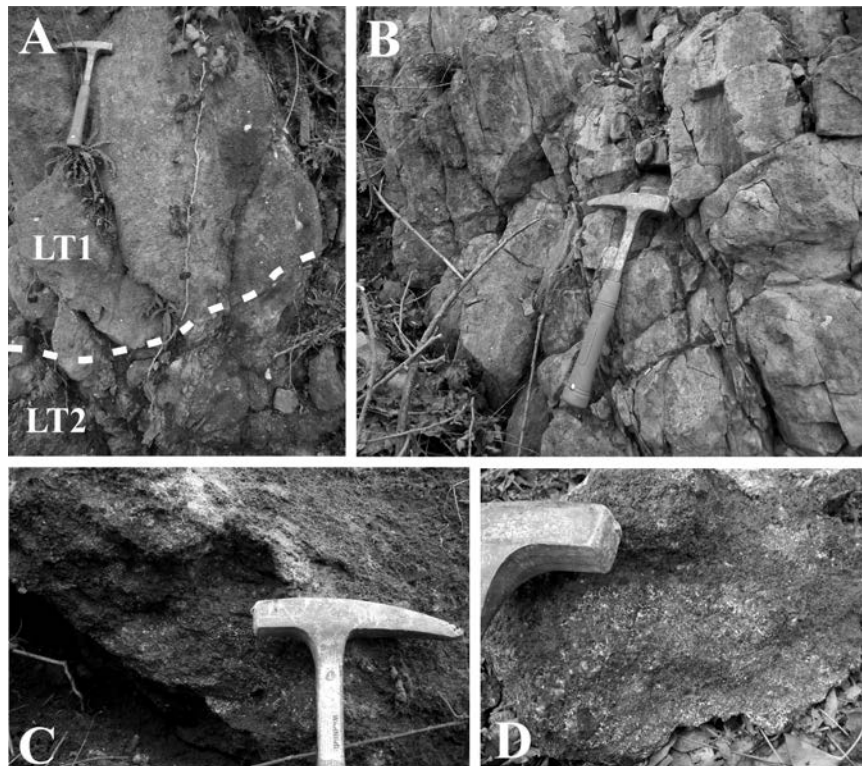
### A Badacsonyon kibukkanó freatomagmás piroklasztitok jellemzői

#### A piroklasztit-kibukkanások elhelyezkedése, jellege

A Badacsonyi freatomagmás piroklasztitjairól általánosságban elmondható, hogy a kibukkanásai foltszerűek, erodáltak, és kis méretűek. Rétegzés nem figyelhető meg, a feltárások nem kapcsolhatók össze.

Piroklasztitot csak a hegy északi és nyugati oldalán találtunk szálfeltárásban (és törmelékben), a keleti oldalon pedig csak egy helyen lejtőtörmelékben (2. ábra; 1. táblázat). A legjobb megtartású feltárás a MARK 19 elnevezésű (3. ábra, A, B), amely 5 méter széles és 2 méter magas. A rétegek dőlése lejtőirányú. Az itt kibukkanó piroklasztit felépítő szemcsék méretét tekintve a kőzet lapillitufa. Finom rétegzettség nem figyelhető meg, a feltárás a mátrix mennyiségét és a szemcsék méretét tekintve két egységre osztható: 1) felső, finomabb szemcsés, kevesebb mátrixot tartalmazó egység, valamint 2) alsó, durvább szemcsés (akár 2–3 cm átmérőjű piroklasztitokat) tartalmazó egység. A feltárást felépítő lapillitufa rosszul osztályozott. A mátrix helyenként szinte teljesen hiányzik, a kőzet szemcsevázú (lapillikő). A kézipéldányokat makroszkóposan vizsgálva megállapítható, hogy főleg juvenilis piroklasztitok építik fel, amelyekhez jóval kisebb arányban társulnak litoklasztitok.

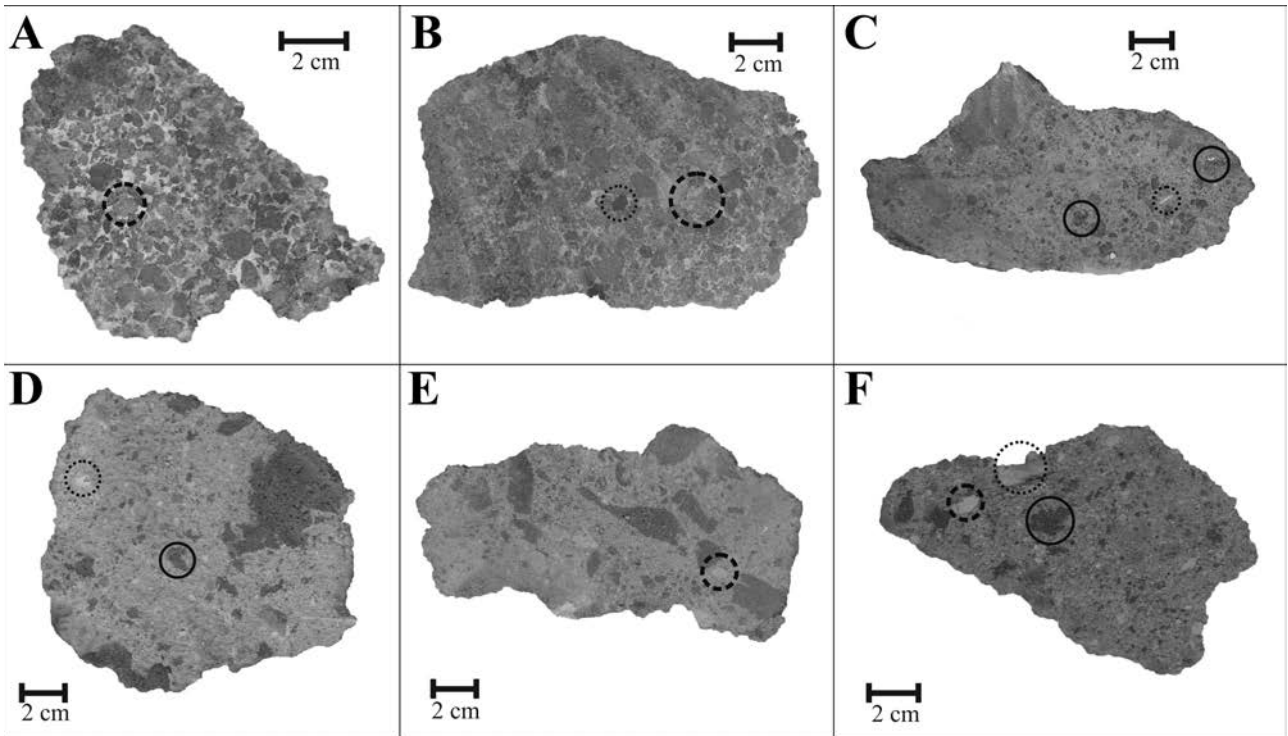
A terepi munka során két különböző típusú freatomagmás piroklasztitot találtunk, amelyek makroszkóposan jól elkülöní-



3. ábra. A legjobban feltárt badacsonyi freatomagmás piroklasztit-kibukkanások. Mindkét itt bemutatott feltárás az 1-es piroklasztit-típust tárja fel. A) A MARK 19 jelű feltárás részlete. LT1: a felső összlet, kevesebb mátrixot és kisebb szemcséket tartalmaz, LT2: az alsó összlet, több mátrixot és nagyobb szemcséket tartalmaz. A kettő határa fokozatos, nem éles. B) A MARK 19 jelű feltárás részlete. Repedésekkel sűrűn átjárt, rétegzettség nem ismerhető fel. C) MARK 17 jelű feltárás részlete. A feltárás kisméretű, jelentősen lepusztult. A piroklasztit a talajból bukkan elő. D) A MARK 17 jelű feltárásból származó kézipéldány friss törési felülete. A minta helyenként cementált, néhol a mátrix domináns

**Figure 3.** Well-exposed phreatomagmatic pyroclastic-outcrops of the Badacsonyi Hill. All pictures shows outcrops of type 1 pyroclastic. A) A part of MARK 19 outcrop. LT1: upper sequence, which contains less matrix and smaller grains. LT2: lower sequence, which contains more matrix and bigger grains. The boundary between the two sequences is not sharp. B) A part of MARK 19 outcrop. Cracks are abundant, which hinders the identification of layers. C) A part of MARK 17 outcrop. This outcrop is small-scaled, heavily eroded. Pyroclastics are covered by soil. D) A fresh fractured surface of a hand-specimen from MARK 17 outcrop. The sample is matrix-supported, but sparsely cemented

níthetők. A 2. ábrán a fehér pontok az 1-es típusú, a fekete pontok pedig a 2-es típusú piroklasztitokat jelölik: a nyugati oldalon az 1-es, az északon a 2-es típusú található (kivéve a MARK 006 jelű, amely a keleti oldalon található, azonban ott csak törmelékben találtuk meg a freatomagmás piroklasztitot, szálfeltárásban nem). Az 1-es típusú piroklasztit lapillitufa (4. ábra, A–C), osztályozottsága változó, előfordul jól és rosszul osztályozott minta is. Nagyrészt juvenilis lapilliből áll, amelyhez képest jóval kevesebb litikus törmelék (homokkő, agyagkő, mészkő) tartalmaz. A mátrix mennyisége változó, amelyet sok mintában teljesen vagy részben valamilyen cement (kalcit vagy aragonit) helyettesít. A 2-es típusú piroklasztit esetében világosabb, sárga a mátrix, amely az 1-es típusúhoz képest jellemzően nagyobb arányt képvisel a mintákban (4. ábra, D–F). Ez a típus jellemzően rosszul osztályozott. Az előzővel ellentétben sok hólyagos juvenilis piroklasztit (főként salakot) tartalmaz, a legtöbb mintában kis mennyiségben palagonitosodott szideromelán kőzetüveg is található. A litoklasztitok aránya kicsi, leggyakrabban agyagkőfragmentumként (szélük a magma hőhatásától elszí-



**4. ábra.** Badacsonyi freatomagmás lapillitufa-minták vágott kézipéldányai. A felső sorban az 1-es, az alsóban a 2-es piroklasztit-típusba sorolt minták találhatók. A: mark16\_1; B: mark19\_5; C: mark17\_3; D: mark5\_2; E: bad004\_mark005\_1; F: bad006\_mark008\_2. Jelölés: folytonos vonal: lapilli méretű tachylit; szaggatott vonal: lapilli méretű szideromelán; pontozott vonal: litoklasztok

**Figure 4.** Hand specimen cuts from the phreatomagmatic lapilli tuff-sequence of Badacsony Hill. The upper row shows type 1, lower row shows type 2 pyroclastic samples. A: mark16\_1; B: mark19\_5; C: mark17\_3; D: mark5\_2; E: bad004\_mark005\_1; F: bad006\_mark008\_2. Note: solid line: lapilli-sized tachylite; dashed line: lapilli-sized sideromelane; dotted line: lithics

neződött) fordulnak elő. Ilyen piroklasztitot korábban nem írtak le a Badacsonyról. A két piroklasztit-típus közvetlen kontaktusa nem tárul fel, a 2-es típusú jellemzően nagyobb tszf. magasságban található (*I. táblázat*).

#### *A freatomagmás piroklasztitokat felépítő komponensek*

A bazaltos freatomagmás kitérés során képződött piroklasztitok kőzetalkotói alapvetően 4 csoportba sorolhatók: juvenilis piroklasztok, litikus törmelékek, mátrix, cement (pl. AGUSTÍN-FLORES et al. 2015). Számos szerző (többek között AGUSTÍN-FLORES et al. 2015) a kőzetüveg kifejezést a hamu szemcseméret-tartományra használja, azonban mások (például MARTIN & NÉMETH 2004, FISHER & SCHMINCKE 1984, THORDARSON 2004) a lapilli szemcseméretre is. Jelen tanulmányban ez utóbbit követjük. A komponensek általános tulajdonsága, hogy a szemcsék a freatomagmás robbanások során képződött kitérés termékek esetében szögletesek (NÉMETH 2010). A juvenilis szemcsék a friss, kitérő magmából származó, buborékosodott és fragmentálódott, majd gyorsan kihűlt piroklasztok (FISHER & SCHMINCKE 1984). Ezek a teljesen üveges szemcséktől a mikrolitos változatokig terjedhetnek (NÉMETH 2010). A juvenilis szemcséken belül kétféle kőzetüveg típus különíthető el: a szideromelán és a tachylit (FISHER & SCHMINCKE 1984). A szideromelán jellemzően hirtelen hűlésre utal, amikor a vas-oxidok nem tudnak kikristályosodni (FISHER &

SCHMINCKE 1984). A szideromelán jelenléte a freatomagmás hatást jelezheti (pl. HEIKEN 1974, SCHOPKA et al. 2006). A tachylit esetében lassabb hűlés a jellemző, van elég idő arra, hogy vas-oxid mikrokristályok képződjenek, így a tachylit mikroszkópos képe nem áttetsző, ellentétben a szideromelánnal (FISHER & SCHMINCKE 1984).

A Badacsony freatomagmás piroklasztitjából korábban már készültek vékonycsiszolatok (MARTIN & NÉMETH 2002, 2004). Ezekben a munkákban már dokumentálták a juvenilis törmelékeket, illetve elkülönítették a kétféle vulkáni üvegszemcsét. Ezen ismereteket figyelembe véve végeztük el makroszkóposan a képelemzéses vizsgálatot, amely mellett mikroszkópos elemzésre és más, részletesebb analitikai módszerekre nem került sor. A korábbi vékonycsiszolati mintákra támaszkodva a makroszkópos mintákon kézi nagyító segítségével megfelelően elkülöníthetők a juvenilis szemcsék a litoklasztoktól, valamint a kőzet mátrixától és/vagy annak cementáló anyagától. A juvenilis piroklasztokon belül a szideromelán (világosbarna, sötétbarna, csillogó szemcséktől a matt felszínű szemcsékig) és tachylit (sötét, gyakran fekete, hólyagos szemcse) elkülönítése is lehetséges volt a kézipéldányokon. Természetesen a szideromelán-tachylit makroszkópos elkülönítésnek van hibája, azonban mivel mindkettő juvenilis szemcse, a vulkáni kőzetüvegeken belül a kettő elkülönítése jelen munka szempontjából kevésbé fontos. A fő célunk a juvenilis-járulékos szemcsék részarányának megállapítása volt, amely két komponens makroszkóposan könnyen elkülöníthető.

Az alábbiakban az egyes juvenilis kőzetsejtszémcsék makroszkópos elkülönítését mutatjuk be a fentebb leírtak tükrében. A szideromelán makroszkópos megjelenése: sziürke, sárga, sárgásbarna, szögletes, esetenként hólyagos vulkáni üveg, míg a tachylit: sötétsziürke–fekete, nagyobb hólyagüregeket tartalmazó, mikrolitgazdag vulkáni üveg (FISHER & SCHMINCKE 1984, NÉMETH & MARTIN 2007, NÉMETH 2010, THORDARSON 2004). A juvenilis szemcsék közé tartozik a magmás robbanásos kitérésre jellemző salak is, ami több kézipéldányban jelen van. Hólyagüregessége és vörös színe miatt könnyen elkülöníthető makroszkóposan is a többi komponensstől.

A litikus elegyrészek (litoklasztok) az idősebb kőzetekből származó, véletlenszerűen felszakított szemcsék (FISHER & SCHMINCKE 1984), amelyeket a felfelé nyomuló magma, illetve a felszín alatti robbanások tépnek fel (LORENZ 1973, 1986; FISHER & SCHMINCKE 1984; SHERIDAN & WOHLTZ 1983; KERESZTURI & NÉMETH 2012). A BBVT (és a Badacsony) esetében ezek leggyakrabban: mészkő, homokkő, pala, agyagkő (NÉMETH & MARTIN 1999, MARTIN & NÉMETH 2004).

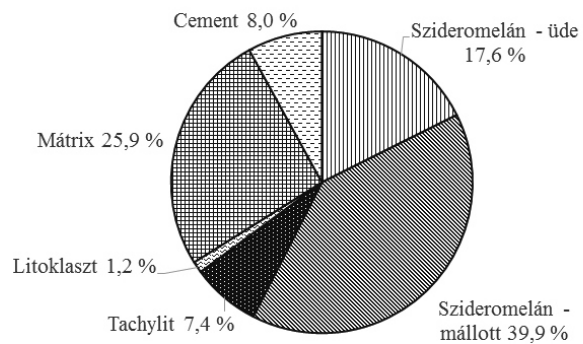
A finomszemcsés mátrix gyakran a freatomagmás fragmentációhoz köthető (FISHER & SCHMINCKE 1984, SCHOPKA et al. 2006). Ilyen esetben meglehetősen nagy az aránya, a keletkező piroklasztit akár teljes egészében ebből állhat (SCHOPKA et al. 2006). A mátrix nemvulkáni, homokos–agyagos üledéket is tartalmazhat, amelyet a freatomagmás explóziók robbantottak szét (NÉMETH & MARTIN 1999). A mátrixot gyakran helyettesítheti valamilyen cementanyag, főként kalcit és aragonit (STRONCIK & SCHMINCKE 2002).

### A képelemzés eredménye

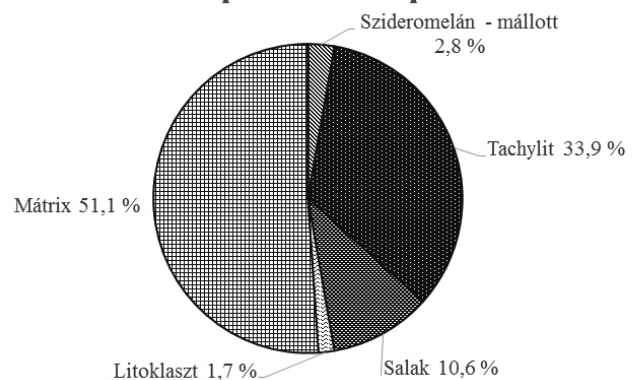
A pontszámlálás során kapott eredményeket (felület%-ban) az 1. és 2. digitális táblázat tartalmazza, az összesített, kiátlagolt eredményt pedig az 5. ábra mutatja. A következőkben ezeket az eredményeket részletezzük.

Az egyes arányok megoszlását külön tárgyaljuk az 1-es és a 2-es piroklasztit típus esetében. A két típus juvenilis komponenseinek átlagos részaránya hasonló (1-es típus: 64,9 felület%; 2-es típus: 47,3 felület%), a relatív szórásuk (szórás az átlaghoz viszonyítva, százalékban kifejezve) is közel megegyezik (39,2 és 33,4%). A két piroklasztit típus juvenilis klasztjai között a fő különbséget a szideromelán és a tachylit (valamint a salak mint „szárazabb” robbanásos termékek) eltérő részaránya adja. Üde szideromelán a 2-es típusban nem található, az átalakultnak is csupán 2,8 felület% az átlagos részaránya ebben a típusban. Ezzel szemben a tachylit részaránya 33,9 felület% a 2-es típusban, míg az 1-es típusúban 7,4 felület%. A salak mint juvenilis komponens csupán a 2-es piroklasztit típusban fordul elő (10,6 felület%). A mátrix átlagos felületaránya a 2-es típusú piroklasztit esetében magasabb (51,1 felület%). E komponens mennyisége — főként az 1-es piroklasztit típus esetében — mintáról mintára, feltárásról feltárássá változik (mint azt a nagy relatív szórás is mutatja). A cement kis (8 felület%) részarányban van jelen az 1-es piroklasztit-típusban, míg a

### 1-es piroklasztit-típus



### 2-es piroklasztit-típus



5. ábra. A képelemzés során kapott eredmények: kördiagramok a badacsonyi freatomagmás piroklasztitok komponenseinek átlagos részarányáról (felület%-ban) a két, általunk elkülönített piroklasztit-típus esetében

Figure 5. Results of image analysis. The pie charts show the average relative area ratios of different components (in surface%) within the two different pyroclastics

2-esben egyáltalán nem található meg. A litoklasztok nagyon kis mennyiségben vannak jelen. Az 1-es piroklasztit típusnál 1,2 felület%, míg a 2-esnél 1,7 felület%-ot tesznek ki, relatív szórásuk közepes (rendre 54,4%, illetve 57%). A litoklasztok maximuma 3,6 felület% (minta neve: bad006\_mark008\_2), tehát a mintákban nincs kiugró adat ennél a komponensnél.

## Diszkusszió

### Lehetséges vulkántípusok

A Badacsonyt illetően két vulkántípust említenek a korábbi tanulmányok (I. MARTIN & NÉMETH 2002): a maardiatréma és a tufagyűrű vulkánt, viszont nem foglalnak egyértelműen állást arra vonatkozóan, hogy a Badacsony pontosan milyen típusú vulkánként működött. A fentebb említett paleogeomorfológiai kutatások szempontjából azonban ez egy fontos kérdés: egy mély, negatív felszínformáról (maar sensu stricto) vagy színvulkáni felszín feletti, pozitív felszínformáról (tufagyűrű sensu stricto), és ennek megfelelő területi lepusztulási rátáról beszélünk-e.



A felfelé nyomuló magma a kéreg felső néhány száz méteres szakaszán a kőzetekben tárolt vízzel találkozik, aminek következtében heves reakció történik (SHERIDAN & WOHLLETZ 1983). A víz/magma keveredési arány az a tényező, amely a freatomagmás fragmentáció hatékonyságát leginkább befolyásolja: a legnagyobb erejű robbanás 1:3-hoz közeli víz/magma arány esetében történik (WOHLLETZ & HEIKEN 1992). A robbanás (amennyiben felszín alatti) képes felszakítani idősebb kőzetfragmentumokat a prevulkáni rétegsorból. Az így felszakított litoklasztok, valamint a magma fragmentálódott darabjai (a juvenilis elegyrészek) a levegőbe repülnek, és a robbanás centruma körül gyűrű alakban lerakódnak (LORENZ 1973). Így jön létre a maar és a tufagyűrű vulkánok körül is megfigyelhető piroklasztitgyűrű. Ha a freatomagmás robbanások nagy mélységben (akár több száz méter) történnek, akkor a felszínen negatív felszínforma, maar keletkezik (20–30 m magas piroklasztitgyűrűvel). E felszínforma fejlődése a lefelé migráló robbanásokkal történik, ezek hozzájárulnak a kráter alatt elhelyezkedő diatrémát (LORENZ 1986). A maarok szélesedése a kráterperemen kialakuló gyűrűs törések menti beszakadásokkal történik (LORENZ 1986). Abban az esetben viszont, ha felszíni vízzel, vagy sekély (<100 m) mélységben lévő víztesttel érintkezik a magma, és a robbanás a felszín közvetlen közelében marad, a felszínen pozitív felszínforma, tufagyűrű keletkezik (50–100 m magas piroklasztitgyűrűvel) (LORENZ 1986). Többféle átmeneti és komplex forma is létezik, amelyek pl. felszíni vagy felszín alatti víz utánpótlódása, magmafeláramlási ráta változása, egyidejű magmás és freatomagmás robbanások változásával alakulnak ki (KERESZTURI & NÉMETH 2012).

A két felszínforma magasságán és fejlődésbeli eltérésein túl a piroklasztitgyűrűben felhalmozódó üledékekben is jelentős különbség van. A mélyebb robbanások következtében a maarok üledékében 80% felett is lehet a litoklasztok részaránya, míg ez a szám a tufagyűrűk esetében a sekély mélységű vagy felszíni robbanások miatt legfeljebb 10% (LORENZ 1986).

#### *Az eredmények értelmezése*

A litoklasztok aránya az összes piroklasztitmintát tekintve átlagosan 1,35%, ami nagyon alacsony a LORENZ (1986) által leírt arányszámokhoz viszonyítva. Ha LORENZ (1986) modelljét vesszük alapul (vagyis tufagyűrűk esetében a litikus törmelékek aránya 1–5%), és az ott közölt arányokat elfogadjuk, akkor arra következtethetünk, hogy az átlagosan 1,35%-os litoklasztmennyiség alapján a Badacsony tufagyűrűvulkán volt, amely sekély mélységben, vagy felszínen történt freatomagmás robbanások során képződött. Azonban sajnos nem ismert a teljes freatomagmás piroklasztit-rétegsor, így nem tudjuk, hogy milyen más típusú piroklasztitot tartalmazhat. Mindenesetre figyelemreméltó, hogy egyik feltárásban sem találunk olyan típusú, jelentős vastagságú piroklasztitösszletet, amely gazdag lenne durva hamunál nagyobb méretű feltépett litoklasztokban (mint ahogy ezt a jól ismert tihanyi piroklasztitokban dokumen-

tálták [NÉMETH et al. 2001]). Ez utalhat arra, hogy a robbanások a felső, kevésbé konszolidált rétegsorban történtek, és onnan nem migráltak mélyebbre (így nem tépték fel a mélyebben található keményebb kőzeteket). Ugyanakkor utalhat arra is, hogy a robbanás helye ugyan mélyebbre migrálhatott, viszont a kőzetoszlop mélyebb rétegeit is puha, konszolidálatlan üledékek alkotják (finomhomok, agyagkő), így nem kerülhetett lapilli, vagy annál nagyobb méretű, keményebb kőzetből származó fragmentum az üledékbe.

A BBVT-en a vulkanizmust közvetlenül megelőző üledékképződési ciklusban a már többször említett, minimálisan 300 m vastag agyag-homokösszlet halmozódott fel (Újfalui Formáció; BUDAI & CSILLAG 1999), így a fent említett modell is elképzelhető. A rossz feltártsági viszonyok és feltárások nem egyértelműen megállapítható dőlési iránya miatt az is lehetséges, hogy egy sekély maar kürtőfáciest, vagy annak közvetlen környezetét látjuk (vö. NÉMETH & WHITE 2005). Ebben az esetben a vizsgált piroklasztitok jelentősen áthalmazódtak, és nem a színvulkáni felszínen felhalmozódott fáciest, hanem a diatrémába becsuszamlott, kevert üledékes fáciest képviselik. Továbbá, számos egyéb vulkáni területen sok átmeneti forma is megjelenik a maarok és tufagyűrűk között (KERESZTURI & NÉMETH 2012), így az is elképzelhető, hogy a kezdeti maar később tufagyűrűvé fejlődött, megállt a diatréma fejlődése, amennyiben a kráter peremén nem alakultak ki gyűrűs törések, és nem csuszamlott be több piroklasztit a kráterbe. Ennek hatására egyre kisebb lett a litoklasztok mennyisége a kitörés előrehaladtával, jelezvén a kürtő egyre stabilabb állapotát (LORENZ 1973, 1986). Jellegzetes, juvenilis szemcsékben gazdagabb zónák több diatréma esetében is ismertek, melyek jó analógiát mutathatnak a Badacsony megőrzött vulkáni szerkezetének értelmezéséhez (bár ilyen zónák a feltártsági viszonyok miatt a Badacsonynál nem ismertek; VALENTINE & WHITE 2012, VALENTINE et al. 2015). 50% körüli juvenilis részarányt számos fiatal maar körülvevő piroklasztitgyűrűben is dokumentáltak, ami arra utal, hogy bizonyos periódusokban a vulkáni működést alapvetően a magmában oldott illók kiválása által okozott magmás típusú robbanások kitörések jellemezhették (TCHAMABE et al. 2015). Ugyanakkor, a vulkáni kürtők központi részében az ismétlődő robbanások kitörések során jelentős mennyiségű piroklasztit hullhat vissza, majd robbanhat ki ismét, elősegítve a finomszemcsés mátrix relatív arányának növekedését (HOUGHTON & SMITH 1993, GRAETTINGER et al. 2016). Számos, diatrémában fellelhető üledék összetételét vizsgálva több szerző is a Badacsonyhoz hasonló alacsony litoklaszt részarányt (néhány %) és viszonylag magas juvenilis részarányt talált (25%<), míg a makroszkóposan nehezen azonosítható finomszemcsés mátrixot figyeltek meg (pl. LEFEBVRE et al. 2013). Ezek az adatok rendre olyan diatrémákból származnak, amelyek egyértelműen az egykori színvulkáni felszín alatti több száz méter mélységet jelölnek (LEFEBVRE et al. 2013). Sekély, de jól lehatárolható diatréma ismert fiatal maar-diatrémából, melyet a Japánban lévő Miyakejima 2000-es években történt kalderaformáló kitörése tárt fel (GESHI et al. 2011). A feltárt vulkáni szerke-



zetben alapvetően juvenilis piroklasztokból álló vulkáni hamu és lapillirétegek alkotják a kürtőkitöltést, illetve a széles kráter körüli piroklasztitgyűrűt.

Az aktív vulkáni példákhoz képest a Badacsony esetében jelentős az információvesztés és a nagyon gyenge fel-tartás és a piroklasztitok rossz megőrződöttsége miatt. Mi több, a lávaközetek által fedett piroklasztitok olyan kürtőkö-zeli fácieseket képviselhetnek, amelyek még egy viszonylag jól megőrződött fiatal maar vagy tufagyűrű esetében is komoly rekonstrukciós problémákat okozhatnak. E proximális rétegsorok nem tekinthetők reprezentatívnak a kitörési mechanizmus pontos leírásához, mivel e rétegek kialakulását erősen befolyásolhatta a kürtő közelében jellemző gyorsan változó közeg, amiben a rétegek felhalmozódtak. A kürtő közelében a nagyobb méretű és sűrűségű szemcsék halmozódhatnak fel, míg a finomszemcsés hamu a kitörési felhőből a kürtőtől távolabb ülepedhet ki. Továbbá a proximális alapi torlóárak a kürtőhöz közelebb durvább szemű és nagyobb sűrűségű piroklasztitokat raknak le, míg a kisebb sűrűségű és szemcseméretű piroklasztitokban gazdagabb üledékeik a kürtőtől távolabb halmozódnak fel. Hasonló folyamatok során képződött rétegsorok gyakoriak mind tufagyűrűk, mind maarok esetében a proximális rétegsorokban, erre jó példa az aucklandi Pupuke maar vulkán proximális alapi torlóár üledéke (NÉMETH et al. 2012a).

Mindemellett érdemes azt is megemlíteni, hogy a vizsgált badacsonyi lapillitufák jelentős része tartalmaz finomszemcsés, hamu szemcseméretű mátrixot (1-es piroklasztit típus: 25,9 felület%, 2-es piroklasztit típus: 51,1 felület%). Korábbi munkákban vizsgált, badacsonyi freatomagmás piroklasztitokból készült vékonycsiszolatokon pontszám-lást ugyan nem végeztek, viszont a hamu méretű mátrixban nem vulkáni eredetű közzetszemcséket is azonosítottak, amelyek a neogén sziliciklasztos üledékekből származnak (MARTIN & NÉMETH 2002, 2004). Ezek a vizsgálatok felvetik a puha kőzeteken kialakuló maarok problémáját (LORENZ 2003). Amennyiben a freatomagmás robbanások konszolidálatlan, finomszemcsés összetételben történnek, sokkal sekélyebb diatréma, valamint szélesebb maarkráter alakul ki, illetve ilyenkor nem lesz jelentős mennyiségű lapilli méretű litoklaszt a piroklasztitban (LORENZ 2003, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014). Néhány tanulmány az ilyen, sekély diatrémával rendelkező freatomagmás vulkánokat is a tufagyűrűk közé sorolja (pl. AGUSTÍN-FLORES et al. 2014). Azonban a mátrix jellemzéséhez a jövőben részletesebb vizsgálatok szükségesek a pontos litoklasztarány kiderítéséhez.

A vizsgált badacsonyi lapillitufákban a mátrixot gyakran helyettesíti cement. Több magyarázat létezik a cement keletkezésére (STRONCIK & SCHMINCKE 2002): például szin-eruptív kifúvás vagy palagonitosodás. A cement sok mintában az alapanyaggal együtt fordul elő, ezért valószínűleg nem fúvódott ki a kitörés során; valószínűbb, hogy a vulkáni üveg átalakulásához kötődő stabil termék. Ennek eldöntésére is a jövőben részletesebb, mikroszkópos és egyéb analitikai vizsgálatokra (vékonycsiszolat, SEM, geokémia) van szükség.

A 2-es típusú piroklasztitokban nagyobb a mátrix aránya,

mint az 1-es típusúakban, illetve viszonylag nagy (1–3 cm átmérőjű) agyagkő litoklasztok is találhatóak benne (az 1. piroklasztit-típushoz hasonlóan kis felület%-ban), melyek külső felülete a magma hőhatása miatt elszíneződhetett. Ezekben a mintákban is található palagonitosodott szideromelán, ami azt bizonyítja, hogy freatomagmás robbanások hozták létre e piroklasztitokat is. A két piroklasztit-típus kontaktusa azonban nem tárul fel. A 2-es típusú piroklasztit-mintákban nagyobb a magmás robbanásos kitörési termékek (salak, tachylit) mennyisége, ami a víz/magma arány csökkenésére, ezzel párhuzamosan a magmás robbanások dominanciájára engednek következtetni (SHERIDAN & WOHLTZ 1983). Mindez arra utalhat, hogy ezek a képződ-mények egy olyan periódusban rakódtak le, amikor jelentősebb mennyiségű magma jutott a felszínre, eltelve a víz/magma arányát, vagy a víztartó rétegek nem tudtak már elegendő vizet szolgáltatni. Így sokkal inkább magmás robbanásos kitörésekre jellemző piroklasztitok képződtek a kitörések későbbi szakaszában. Mindezek alapján itt a korábbi freatomagmás kitörésektől kissé eltérő működésre látunk bizonyítékot.

Összességében megállapíthatjuk, hogy a Badacsony freatomagmás piroklasztitjai legnagyobb részben juvenilis piroklasztitokból állnak, és csak nagyon kis mennyiségben (<5%) tartalmaznak litoklasztokat. A vizsgált minták mátrixa eredetének megállapításához további vizsgálatok szükségesek. A sekélyfészkes freatomagmás robbanások a korábbi sekélytengeri, tavi környezetben lerakódtak, színvulkáni felszínközeli rétegekben történhettek. A makroszkópos képelemzés (pontszámolás) tehát egyedül nem képes egyértelműen eldönteni a maar–tufagyűrű kérdést, ehhez további módszerek alkalmazása szükséges. Ennek ellenére megállapítható a vizsgálati eredményeink és nemzetközi analógiák (pl. NÉMETH et al. 2012b, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014) alapján, hogy e vulkán keletkezése leginkább egy, a kitörés során „összerokadó” maarkráterben folyamatosan épülő tufagyűrű képződésével képzelhető el, hasonlóan, mint például a legtöbb freatomagmás vulkán az aucklandi vulkáni területen (NÉMETH et al. 2012b, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014). Ennek analógiájára, mint azt már korábban felvetették, a BBVT Tapolcai-medencére eső része leginkább a mai aucklandi vulkáni területhez lehetett hasonló (NÉMETH et al. 2010).

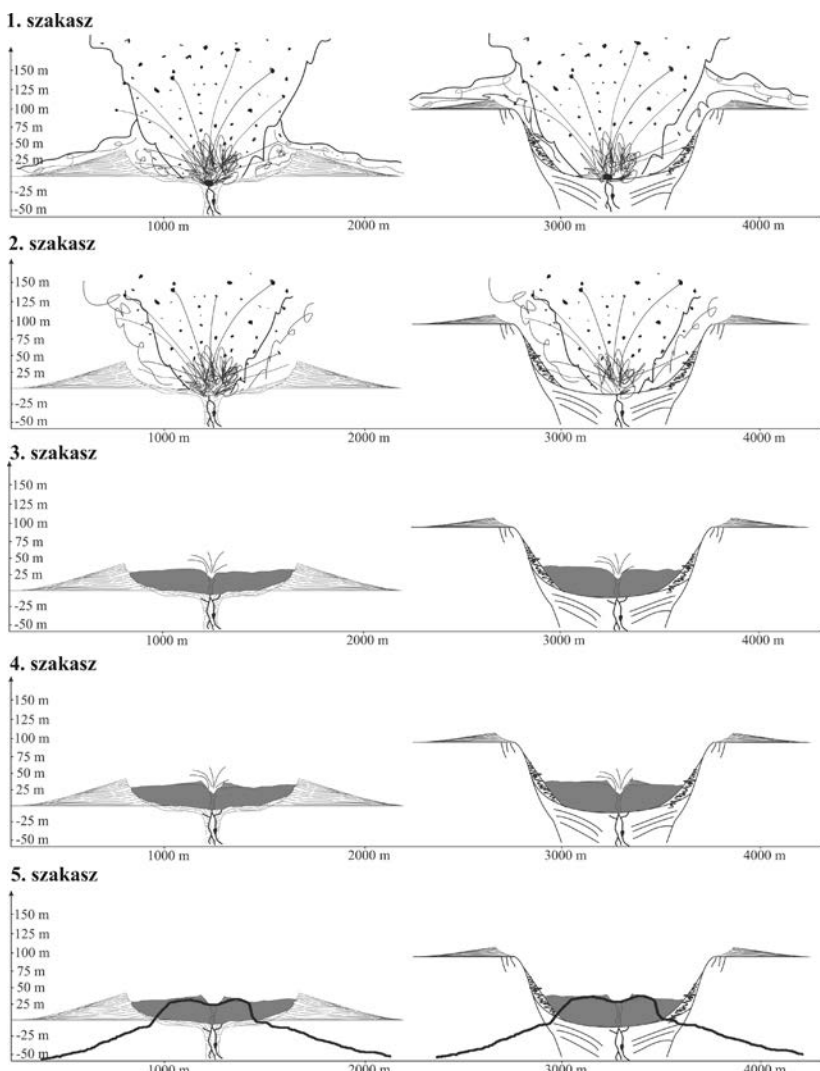
## A Badacsony vulkáni fejlődéstörténete

A Badacsony feltételezhető fejlődéstörténetét a 6. ábrán mutatjuk be, a modellt a korábbi és jelenlegi vizsgálati eredmények összegzése.

*1. szakasz:* A Badacsony vulkáni működése kezdetén a magma a felszínközeli folyóvízi–tavi törmelékes üledékes rétegsorba nyomult (NÉMETH & MARTIN 1999). Ezek a finomszemcsés aleurolit- és homokkőrétegek jó víztartó és vízáadó tulajdonságaiknak köszönhetően annyi vizet tartalmazhattak, hogy a vulkáni működés kezdetén freatomagmás robbanásos kitörések zajlottak (NÉMETH & MARTIN 1999, NÉMETH & CSILLAG 1999). E kitörések során alapi torlóárak

rakták le rosszul osztályozott piroklasztitjaikat, valamint piroklasztiszórás is történt, amire a jól osztályozott lapillitufa, valamint más analóg területek hasonló képződményei utalnak (pl. Motukorea, Új-Zéland: AGUSTÍN-FLORES et al. 2015). A szideromelán kőzetüvegszilánkok jelenléte alátámasztja, hogy víz-magma kölcsönhatás történt (SHERIDAN & WOHLITZ 1983; MARTIN & NÉMETH 2002, 2004). A kevés litoklaszt alapján a tufagyűrű vulkáni forma valószínűsíthető, azonban a mátrixban korábban leírt, sziliklasztos prevulkáni üledékekből származó járulékos szemcsék utalhatnak puha aljzaton kialakult maar vulkánra is, amelyre több nemzetközi példa is ismert (LORENZ 2003, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014).

**2. szakasz:** A 2. piroklasztit típusban jellemző nagyobb tachylit és salak részarány, illetve a viszonylag nagy méretű (1–3 cm átmérőjű) agyagkőlitoklasztok jelenléte kisebb fragmentációra, ezzel együtt a rendszer egyre „szárazabbá” válására, magmás robbanásos kitörésekre utal, ami a víz/magma arány eltolódása miatt következhetett be.



**6. ábra.** A Badacsony vulkán főbb fejlődéstörténeti szakaszainak javasolt modellje. Bal oldalon a tufagyűrű, jobb oldalon a maar eredet látható. Magyarázat a szövegben

**Figure 6.** The proposed main volcanic phases of Badacsony volcano as shown on a schematic model. Left column shows tuff ring, right column shows maar model. See text for further explanation

**3. szakasz:** Amikor a víz mennyisége jelentősen megcsappant a víztartó rétegekből, vagy nagyobb mennyiségű magma tört felszínre és/vagy nagyobb lett a magmá feláramlási sebesség, és már nem volt elegendő vízmennyiség a freatomagmás robbanásos működés fenntartásához, akkor (Hawaii-típusú) lávaöntő működés következett (vö. WOMER et al. 1980, AGUSTÍN-FLORES et al. 2014). A Badacsony jelenlegi körkörös morfológiája arra enged következtetni, hogy ezek a lávafolyások a kráteren belül maradtak, és azt töltötték fel, esetleg kisebb lávatavat (sensu lato) is alkothattak (LORENZ 1986, MARTIN & NÉMETH 2002, KERESZTURI et al. 2010).

**4. szakasz:** A fedő salakösszlet (pl. BUDAI et al. 1999) alapján ezután a vulkán rövid ideig ismét explozív, viszont már tisztán magmás robbanásos, ún. Stromboli-típusú működésre váltott (vö. AGUSTÍN-FLORES et al. 2014), és egy salakkúp épült fel a hegy tetején (BUDAI et al. 1999, MARTIN et al. 2003). A terepen a salakos összlet csak a hegy északi oldalán figyelhető meg, így valószínűleg ott volt az egykori salakkúp (MARTIN & NÉMETH 2004).

**5. szakasz:** A Badacsony vulkán működése ezzel befejeződött, a további folyamatok már a lepusztulási fázisba esnek.

A vulkán működésében felismert szakaszok valószínűleg nem lehettek hosszú életűek, valamint a vulkáni felépítmény is kis (<2 km<sup>3</sup>) térfogatú, így a Badacsony egy monogenetikus tufagyűrűként, vagy sekély maarként rekonstruálható. Eróziós felszín nem találtunk a különböző kitérési egységek (freatomagmás piroklasztitok két típusa, lávaközet, salak) között, viszont a rossz feltártság miatt nem zárható ki egyértelműen ezek jelenléte, amelyek jelenlétük esetén policiklikusságra utalhatnának.

A vulkanizmus lefolyása nagy hasonlóságot mutat az AGUSTÍN-FLORES et al. (2014) által vizsgált, Maungataketake nevű (aucklandi) vulkáni terület, pleisztocén korú tufagyűrűvel, amely esetében nagyon hasonló kitérési fázisokat azonosítottak, mint jelen munka a Badacsony esetében.

### Konklúzió, további kutatási lehetőségek

Vizsgálataink során szálban álló freatomagmás piroklasztit-feltárást dokumentáltunk a Badacsony tömeges lávaköze körül. A Badacsony freatomagmás piroklasztitjait felépítő komponensek felületarányát digitális képelemzéssel határoztuk meg, hogy következtessünk a freatomagmás robbanások relatív mélységére, a kité-

rések típusára, és ezek alapján a vulkáni működés lefolyására.

Eredményeinket a következő fő pontokban foglaljuk össze:

I) Szálban álló freatomagmás piroklasztit-kibukkanásokat dokumentáltunk, amelyekről általánosságban elmondható, hogy rosszul feltártak, kis méretűek.

II) A freatomagmás piroklasztitokban a szideromelán kőzetüveg-szilánkok nagy részarányban vannak jelen, ami bizonyítja e piroklasztitösszetétel freatomagmás eredetét.

III) A badacsonyi freatomagmás piroklasztitok nagyon kevés makroszkóposan elkülöníthető litoklasztot tartalmaznak (az összes mintában átlagosan 1,35 felület%); ez alapján feltételezhető, hogy a robbanások a színvulkáni felszín közelében mentek végbe, így egy tufagyűrű rekonstruálható. Ezzel szemben a mátrixon belül megjelenő, pre-vulkáni sziliciklasztos üledékekből származó litikus elegy-részek felvetik a „puha aljzaton” kialakuló maar lehetőségét, ennek igazolása azonban a makroszkópos pontszámlálás módszerrel nem lehetséges.

IV) A vulkanizmus lefolyása a piroklasztitok szöveti elemzése, valamint a kitörési egységek tulajdonságai és helyzete alapján több szakaszra osztható. A rendelkezésre álló korábbi adatok és jelenlegi eredmények alapján vulkáni fejlődéstörténeti modellt állítottunk fel a Badacsony vulkáni működésének rekonstruálására.

A Badacsony fejlődéstörténetének pontosabb megis-

merése további részletes kutatásokat igényel. A poliklikus működés kérdésének megválaszolásához pontos kormérésekre van szükség az egyes kitörési egységekből (a piroklasztitból és a lávakőzetből). Ezek geokémiai elemzése hozzásegíthet annak eldöntéséhez, hogy az egyes kitörési fázisokat azonos vagy eltérő összetételű, forrású magmácsomagok táplálták-e. A litoklasztok részarányának pontosításához, valamint a 2 mm-nél kisebb méretű szemcsék eredetének tisztázásához a mátrix mikroszkópos és egyéb szemcseanalitikai vizsgálata szükséges. Ezekon felül, geofizikai (mágneses és sekély gravitációs) módszerekkel a felszín alatti diatréma jelenlétét, illetve annak mélységét lehetne igazolni. Releváns információkat nyújthat továbbá a szomszédos, hasonló morfológiájú Szent György-hegy részletes vulkanológiai (hasonló módszertannal történő) vizsgálata is, ami már folyamatban van.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönjük bírálóink, JANKOVICS M. Éva és CSILLAG Gábor áldozatos munkáját! Kritikai észrevételeik nagyban emelték a cikk szakmai színvonalát, és érthetőbbé, könnyebben olvashatóbbá tették okfejtésünket. Emellett köszönjük a segítséget SZTANÓ Orsolyának is!

### Irodalom — References

- AGUSTIN-FLORES, J., NÉMETH K., CRONIN, S. J., LINDSAY, J. M., KERESZTURI G., BRAND, B. D. & SMITH, I. E. M. 2014: Phreatomagmatic eruptions through unconsolidated coastal plain sequences, Maungataketake, Auckland Volcanic Field (New Zealand). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **276**, 46–63. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.021>
- AGUSTÍN-FLORES, J., NÉMETH, K., CRONIN, J. S., LINDSAY, J. M. & KERESZTURI, G. 2015: Shallow-seated explosions in the construction of the Motukorea tuff ring (Auckland, New Zealand): Evidence from lithic and sedimentary characteristics. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **304**, 272–286. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.013>
- BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZ-NÉ BARANYAI L. & SOLT G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1980**, 243–260.
- 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**, 75–94.
- BORSY Z., BALOGH K., KOZÁK M. & PÉCSKAY Z. 1986: Újabb adatok a Tapolcai-medence fejlődéstörténetéhez. — *Acta Geographica Debrecina* **23**, 79–104.
- BUDAI T. & CSILLAG G. (szerk.) 1999: A Balaton-felvidék földtana: Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A. & KOLOSZÁR L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe. — *Geological map of the Balaton Highland, 1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CARMONA, J., ROMERO, C., DÓNIZ, J. & GARCÍA, A. 2011: Characterization and facies analysis of the hydrovolcanic deposit of Montana Pelada tuff ring: Tenerife, Canary Islands. — *Journal of African Earth Sciences* **59**, 41–50. <http://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.07.003>
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. 1984: *Pyroclastic Rocks*. — Heidelberg, Springer, 474 p. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>
- GESHI, N., NÉMETH K. & OIKAWA, T. 2011: Growth of phreatomagmatic explosion craters: A model inferred from Suoana crater in Miyakejima Volcano, Japan. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **201/1–4**, 30–38. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.012>
- GRAETTINGER, A. H., VALENTINE, G. A. & SONDER, I. 2016: Recycling in debris-filled volcanic vents. — *Geology* **44/10**, 811–814. <http://doi.org/10.1130/g38081.1>
- HEIKEN, G. 1974: An atlas of volcanic ash. — Smithsonian Institution Press, Washington, Smithsonian. — *Contributions to the Earth Sciences* **12**, 102 p. <http://doi.org/10.5479/si.00810274.12.1>

- HOFMANN K. 1874: A déli Bakony bazaltjai. — *Földtani Közöny* **4/12**, 303–312.
- HOUGHTON, B. F. & SMITH, R. T. 1993: Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. — *Bulletin of Volcanology* **55/6**, 414–420. <http://doi.org/10.1007/bf00302001>
- JUGOVICS L. 1973: Balaton-parti bazaltbányászat. — *A Veszprém megyei Múzeumok Közleményei* **12**, 123–136.
- KERESZTURI, G. & NÉMETH, K. 2012: Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. — In: NÉMETH K. (ed.): *Updates in Volcanology — New Advances in Understanding Volcanic Systems* 3–89. <http://doi.org/10.5772/51387>
- KERESZTURI, G., CSILLAG, G., NÉMETH, K., SEBE, K., BALOGH, K. & JÁGER, V. 2010: Volcanic architecture, eruption mechanism and landform evolution of a Plio/Pleistocene intracontinental basaltic polycyclic monogenetic volcano from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 362–384. <http://doi.org/10.2478/v10085-010-0019-2>
- KOMA Zs. & ZLINSZKY A. 2014: DTM generation using land cover classification based on low density lidar data. — *Geophysical Research Abstracts* **16**, EGU2014-9397, EGU General Assembly
- LEFEBVRE, N. S., WHITE, J. D. L. & KJARSGAARD, B. A. 2013: Unbedded diatreme deposits reveal maar-diatreme-forming eruptive processes: Standing Rocks West, Hopi Buttes, Navajo Nation, USA. — *Bulletin of Volcanology* **75/8**, <http://doi.org/10.1007/s00445-013-0739-9>
- LÓCZY L. 1913: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. köt. I. r. I. szakasz. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *Magyar Földrajzi Társaság, Balaton Bizottság*, Budapest, 617 p.
- LORENZ, V. 1973: On the Formation of Maars. — *Bulletin Volcanologique* **37/2**, 183–204. <http://doi.org/10.1007/bf02597130>
- LORENZ, V. 1986: On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. — *Bulletin of Volcanology* **48**, 265–274.; <https://doi.org/10.1007/bf01081755>
- LORENZ, V. 2003: Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. — *Geolines* **15**, 72–83.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2002: Interaction between lava lakes and pyroclastic sequences in phreatomagmatic volcanoes: Haláp and Badacsony, Western Hungary. — *Geologica Carpathica* **53**, CBGA Konferencia, CD-ROM.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica*, series *Geologica* **26**, 191 p.
- MARTIN, U., NÉMETH, K., AUER, A. & BREITKREUZ, C. 2003: Mio-Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in a Fluvio-Lacustrine Basin in Western Hungary. — *Geolines* **15**, 84–90.
- NÉMETH, K. 2010: Volcanic glass textures, shape characteristics and compositions of phreatomagmatic rock units from the Western Hungarian monogenetic volcanic fields and their implications for magma fragmentation. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 399–419. <https://doi.org/10.2478/v10085-010-0015-6>
- NÉMETH K. & CSILLAG G. 1999: Tapolcai Bazalt Formáció. — In: BUDAI T. & CSILLAG G. (szerk.) 1999: *A Balaton-felvidék földtana — Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114–122.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999: Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. — *Acta Vulcanologica* **11/2**, 271–282.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U. 2007: Practical Volcanology — Lecture Notes for Understanding Volcanic Rocks from Field Based Studies. — *Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* **207**, 221 p.
- NÉMETH K. & WHITE, C. 2005: Víz alatti volt-e a mio-pliocén vulkánosság a Snake-síkság vulkánvidéken (Idaho, USA)? — Terepi megfigyelések, mint az öskörnyezeti rekonstrukció eszközei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2005**, 77–94.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, Sz. 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **111**, 111–135. [http://doi.org/10.1016/s0377-0273\(01\)00223-2](http://doi.org/10.1016/s0377-0273(01)00223-2)
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & CSILLAG, G. 2003: Calculation of erosion rates based on remnants of monogenetic alkaline basaltic volcanoes in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary) of Mio/Pliocene age. — *Geolines — Journal of the Geological Institute of AS Czech Republic* **15**, 93–97.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & CSILLAG G. 2007: Pitfalls in erosion level calculation based on remnants of maar and diatreme volcanoes. — *Geomorphologie-Relief Processus Environment* **3**, 225–235. <http://doi.org/10.4000/geomorphologie.3822>
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J., HALLER, M. J., BRENNAN, M. & CSILLAG, G. 2010: Modern analogues for Miocene to Pleistocene alkali basaltic phreatomagmatic fields in the Pannonian Basin: “soft-substrate” to “combined” aquifer controlled phreatomagmatism in intraplate volcanic fields. — *Central European Journal of Geoscience*, **2/3**, 339–261. <http://doi.org/10.2478/v10085-010-0013-8>
- NÉMETH, K., AGUSTIN-FLORES, J., BRIGGS, R., CRONIN, S. J., KERESZTURI, G., LINDSAY, J. M., PITTARI, A. & SMITH, I. E. M. 2012a: Monogenetic volcanism of the South Auckland and Auckland Volcanic Fields. — *IAVCEI—CMV/CVS—IAS 4IMC Conference Auckland*, New Zealand, 57–59.
- NÉMETH K., CRONIN, S. J., SMITH, I. E. M. & AGUSTIN-FLORES, J. A. 2012b: Amplified hazard of small-volume monogenetic eruptions due to environmental controls, Orakei Basin, Auckland Volcanic Field, New Zealand. — *Bulletin of Volcanology* **74/9**, 2121–2137. <http://doi.org/10.1007/s00445-012-0653-6>
- SCHOPKA, H. H., GUDMUNDSSON, M. T., & TUFFEN, H. 2006: The formation of Helgafell, southwest Iceland, a monogenetic subglacial hyaloclastite ridge: Sedimentology, hydrology and volcano-ice interaction. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **152**, 359–377. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.11.010>
- SHERIDAN, M. F. & WOHLTZ, K. H. 1983: Hydrovolcanism — Basic considerations and review. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 1–29. [http://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90060-4](http://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90060-4)
- STRONCIK, N. A. & SCHMINCKE, H.-U. 2002: Palagonite — a review. — *International Journal of Earth Sciences* **91/4**, 680–697. <http://doi.org/10.1007/s00531-001-0238-7>

- SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. — *Tectonophysics* **208/1–3**, 243–256. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90347-9](http://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9)
- SZTANÓ O., MAGYAR I., SZÓNOKY M., LANTOS M., MÜLLER P., LENKEY L., KATONA L. & CSILLAG G. 2013: A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típuszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. — *Földtani Közlöny* **143/1**, 445–468.
- TCHAMABE, B. C., OHBA, T., KERESZTURI, G., NÉMETH, K., AKA, F. T., YOUSEN, D., ISSA MIYABUCHI, Y., OOKI, S., TANYILEKE, G. & HELL, J. V. 2015: Towards the reconstruction of the shallow plumbing system of the Barombi Mbo Maar (Cameroon) — Implications for diatreme growth processes of a polygenetic maar volcano. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **301**, 293–313. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.004>
- THORDARSON, T. 2004: Accretionary-lapilli-bearing pyroclastic rocks at ODP Leg 192 Site 1184: a record of subaerial phreatomagmatic eruptions on the Ontong Java Plateau. — *Geological Society, London, Special Publications* **229/1**, 275–306. <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.229.01.16>
- VALENTINE, G. A. & WHITE, J. D. L. 2012: Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. — *Geology* **40/12**, 1111–1114. <http://doi.org/10.1130/g33411.1>
- VALENTINE, G. A., GRAETTINGER, A. H., MACORPS, E., ROSS, P.-S., WHITE, J. D. L., DOHRING, E. & SONDER, I. 2015: Experiments with vertically and laterally migrating subsurface explosions with applications to the geology of phreatomagmatic and hydrothermal explosion craters and diatremes. — *Bulletin of Volcanology* **77/3**, <http://doi.org/10.1007/s00445-015-0901-7>
- WALKER, G. P. L. 1993: *Basaltic-volcano systems*. — In: PRICHARD, H. M., ALABASTER, T., HARRIS, H. B. W., NEARLY, C. R. (szerk.): Magmatic Processes and Plate Tectonics. *Geological Society, Special Publications* **76/1**, 3–38. <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.1993.076.01.01>
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 193–204. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009>
- WOHLETT, K. H. & HEIKEN, G. 1992: *Volcanology and Geothermal Energy*. — University of California Press, Berkeley, 432 p
- WOMER, M. B., GREELY, R. & KING, J. S. 1980: The Geology of Split Butte — A maar of the South-Central Snake River Plain, Idaho. — *Bulletin of Volcanology* **43/3**, 453–471. <http://doi.org/10.1007/bf02597685>

1. digitális táblázat. A képelemzés eredménye: átlag és relatív szórás a két piroklasztit-típusra vizsgált komponensenként. A dőlt betűtípussal szedett komponensek a juvenilis klaszterek közé tartoznak.

*Digital table 1. Results of image analysis. The table shows the average area ratios and standard deviations of different components within the two different pyroclastic types. Values in italic correspond to juvenile components.*

2. digitális táblázat. A képelemzés eredménye a minta vágott felületének százalékában.

*Digital table 2. Result of the image analyses. The area ratios are expressed in the percentage of the whole cutted surface of the specimen.*

Kézirat beérkezett: 2016. 09. 04.

