

Víz alatti volt-e a mio–pliocén vulkánosság a Snake-síksági vulkánvidéken (Idaho, USA)? — Terepi megfigyelések, mint az őskörnyezeti rekonstrukció eszközei

*How subaqueous was the volcanism in the Mio/Pliocene Snake River Plain (Idaho, USA) volcanic field?
— Volcanological field observations as tools to reconstruct palaeoenvironments*

NÉMETH KÁROLY^{1,2}, CRAIG WHITE³

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Stefánia út 14,

² Massey University, Volcanic Risk Solutions, PO Box 11 222, Palmerston North, New Zealand,

email: knemeth-volcano@fw.hu, knemeth@massey.ac.nz

³ Boise State University, Department of Geosciences, Boise, Idaho,

email: c.white@boisestate.edu

• ———

Tárgyszavak: freatomagmás vulkanizmus, salak, alapi torlóár, mafikus, maar, tufagyűrű, Surtsey

Összefoglalás

Az Idaho DNY-i részén található kiterjedt mio–pliocén Snake-síksági vulkánvidéket jelentős méretű lávatarakók, pajzsvulkánok, salak- és lávafröccskúpok, valamint freatomagmás vulkáni felépítmények alkotják. A Snake-síksági vulkánvidék több szempontból is az intrakontinentális vulkanizmus egy speciális formája, ahol nagy kiterjedésű pajzsvulkánok alkotják a vulkáni mező legjelentősebb méretű vulkánjait. A feltárások a fütakaró miatt általában ritkák, a Snake folyó közel 200 méter mély kanyon bevágása azonban fantasztikus formában tár fel néhány freatomagmás vulkánt. E vulkáni összetek általában hosszan tartó és nagymennyiségű piroklasztikus képződményt produkáló vulkanizmus során alakultak ki. Egy újonnan kezdeményezett együttműködési projekt keretében végzett terepi vizsgálatból az derült ki, hogy e vulkanizmus általánosan elfogadott víz alatti kitörés eredete jelentős revízióra szorul. Korábban e freatomagmás vulkanizmust mélyvízben bekövetkezett robbanásos vulkanizmushoz kötötték, mely víz alatti piroklasztitlencsét produkált az egykori Idaho-tó medencéjében. Az első terepi megfigyelések azonban azt támasztják alá, hogy a vulkanizmus sokkal valószínűbben szárazföldi körülmények között játszódott le, s a vulkáni kitörési termékek a vulkánokat körülvevő, részlegesen vízzel borított környezetben halmozódtak fel. E területeken sekély tavak és folyók léteztek, melyekben a vulkánok lepusztulásából, valamint az elsődlegesen robbanásos vulkanizmusból származó piroklasztikus képződmények is felhalmozódtak. Több, korábban a legmélyebb vízi kitörések helyeként rekonstruált vulkáni tanúhegy képződményeinek tanulmányozásával megállapítható volt, hogy azok az egykori vulkánon belül vízzel kitöltött kráterben, illetve kürtőben felhalmozódott üledékek elemei, s így azok környezeti jellegei nem terjeszthetők ki a vulkánokat körülvevő szinvulkáni üledékes medencére. A vizsgált vulkáni tanúhegyekben észlelhető piroklasztit és vulkanoklasztit anyagú sorozatok tanulmányozása rávilágított arra, hogy a freatomagmás vulkánok jó környezetjelzők egy-egy terület ősföldrajzi fejlődésének rekonstruálásához, de a pontos értelmezéshez mindennemű további őskörnyezeti rekonstrukció előtt a vulkanitok őskörnyezeti helyzetének értékelése is szükséges. Ebből a szempontból a Snake-síksági vulkánvidék kitűnő összehasonlító példa lehet más freatomagmás vulkáni területek tanulmányozásához, így pl. a Pannon-medence mio–pliocén freatomagmás vulkáni területeinek vizsgálata során.

Key words: phreatomagmatic, scoria, base surge, mafic, maar, tuff ring, Surtsey

Abstract

The western Snake River Plain volcanic field in South-west Idaho is considered to be an extensive Mio–Pliocene volcanic field that formed voluminous lava shields, pahoehoe lava fields, scoria cones, and great variety of phreatomagmatic volcanoes. In many ways the Snake River Plain volcanic field is considered as a special type of volcanic fields, where broad, large volume shield volcanoes form a complex network. In spite of the generally poorly exposed volcanic rocks in Idaho due to grass cover, deep canyon walls along the Snake River expose thick sequences of pyroclastic rocks, many of them indicating widespread and probably long lasting phreatomagmatic eruptive events through the volcanic history of the region. A newly initiated research project in cooperation with Boise State University researchers reports significant new findings to demonstrate that the general view of the western Snake River Plain volcanism as a continuum between deep subaqueous to subaerial eruptions may need significant revision. Previously, the location of many phreatomagmatic volcanic eruptive sites were considered to be the locations of deep subaqueous volcanoes erupted in the lake floor of a large intracontinental lake, called Lake Idaho. The identification of pyroclastic deposits suggestive for magma–water interaction has exclusively been used to draw a

palaeogeographical map to locate the former deep subbasins of the Lake Idaho in spite of the lack of independent supporting stratigraphical data from lacustrine beds.

Recent field based volcanological observations gave evidences of widespread presence of phreatomagmatic pyroclastic rocks, however, most of them exhibit textural features characteristic for subaerial depositional environment. In addition intrusive and extrusive magmatic bodies with peperitic margin have also been identified. Most of the peperite however can be interpreted to be preserved in intra-crater/conduit or vent settings and therefore cannot be used for as widespread palaeoenvironmental indicators to demonstrate magma and surface water (e.g. lake) non-explosive interaction. It seems that the common presence of pillow lava and associated hyaloclastite breccia deposits may also represent lava deltas formed in relatively shallow (few tens of metres) lacustrine basins. Analysis of pyroclastic facies seemingly confirms that the formation of pyroclastic deposits/rocks inferred to be deposited and formed in deep sublacustrine environment do not need such environment for their formation. This recent finding opens up many questions in regard of the Mio–Pliocene evolution of SW Idaho, the timing of the volcanism and its association with the evolution of the Lake Idaho and/or other large intracontinental lacustrine systems in the region. In addition, this re-evaluation of the volcanism in SW Idaho has some general implication for the usage of phreatomagmatic pyroclastic rocks for palaeoenvironmental reconstruction.

Bevezetés

A monogén vulkanizmus¹ változatos geotektonikai helyzetben és változatos környezetben hozhat létre vulkáni területeket (WALKER 1993). E vulkáni területek általában kis méretű (általában 0,01 km³-nél kisebb DRE² magma-mennyiséggel) vulkánokból állnak. E vulkánok kitörési termékei ugyan gyakorta komplex kitöréstörténetet rögzítenek, de térfogatuk 1-2 nagyságrenddel kisebb, mint az átlagos rétegvulkánoké (WALKER 2000). E monogén vulkánok gyakran csoportokba rendeződnek (WALKER 2000), vagy szerkezeti vonalakat követnek (CONNOR et al. 2000, CONWAY et al. 1997), időben változó helyű vulkáni góccokat alkotva (CONDIT, CONNOR 1996, CONDIT et al. 1989, CONNOR et al. 1992).

Mivel e vulkáni területek különböző üledékgyűjtőkben jönnek létre, a keletkezett piroklasztikus sorozatok jellege az éppen aktuális üledékes környezetre lesz jellemző (WHITE 1991a). Másképpen fogalmazva, a létrejött vulkáni-üledékes képződmények kitűnően alkalmazhatóak öskörnyezeti rekonstrukcióra. Különösen intrakontinentális területeken, ahol az üledékek megmaradási lehetőségei gyakran minimálisak, egy vulkáni terület vulkánjaiban és az azok körül felhalmozódó üledékek tanulmányozása fontos öskörnyezeti információkat tartalmazhat (WHITE 1991a). Egy vulkáni terület gyakran évmilliókig is aktív lehet (CONNOR et al. 2000, TANAKA et al. 1986), így az újonnan keletkező vulkánok más és más környezetben alakulhatnak ki. A vulkáni terület vulkánjainak kitörési termékei így pontosan rögzíthetik a vulkáni környezet időbeli változását, mint például fluviális vagy tavi környezetek kialakulását, eltűnését vagy sekélytengeri elöntést. A vulkánok piroklasztikus sorozataiban a víz alatti vagy szárazföldi jellegek kitűnően nyomon követhetőek.

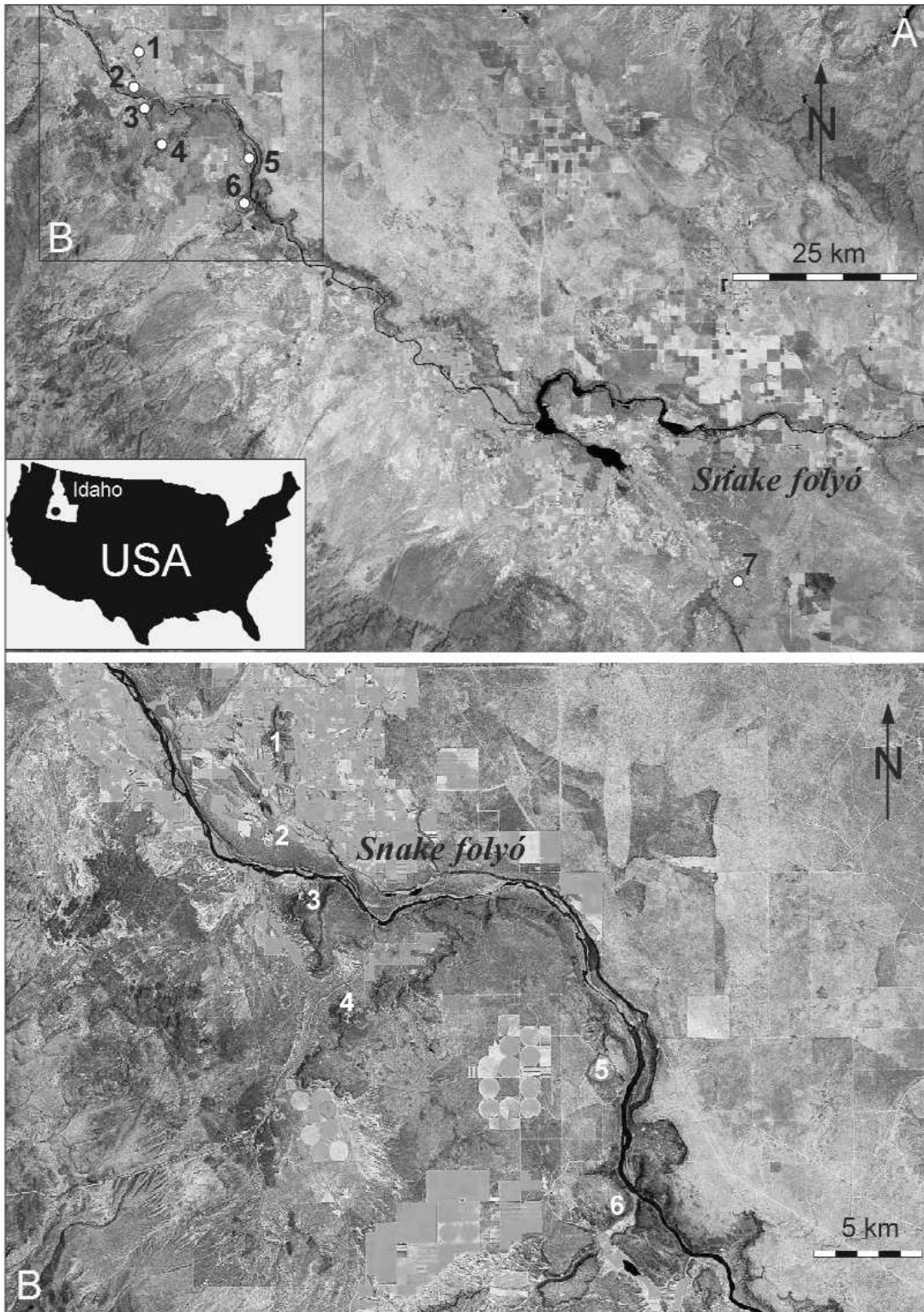
¹ Monogén vulkanizmus = olyan kis térfogatú, általában bazaltos magma által okozott vulkanizmus, mely során egyszeri alkalommal történik magma-felfnyomulás (általában sekélymélységű magmakamra jelenléte nélkül), mely így egyszeri alkalommal okoz, általában rövid ideig tartó (órak, napok) kiömléses vagy robbanásos (a magma gáztartalmától, illetve külső víz jelenlététől függően) vulkanizmust a felszínen. Jellegzetes vulkáni felszínformái a vulkáni salakkúpok, tufagyűrűk, tufakúpok, kis méretű pajzsvulkánok.

² DRE (Dense Rock Equivalent) = hólyagüreg nélkül számított tömörközet-térfogat

Mindez általánosságban igaz, azonban különösen a freatomagmás vulkáni területek és azok vulkáni felszínformái gyakran önálló, lokális környezeteket teremthetnek, s ezzel jelentős problémát okozhatnak az üledékes fációs értékelésében (NÉMETH et al. 2006). Ez különösen igaz maars-, azaz tufagyűrűvulkánok esetében, ahol a kráterekben kialakuló krátertavak olyan tavi környezetet hozhatnak létre, amelyekben akár mélyvízi üledékekre jellemző vulkanoklasztikus sorozatok vagy a kitörések felújulása esetén mélyebb vízi vulkánkitörésekre jellemző piroklasztikus sorozatok építhetnek fel Surtsey-típusú tufa kúpokat (NÉMETH et al. 2006).

Az elmúlt évtized kutatásai során a Pannon-medence nyugati peremén kitűnő példákat találtunk arra, hogy különösen néhány millió éves lepusztulás után, elsőként a mio-pliocén vulkáni szerkezetek értelmezését kell lefolytatnunk, mielőtt mélyebb öskörnyezeti rekonstrukciót alapoznánk a vulkáni felszínformákra és azok piroklasztikus képződményeinek jellegzetességére (NÉMETH, MARTIN 1999, NÉMETH et al. 2003). Ebben az előzetes terepi megfigyeléseken alapuló munkában egy, a Pannon-medencében kialakuló mio-pliocén vulkáni területekhez hasonló vulkáni területen alapuló öskörnyezeti rekonstrukció buktatóira hívjuk fel a figyelmet, jelezvén a vulkanológiai ismeretek óvatos értelmezésének fontosságát öskörnyezeti rekonstrukciós kérdésekben.

A tanulmányozott terület a Snake folyó völgyének egy részében, az ún. Snake-síkságon van. Ez a 650 km hosszú, 1000–1500 m-es tengerszint feletti magasságon lévő földrajzi egység a Yellowstone Nemzeti Parktól DNy-ra terül el, szinte teljes egészében Idaho államban. A Snake-síksági vulkánvidék nyugati részének (1. ábra) vulkanizmusát egy egykor jelentős méretű Idaho-tó rekonstruálására is felhasználták (GODCHAUX et al. 1992, SADLER, LINK 1996, SMITH et al. 1989). Idaho és Utah területén az utolsó néhány millió év során jelentős méretű tórendszerek jöttek létre és tűntek el. Az egyik legutóbbi esemény a Bonneville-tó története, mely katasztrofális áradással csapolódott le néhány ezer évvel ezelőtt (JARRETT, MALDE 1987, ORE et al. 1996), s jelentős eróziós hatásával több freatomagmás vulkán lepusztulását is eredményezhette a Snake-síksági vulkánvidéken. Terepi észleléseken alapuló munkánkban arra hívjuk fel a figyelmet, hogy szinte minden egyes tanulmányozott vulkáni



1. ábra. A Snake-síksági vulkánvidék környezete

A) LANDSAT 7 űrfelvétel a Snake folyó völgyéről a tanulmányozott kitörési központok jelölésével; 1 – Walters Peak-tanúhegy, 2 – White-tanúhegy, 3 – Guffey-tanúhegy, 4 – Con Shea-tanúhegy, 5 – Sinker-tanúhegy, 6 – a Montini-tanúhegy környéke, 7 – 71 Gulch-vulkán. Az USA térképén Idaho állam helye fehérrel van jelölve, melyen a Snake-síkság vulkánvidéket fekete pont jelzi. B) Az A kép ÉNy-i sarkának kinagyított részlete. A számok azonos helyeket jelölnek mint az „A” képen

Figure 1. The Snake River Plain Volcanic Field environment

A) LANDSAT 7 satellite image of the Snake River (“Snake folyó” in map) area with the studied volcanic eruptive centres; 1 – Walters Peak Butte, 2 – White Butte, 3 – Guffey Butte, 4 – Con Shea Butte, 5 – Sinker Butte, 6 – Montini Butte area, 7 – 71 Gulch Volcano. On the outline map of the USA Idaho state marked with white field. The Snake River Plain Volcanic Field marked with black dot. B) LANDSAT 7 satellite image of the Sinker Butte (enlarged NW corner of photo “A” area with the studied volcanic eruptive centres

eróziós maradvány sokkal inkább lokális, a vulkanizmus által létrehozott mikrokörnyezetre jellemző információt hordoz, mint regionális léptekben értelmezhető öskörnyezeti információt.

Földtani háttér

A Snake-síksági vulkánvidék nyugati szektora Idaho délnyugati részén (1. ábra) közel 200 km hosszan követhető (WOOD, CLEMENS 2004). A vulkánvidék alapvetően vastag, többfázisú és kiterjedt lávaárakból és azokhoz kapcsolódó autobreccsákból álló összelete egy félárokszerkezetet tölt ki (WOOD, CLEMENS 2004). A lávaárak többsége — melyek egy lapos, több tucat km átmérőjű pajzsvulkánból származnak — tholeites összetételű, pahoehoe lávatakarókat alkot (AXEN et al. 1993, HUGHES et al. 2002, WOOD, CLEMENS 2004). A pajzsvulkánok egymásra épült, fészkesen rendezett szerkezete alapján több kutató is arra a következtetésre jutott, hogy az idahói mio–pliocén mafikus vulkanizmus az intrakontinentális vulkanizmusnak egy önálló típusa (GREELEY 1982). A pajzsvulkánok egymásra épülése valóban különleges jelleg, csakúgy, mint az a tény, hogy jelentős térfogatú vulkáni anyagot foglalnak magukba. A vulkánvidék döntő alkotó elemei az effuzív kőzetek, a freatomagmás robbanásos vulkanizmus eredményeképpen keletkezett tufagyűrűk és tufakúpok anyaga előzetes becslések szerint mindössze 1-2% (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). Ez az arány e képződmények térfogatát valószínűleg alulbecsli annak eredményeképpen, hogy a piroklasztikus képződmények viszonylag kevés feltárásban követhetők. A terület átszelő Snake folyó kanyonja az egyedüli jól feltárt szelvény, ahol a kanyonfalban freatomagmás vulkánok teljes kereszt-szelvényei tanulmányozhatók (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). A folyóvölgy jelenlegi helyzete kétféleképpen értelmezhető:

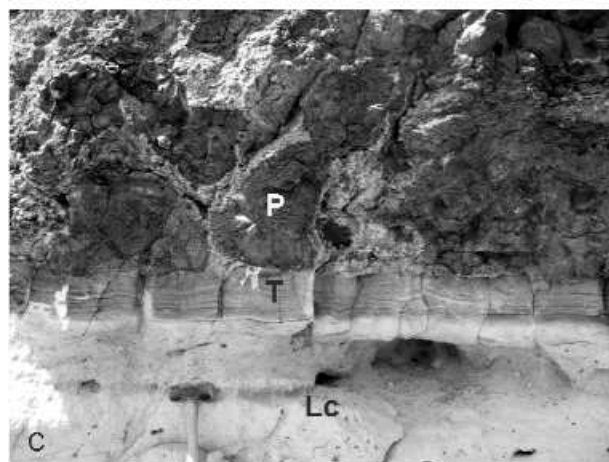
1. a folyó az amúgy kemény lávakőzetekkel fedett síkságot ott tudta átvágni, ahol freatomagmás vulkánok piroklasztikus képződményeit kemény kőzetek fedték,

2. a freatomagmás vulkánok éppen egy olyan hidrológiailag aktív zónát követve keletkeztek, amely többé-kevésbé megegyezik a Snake folyó mai völgyével.

Mindenesetre a kanyonfalban feltárások több tucat méter vastag piroklasztikus összletek elgondolkodtatóak arra nézve, hogy vajon milyen kereszt-szelvényt láthatnánk egy átlagos, félsivatagos sztyeppel fedett tanúhegyben, ha azt egy hasonló kanyonvölgy vágná ketté.

Víz alatti – szárazföldi monogén vulkanizmus

A Snake-síksági vulkánvidék nyugati része egy jelentős méretű pliocén tó, az Idaho-tó egykori elterjedését követi (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). Az üledékföldtani adatok szerint az Idaho-tó több helyen is akár néhány száz méter mélységű lehetett, és jelentős területeket boríthatott több



2. ábra. A láva nedves környezetbe ömlésére utaló jelenségek

A) Lavadelta keresztmetsvénye a Sinker-tanúhegytől 5 km-re (1. ábrán 5) A pontozott vonal a lavapad talpzonáját jelöli. B) Hialoklasztit breccsa (1. ábrán 5). C) Párnaláva (P) tavi üledékre (Lc) települve (1. ábrán 6.-tól délre). A párnaláva közvetlen fekéjje ismeretlen forrású tufaréteg (T). D) Akkréciós lapillirétegek (nyílak) párnaláva közvetlen közelében (1. ábrán 6.-tól délre)

Figure 2. Evidences supporting lava emplacement into wet environment A) Lava delta cross section about 5 km from the Sinker Butte (#5 on Figure 1). Dashed line represents the lava foot zone. B) Hyaloclastite breccia (#5 on Figure 1). C) Pillow lava (P) over lacustrine beds (Lc) (south of #6 on Figure 1). The immediate underlying layers of the pillow lava are tuff beds (T) with unknown origin. D) Accretionary lapilli (arrows) beds nearby pillow lava piles (south of #6 on Figure 1)

tucat méteres víz (JENKS, BONNICHSEN 1987, KOHN et al. 2002, McCLELLAN 1981, WOOD 1994). Az Idaho-tó pliocén kora és a vulkanizmus korára vonatkozó kevés radiogén izotóp koradat természetesen jelezte, hogy a vulkanizmus valamilyen mértékben e hatalmas víztömeggel kapcsolatba kerülhetett, és víz alatti vulkáni felszínformákat hozhatott létre (GODCHAUX et al. 1992). A jelentős térfogatú lávaárak párnaláva-szerkezetekkel (2. ábra), széles lavadeltákkal (2. ábra, A és B) és láva-talpbreccsákkal (2. ábra, B) alátámasztani látszanak a vulkanizmus mélyvízi, az Idaho-tó víztömegével kapcsolatba hozható jellegét (JENKS, BONNICHSEN 1987). Azonban jelenleg a vulkáni kőzetek koradatai arra utalnak, hogy a vulkánvidéken belül jelentős méretű területekről nincs elegendő, megbízható koradat, így azoknak időben az Idaho-tóhoz kapcsolhatósága megkérdőjelezhető. Ugyancsak fontos jellegzetessége az idahói vulkanizmusnak, hogy a párnalávák és hialoklasztit-rétegekkel jellemezhető összletek általában idősebb korokat mutatnak, így a nagyméretű Idaho-tó sokkal inkább váltakozó megjelenéssel, és eltűnéssel jellemezhető. Ebből következően a vulkáni környezetet a Snake-síksági vulkánvidék közel 8 millió éves története alatt jelentős változásokon eshetett át.

E megközelítésben a vulkánvidék hasonlóságot mutat a Pannon-medence mio-pliocén vulkánjaival, amelyek környezetében kisebb és sekélyebb tavak megmaradhattak azután is, hogy a Pannon-tó már lényegében megszűnt létezni (MAGYAR et al. 1999, MARTIN, NÉMETH 2004). E kisebb tavak a fiatalabb vulkanizmust erősen befolyásolhatták. Mivel sekélyvízi vagy alapvetően szárazföldi, de felszíni vízben gazdag környezetben igen bonyolult felépítésű piroklasztikus sorozatok alakulhatnak ki az ugyancsak bonyolult hidrológia által befolyásolt freatomagmatizmus miatt, a piroklasztikus sorozatok értelmezése nagy körültekintést igényel. A következő példák az azt a néhány területet mutatjuk be, ahol a korábbi felfogások jelentős újraértelmezést igényelnek, ami az egész Snake-síkság utolsó 8 millió éves fejlődéstörténetének értelmezését befolyásolhatja.

A Walters Peak- és a White-tanúhegy

Leírás

A Walters Peak-tanúhegy (1., 3. ábra, A és B) típuspélda egy vízből kiemelkedő vulkán bemutatására (GODCHAUX,

BONNICHSEN 2002, GODCHAUX et al. 1992). A tanúhegy közel 100 méterrel magasabb a környező síkságnál (3. ábra, A és B), döntő tömegét lapillitufa és tufa anyagú sorozat (3. ábra, B) alkotja. A piroklasztikus képződmények jól rétegzettek, jellemző a finom- és durvaszemcsés rétegek viszonylag monoton váltakozása. A piroklasztit-rétegek nem mutatnak szisztematikus változást a megfigyelhető rétegsorban. A finom- és durvaszemcsés rétegek ugyancsak nem mutatnak általános törvényszerűséget (pl. hogy a finomszemcsés rétegek vékonyabbak lennének). A finomszemcsés rétegek gyakran tartalmaznak héjas akkréciós vagy bélelt lapillit. A piroklasztikus rétegek gazdagok horizontális szállításra utaló szöveti jellegekben (mint antidiúne, keresztarétegzés, gyenge imbrikáció) és nagyobb litikus szemcsék mögött felhalmozott lapillizsebekben. E szöveti jellegek a rétegsor egészében felismerhetőek, nem kötődnek konkrét rétegtani helyzetekhez. Az alapvetően lapillitufa- és tufaképződményekből álló alapra egy lávafröccsen gazdag tufabreccsa-agglomerátum rétegsor települ. A piroklasztikus rétegeket megszilárdult láva fedi. Ez a lavatakaró őrizte meg a tanúhegyet a lepusztulástól.

A White-tanúhegy alig 2 km-re északra található a Walters Peak-tanúhegytől (1. ábra). A White-tanúhegy alig 200 m átmérőjű, 50 méteres kiemelkedés a környező síkságból (3. ábra, C és D). A White-tanúhegy több leírás szerint is a legmélyebb víz alatti kiterjedések eredményeként keletkezett (GODCHAUX et al. 1992). A megfigyelhető, közel 50 méteres szelvényben a piroklasztikus képződmények nem mutatnak semmiféle szisztematikus szöveti változást. A tanúhegy felé dőlő rétegek igen hasonlóak a Walters Peak-tanúhegy piroklasztikus képződményeivel.

Értékelés

A Walters Peak-tanúhegy piroklasztikus sorozata alapvetően osztályozatlan, ciklicitást nélkülöző rétegsora és a rétegsorban véletlenszerűen megjelenő akkréciós lapillirétegek azt mutatják, hogy a piroklasztit-rétegsor közel állandó, szárazföldi környezetben halmozódott fel (WHITE 1991a, WHITE 1991b). Az akkréciós lapilli megmaradási lehetőségei vízi környezetben igen kicsik (GILBERT, LANE 1994, SCHUMACHER, SCHMINCKE 1995), így az akkréciós lapillirétegeknek a teljes rétegsorban követhető volta azt jelenti, hogy e vulkáni sorozat nem keletkezhetett mélyvízi környezetben. A rétegsor alapi torlóár³, freatomagmás hullott piroklasztit és szineruptív képződményekből áthalmazott vulkanoklasztikus sorozataként értelmezhető (BULL, CAS 2000, CHOUGH, SOHN

³ Alapi torlóár = erősen turbulens, kis szemcsekoncentrációjú, a felszínrel párhuzamosan nagy sebességgel (~200 m/s) mozgó anyagár, melyet robbanás kelt (VALENTINE, FISHER 2000, WILSON, HOUGHTON 2000). Alapi torlóárak keletkeznek atomrobbantások alkalmával, melyek a robbantás során keletkező törmelékfelhő felszínrel párhuzamosan mozgó nyaki részét alkotják. Alapi torlóárak a természetben magma és víz kölcsönhatása során kialakuló freatomagmás robbanások során keletkeznek (WOHLETT, SHERRIDAN 1983). Attól függően, hogy az alapi torlóár tartalmaz e szabadvízcseppeket vagy sem, beszélhetünk nedves és száraz alapi torlóárakról (DELLINO et al. 1990).



3. ábra. A Walters Peak- (1. ábrán 1) és a White-tanúhegy (1. ábrán 2) vulkáni szerkezeti elemei

A) Walters Peak-tanúhegy (1. ábrán 1) délnyugatról. B) Piroklastit rétegek a Walters Peak-tanúhegy (1. ábrán 1) déli lejtőjén. A pontozott vonal egy szinvulkáni vetőt jelöl, amely mentén egész piroklastit blokk szakadhatott be a kráterbe. C) A White-tanúhegy (1. ábrán 2) látképe délről. D) A White-tanúhegy (1. ábrán 2) helyzete a Guffey-tanúhegyhez (1. ábrán 3) viszonyítva. A vízszintes vonal a lehetséges szinvulkáni paleofelszint mutatja

Figure 3. Volcanic structural elements of the Walters Peak (#1 on Figure 1) and White Buttes (#2 on Figure 1)

A) Walters Peak Butte from south-west (#1 on Figure 1). B) Pyroclastic rock units of the southern slope of the Walters Peak Butte (#1 on Figure 1). The dashed line represents a synvolcanic fault along entire pyroclastic block may have collapsed into the crater. ÉNy = north-west; DK = south-east. C) View from south to White Butte (#2 on Figure 1). K = east; Ny = west. D) Location of the White Butte (#2 on Figure 1) in comparison to Guffey Butte (#3 on Figure 1) maar/diatreme volcano. Horizontal line represents the possible synvolcanic palaeosurface. K = east; Ny = west

1990). A rétegsor zárótagja lávaszökőkutak és lávató keletkezésére utal.

A White-tanúhegy a Snake-síkság közepén található, ahol az ún. Boneville-áradás közel 500 ezer évvel ezelőtt igen intenzív folyóvízi erózióval minden könnyen erodálható képződményt mintegy „letörölt” a síkság tengely-övéből. Ezen áradás nyomai — hatalmas blokk- és görgetegszigetek a síkság közepén vagy áramlásárnyékban felhalmozott homokpadok — jól megfigyelhetők. Mivel a White-tanúhegy e képződmények között szigetként emelkedik ki tökéletes tanúhegyként, várhatóan minden egykori, a kráter peremén felhalmozott piroklastikus képződményét „elvesztette”, s így csak a vulkán egykori centrális kúrtókitöltési zónája maradt fenn. Ezt jól mutatják a körkörös a tanúhegy belseje fele dőlő piroklastitrétegek. A tanúhegy jelenlegi csúcsa is legalább 50 méterrel az egykori szinvulkáni felszín alatt fekszik a 3 km-re északra található Guffey-tanúhegy alapján. Az utóbbi tanúhegyről

ugyan nincs koradat, de valószínűleg a Guffey-, Walters- és White-tanúhegyek azonos kortartományba tehetőek, térbeli közelségük, piroklastikus képződményeik hasonlósága és csoportba rendezhetőségük alapján. A piroklastikus képződmények rossz osztályozottsága, az akkréciós lapillik jelenléte, és a változatos, de alapvetően párhuzamos rétegzettségű piroklastikus sorozatok sokkal inkább jellemzőek szárazföldi freatomagmás kitörések által létrehozott tefragyűrűk képződményeihez (WHITE 1991b), mint mélyvízi piroklast-sűrűségárak⁴ által lerakott képződményekhez (WHITE 2000, WHITE, HOUGHTON 2000). Összességében elmondható, hogy a White-tanúhegy egy freatomagmás vulkáni kúrtókitöltés.

A feltárásokban látható piroklastikus képződmények alapvetően nem használhatók pontos őskörnyezeti rekonst-

⁴ Piroklast-sűrűségár = kis szemcsekoncentrációjú, piroklast részecskéket tartalmazó a felszínrel párhuzamosan mozgó anyagár, mely mozgását alapvetően a gravitáció szabályozza.

rukcióra sem a White-tanúhegy, sem a Walters Peak-tanúhegy esetében, azon kívül, hogy a vulkáni kitorésekben a magma–víz kölcsönhatás fontos szerepet játszott. A tanúhegyek szerkezete a piroklasztikus sorozatok alapján mindkét esetben sokkal inkább jellemző egy sekély diatrémára, egy egykori tufagyűrű kürtőjében felhalmozódott piroklasztikus sorozatra, mely alapvetően szárazföldi körülmények között keletkezett, állóvizekben vagy felszínközeli víztárolókban lévő víz és magma freatomagmás kölcsönhatásaként (WHITE 1991b)

A Guffey-tanúhegy

Leírás

A Guffey tanúhegy (1. és 4. ábra) az egyik típuspéldája a szárazföldi környezetben működött vulkánoknak a Snake-síksági vulkánvidéken (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002, GODCHAUX et al. 1992). A Guffey-tanúhegy közel 1 km átmérőjű vulkáni tanúhegy (4. ábra, A), amelynek középső részén az erős lepusztulás következtében feltárul az egykori



4. ábra. A Guffey-tanúhegy (1.ábrán 3) vulkáni szerkezete, amely egy lepusztult freatomagmás vulkán (pl. maar/diatréma) maradványaként értelmezhető

A) Guffey-tanúhegy (1.ábrán 3) látkepe délről. A tanúhegy központjában az egykori kürtőkitöltés (diatréma - D) piroklasztit-rétegei tárnak fel. A vízszintes vonal a lehetséges paleofelszint mutatja, amelyre a kráterperem tufagyűrűje települt (nyíl). A fekete négyszög a „B” kép helyét jelöli. B) A Guffey-tanúhegy (1. ábrán 3) piroklasztit képződményei. Tufabreccsa (Ctb) és mátrix vázú tufabreccsa alkotja a piroklasztit fácies zömét. Tufabreccsa zsinórok radiális elrendeződésben nyomulnak (nyíl) a finomszemcsés tufabreccsába (világos zóna). C) Guffey-tanúhegy (1. ábrán 3) diatrémájának (D) és tufagyűrűjének (Tr) viszonya. A tufagyűrű pre-vulkáni tavi üledéksorra (L) települ. A tufagyűrűt láva (Lf) fedi. A fekete négyszög az „A” kép D-vel és nyíllal jelölt része közelről. D) Freatomagmás alapi torlóár és hullott piroklaszt eredetű lapillitufa- és tufarétegek váltakozása a Guffey-tanúhegy (1. ábrán 3) tufagyűrűjének rétegsorában. A rétegekben sok a ballisztikus szállítású vulkáni bomba (Bs)

Figure 4. The structural elements of the Guffey Butte (#3 on Figure 1) interpreted to be an eroded phreatomagmatic volcano (e.g. maar/diatreme)

A) View to the Guffey Butte (#3 on Figure 1) from south. In the central part of the butte the pyroclastic facies of the diatreme (D) crops out. Horizontal line represents the synvolcanic palaeosurface onto the tephra ring deposited (arrow). The black rectangular shows the location of figure “B”. K = east; Ny = west. B) Pyroclastic facies of the Guffey Butte (#3 on Figure 1) diatreme. Tuff breccia (Ctb) and matrix-rich tuff breccia are the dominant rock types here. Coarse grained breccia zones intrude radially (arrow) into the light colour tuff breccia. C) Relationship between diatreme (D) and tuff ring (Tr) at Guffey Butte (#3 on Figure 1). The tuff ring overlying prevolcanic lacustrine beds (L). The tuff ring is covered by lava (Lf). The black rectangular shows the location of figure “D”. K = east; Ny = west. D) Alternating phreatomagmatic base surge and fall out lapilli tuff and tuff beds from the tuff ring section of the Guffey Butte (#3 on Figure 1). The tuff ring succession is rich in ballistically transported volcanic bombs (Bs)

monogén vulkán belső szerkezete. A tanúhegy pereme horizontálisan települő közel 15 m vastagságú piroklasztit-rétegsort tár fel. Ezzel szemben a tanúhegy belsejében kaotikus helyzetben lapillitufából és tufabreccsából álló sorozat tanulmányozható. E piroklasztikus sorozatot szabálytalan telérek harántolják, melyek szegélyén gömbös peperit képez dm–m széles zónát. Ahol a lepusztulás a telért a prevulkáni tavi üledékeket harántoló helyzetben tárja fel, a kontaktzónában erős hidrotermális hatás nyomai ismerhetők fel, gyakran sülési nyomokkal. A tufabreccsákban települő telérekben folyamatos átmenetet mutatkozik a teléres és piroklasztikus kőzetek között. A tufabreccsákban gyakran néhány méter hosszan, deciméteres–méteres szélességű zónákban szemcsevázú sávokat lehet felismerni, melyek radiális helyzetbe rendeződtek (4. ábra, B). A csúcs peremén a piroklasztikus sorozat jellegzetesen osztályozatlan, rétegzett, dűne- és antidűne-szerkezeteket tartalmazó rétegzést mutat (4. ábra, C és D). Járulékos, vulkáni és üledékes kőzetekből álló lapillik gyakran becsapódási krátereket hoztak létre a rétegeken belül. Akkréciós lapilli a tufarétegekben gyakori. Szemcsevázú bazaltsalak néhány centiméteres rétegekben több tucat méterrel át jól követhető módon fedik be az idősebb rétegeket.

Értékelés

A Guffey-tanúhegy minden tekintetben egy szárazföldi körülmények között keletkezett tufagyűrű, sekély maar maradványának tekinthető (WHITE 1991b). A körkörös helyzetben térképezhető jellegzetes tufagyűrű-rétegsorok az egykori, néhány száz méter átmérőjű kráterzónát övező tufagyűrű piroklasztit-rétegei. A piroklasztit-rétegsorok alapvetően alapi torlóár, freatomagmás hullott piroklasztit és szemcsékben dús piroklasztitár képződményeiből épülnek fel (WHITE 1991b). A rétegsor alapján a vulkánkitörés kb. 1 millió éve történhetett, mint azt a kürtő által átvágott lávatarakó kora rögzíti (WHITE, szóbeli közlés, 2006). A freatomagmás piroklasztikus sorozat azt mutatja, hogy jelentős térfogatú, sekély mélységből feltépett üledékes kőzettörmelék alkotja a piroklasztikus képződmények nagy hányadát. Ez azt jelenti, hogy a freatomagmás robbanások az egykori vízben gazdag tavi homok- és agyagüledéket áttörve, sekély mélységű tál alakú krátert/kürtőt hozhattak létre, amelynek a belsejében valószínűleg sekély maar-szerkezet is kialakult, a Pannon-medence számos mio–pliocén tufagyűrűjéhez hasonlóan (MARTIN, NÉMETH 2005). A krátertalp beszakadási mélysége kb. 50 méterre tehető a kráterperem piroklasztikus képződményeinek a kürtőkitöltéshez viszonyított helyzete alapján. A tanúhegy belsejében lévő, szabálytalan határvonalú telérekkel átjárt, tömeges vulkáni breccsa vulkáni kürtőkitöltésnek, diatrémának tekinthető (WHITE 1991b). A litikus és vulkáni blokkokból kialakult vertikális és szubhorizontális zsinórok a kürtőben lezajló fluidizációs folyamatokra utalhatnak és elfojtott piroklasztit-berobbanási zónaként értelmezhetőek (ROSS, WHITE 2005, 2006). A Guffey-tanúhegy összességében, a korábbi rekonstrukcióknak megfelelően valóban szárazföldi környezetben alakult ki, de fő tömege

inkább a színvulkáni felszín alatt felhalmozott kürtőkitöltés, mintsem a színvulkáni paleofelszínen kialakult vulkáni felépítmény.

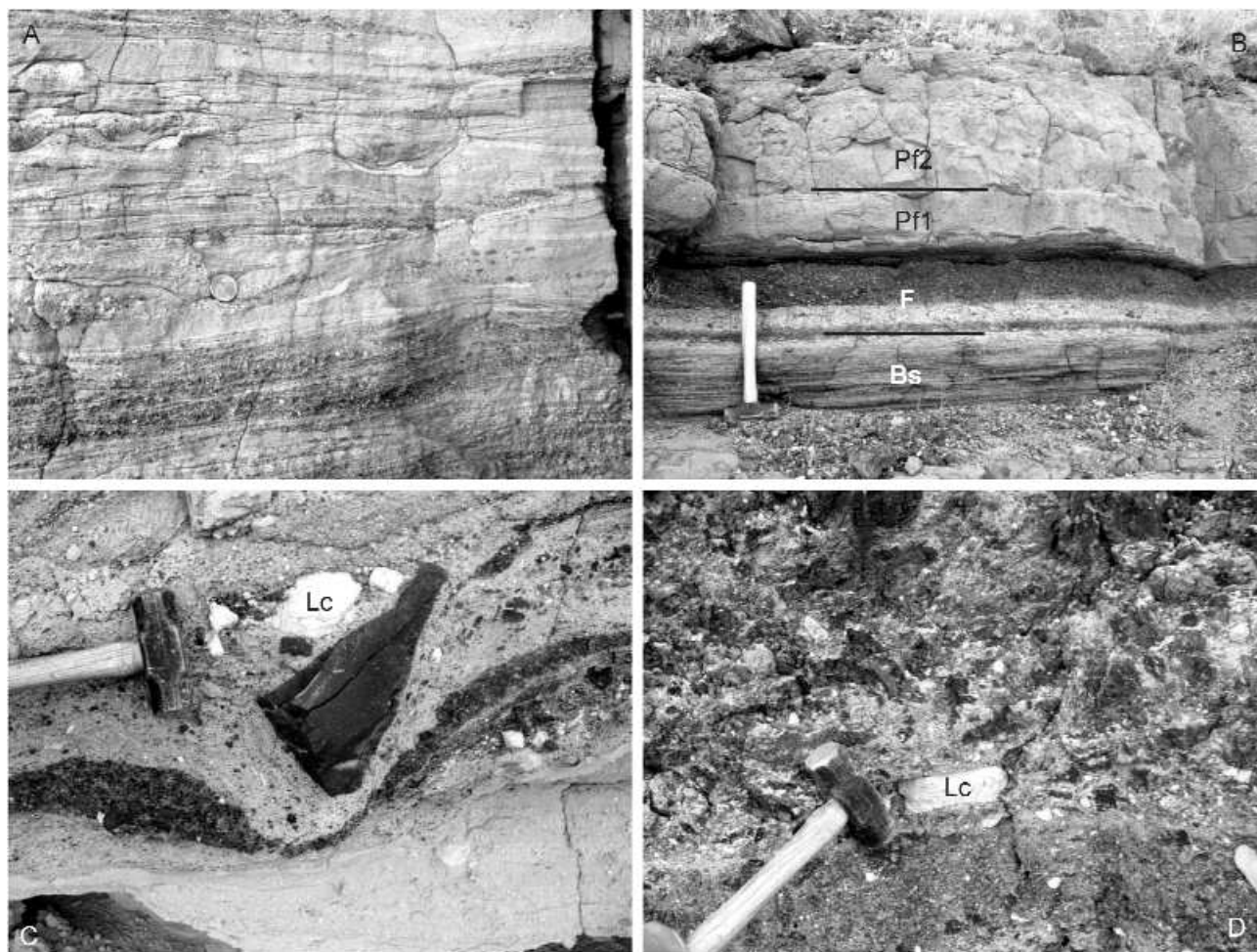
A Con Shea-tanúhegy

Leírás

A Con Shea-tanúhegy alig 3 km-re keletre található a Guffey-tanúhegytől (1. ábra). Több terepi észlelés is arra utal, hogy vulkáni képződményei önálló vulkáni központ-hoz kapcsolódnak, s a Guffey-tanúhegy kőzeteihez hasonló korúnak tekinthetők. E vulkáni központot is alapvetően víz alatti kitörés eredményének tekintették, s úgy vélték, hogy a kitörések a vulkáni működés utolsó fázisában vízből kiemelkedő tefrakúp kialakulásához, láva szökőkutak működéséhez vezettek (GODCHAUX et al. 1992). A piroklasztikus sorozat a csúcs nyugati oldalán tárul fel közel 20 méter magas feltárásban. A feltárás anyaga finomszemcsés lapillitufa és tufa anyagú sorozat, igen gyakori a kereszt-rétegzés és dűneszerkezet (5. ábra, A). A kereszt-rétegzett rétegeket gyakran akkréciós lapillirétegekkel fedik. Gyakoriak a kisebb vulkáni bombák, lapillik sekély becsapódási krátere is. Ezek a piroklasztit-rétegek gyakran szemcsékben dúsak. A feltárt piroklasztikus sorozat középső részén laposozóú kereszt-rétegzésben és akkréciós lapilliben gazdag, tipikus lapillitufa-sorozat tárul fel. A piroklasztikus sorozatot legalább három salakréteg tagolja. A középső salakrétegben nagymennyiségű iszapszerű mátrix fordul elő (5. ábra, B). Ezeket a rétegeket tömeges, néhány deciméter vastag, alapvetően szerkezetnélküli, lapillitufarétegek fedik (5. ábra, B). E rétegek felett vulkáni kőzet-szemcsékben gazdag homokrétegek települnek, amelyeket ismét lapillitufa fed. A lapillitufa kereszt-rétegzett, gyakoriak benne a szürke bazaltlapillik becsapódási krátere (5. ábra, C). A piroklasztikus sorozatot lávafröccs eredetű kőzetek fedik, amelyekre (5. ábra, D) lávatarakó települ. A fedő lávatarakók igen gazdagok feltépett homokzárványokban, melyek gyakran elnyújtott formájúak, erősen oxidáltak.

Értékelés

A Con Shea-tanúhegy a víz alatti vulkáni kitörések során keletkezett tufakúpok egyik típuspéldájaként értelmezett tanúhegy (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). Azonban a feltárt piroklasztikus képződmények sokkal inkább szárazföldi környezetben bekövetkezett freatomagmás robbanásos vulkanizmus során keletkezett tufagyűrű- és ahhoz tartozó diatréma-szerkezet maradványaira jellemzőek. A feltárt, közel 20 méter vastag szelvény bázisán freatomagmás alapitorlóár-képződmények képeznek bonyolult, néhány méter vastag sorozatot. A jellegzetes, meredek szögű kereszt-rétegek, antidűne- és dűne-szerkezetek, eróziós csatornák, becsapódási kráterek és akkréciós lapillirétegek inkább alapi torlóárral való szállításra, mintsem víz alatti



5. ábra. A Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) piroklasztit-rétegei

A) Alapi torlóár eredetű lapillitufa- és tufarétegek a Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) vulkanitjainak bázisrétegeiből. B) A Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) középső piroklasztit szelvénye. Az alapi torlóár rétegeit (Bs) salak anyagú hullott piroklaszt rétegek (F) fedik, amelyekben a hamu és a salak rétegeit gyakran iszapkéreg borítja (világos rétegek). Az egységet több freatomagmás piroklasztár által ülepített lapillitufa-réteg fedi (Pf1, Pf2). C) Fekete, szögletes bazaltlapilli által okozott becsapódási kráter a Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) piroklasztit rétegeinek felső egységében. E rétegek sok feltépett, gyakran plasztikusan deformált tavi üledék-foszlányt (Lc) tartalmaznak. D) A Con Shea-tanúhegy (1. ábrán 4) záró piroklasztit egysége, amely alapvetően lávafröccs lapilliből áll és sok tavi eredetű üledékfoszlányokat (Lc) tartalmaz

Figure 5. Pyroclastic succession of the Con Shea Butte (#4 on Figure 1)

A) Base surge origin lapilli tuff and tuff dominated beds from the Con Shea Butte (#4 on Figure 1) basal pyroclastic units. B) Middle section of the Con Shea Butte (#4 on Figure 1) pyroclastic succession. Base surge beds (Bs) overlain by scoriaceous fall units (F) commonly with mud coated scoria lapilli and ash (light coloured layer). The unit is covered by multiple phreatomagmatic pyroclastic flow units (Pf1, Pf2). C) Impact sag caused by black basalt lapilli in the upper pyroclastic succession of the Con Shea Butte (#4 on Figure 1). These beds are rich in plastically deformed lacustrine mudstones and siltstones (Lc). D) The uppermost lava spatter dominated pyroclastic unit of the Con Shea Butte (#4 on Figure 1). This unit is rich in mud and siltstones (Lc)

piroklasztit-sűrűségárok által történt szállításra utalnak (WHITE 1991b).

A freatomagmás sorozatot lefedő salakrétegek jellegzetes agyag-bekérgézt tartalmaznak. Ezek olyan Stromboli-típusú kitörésekre utalnak, melyek iszappal kitöltött kürtőn keresztül történtek (WHITE 1996, WHITE, HOUGHTON 2000). A felső freatomagmás piroklasztikus sorozat legalább két vastag (dm vastagságú) piroklasztit-egységet is tartalmaz, melyek szerkezet nélküli, tömeges szövete és mátrixvázú, amúgy változatos lapillit tartalmazó rétegei, piroklasztikus árákra jellemző szállításra utalnak (WILSON, HOUGHTON 2000). A freatomagmás piroklasztit-rétegsort néhány dm vastag homokréteg fedi,

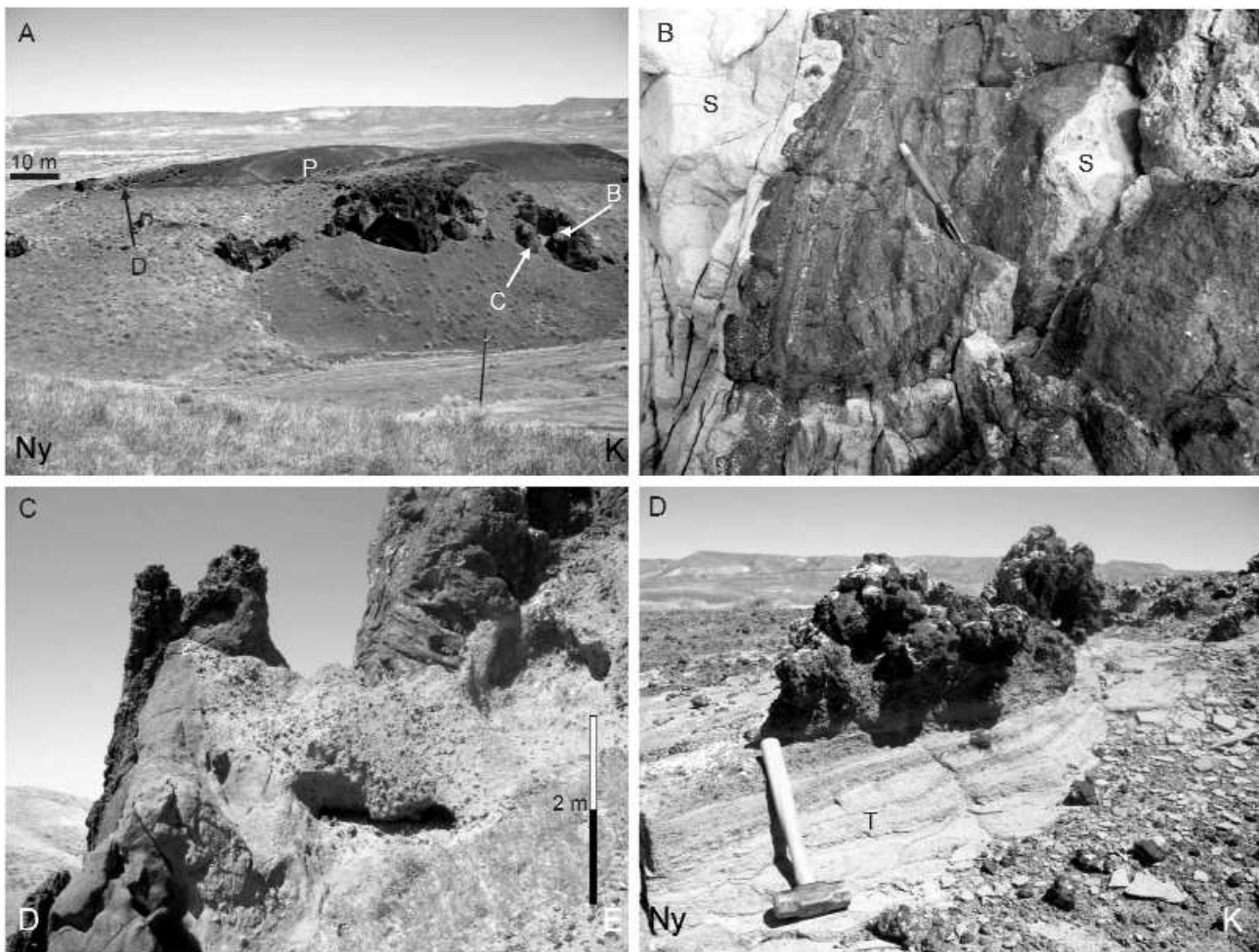
amit egy feltépett homok- és agyagzárványokban gazdag, max. 2 m vastagságú alapitorlóár- és freatomagmás hullott piroklasztit-rétegsor követ. A közbetelepült homokréteg arra utal, hogy a kitörésben rövid szünet állhatott be, amelynek hossza azonban ismeretlen. Akár néhány órás szünet is produkálhat hasonló rétegsort, különösen akkor, amikor a vulkánkitörés során jelentős mennyiségű gőz fejlődik, amely kondenzáció után kisebb tavacskákat formálhat a folyamatosan épülő vulkáni felépítmény oldalán és a körül (BULL, CAS 2000). Az egyes freatomagmás robbanási ciklusok időnként jelentősebb térfogatú homokot, agyagot robbanhatnak ki, amely e kisebb tavacsákban gyorsan felhalmozódhat. A Con Shea-tanúhegy piro-

klasztikus sorozatának záró tagja igen gazdag feltépet sziliciklasztikus szemcsékben. A tanúhegyet záró, lávafröccs és salak anyagú rétegek plasztikusan deformált agyagzárványainak jelenléte és a szemcseközi teret kitöltő homok arra utal, hogy lávaszökőkutak működtek az egykori vulkán iszappal kitöltött vulkáni kráterében (HOUGHTON, SMITH 1993, HOUGHTON et al. 1999).

A teljes vulkáni sorozatban sok a alapitorlóár-képződés és az akkréciós lapilliréteg, melyek szabálytalan rétegtani elrendezésben a rétegsor teljes szelvényében követhetők. Mindez arra utal, hogy a rétegsor teljes egésze igen állandó környezetben, szárazföldi körülmények között rakódott le. A fennmaradt piroklasztikus sorozatról

nem dönthető el teljes bizonyossággal, hogy az egykori kráter körüli tefragyűrű vagy a krátert kitöltő rétegsor részét képezi. A geomorfológiai helyzet azonban arra utal, hogy valószínűleg a sorozat a kráter belső kitöltésének maradványa, így a rétegsorból kiolvasható öskörnyezeti jellegek inkább a freatomagmás vulkán által létrehozott helyi, a kráteren belüli környezetre jellemzőek, mint a színvulkáni környezetre.

Ettől függetlenül, a kráteren belüli környezet sem lehetett túlságosan gazdag vízben (pl. nem lehetett jelentős a vízzel borítottság), és valószínűleg a vulkán is inkább szárazföldi körülmények között keletkezett, mintsem víz alatti környezetben.



6. ábra. A 71 Gulch-vulkánt (1. ábrán 7) korábban az egyik legmélyebb vízi környezetben keletkezett vulkánként értelmezték

A) A 71 Gulch-vulkán (1. ábrán 7) látképe északról. A tanúhegy tetejét párnalavatestek (P) fedik. A B, C, és D jelű nyilak a 6. ábra „B”, „C” és „D” képeinek helyzetét jelölik. B) Peperit a 71 Gulch-vulkán (1. ábrán 7) gyökérszónájában. A magma a prevulkáni tavi üledéksorozatba (S) nyomult. C) Meredeken dőlő sötét lapillitufarétegek és durvaszemcsés, szögletes bazaltdarabokból álló peperit zóna a 71 Gulch-vulkán (1. ábrán 7) egyik kitörési csatornáját alkotó telérszóna mentén. D) Főként alapi torlóár és freatomagmás hullot piroklasztból (T) álló piroklasztitrétegek a 71 Gulch-vulkán (1. ábrán 7) tufagyűrűjéből. A piroklasztitösszletet orsóbomba és párnalávafosztlányok fedik

Figure 6. The 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1) has been interpreted as one of the volcano erupted in the deepest sub-aqueous environment in the region

A) Overview from the north to the 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1). The top of the butte is covered by pillow lavas (P). The B, C and D arrows refer to the view of the figure 6 “B”, “C” and “D” pictures. Ny = west; K = east. B) Globular peperite along a dyke margin of the root zone of the 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1). The magma intruded into the prevolcanic lacustrine sediments (S). C) Steeply dipping dark lapilli tuffs and coarse-grained, angular basalt block rich peperitic zone along one of the feeder dykes of the 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1). D = south, É = north. D) Base surge and phreatomagmatic fall-out deposit dominated pyroclastic succession (T) from the tuff ring of the 71 Gulch volcano (#7 on Figure 1). The pyroclastic succession is overlain by spindle bombs, and pillow lava fragments. Ny = west; K = east

A 71 Gulch-vulkán

Leírás

A 71 Gulch-vulkán egy alig 200 méter átmérőjű elnyújtott tanúhegy (1. és 6. ábra, A), amely egy időszakos vízfolyás völgye közepén képez egy közel 50 méter magas dombot. A tanúhegy középső részén salak és párnaláva fedi a piroklasztikus képződmények zömét (6. ábra). A tanúhegy feltárt alsó részén vertikális és horizontális helyzetű, igen szabálytalan alakú, fekete lávatestek tárulnak fel. A lávatestek a bezáró homokrétegekkel szabálytalan kontaktus mentén érintkeznek (6. ábra, B). A kontaktus gömbös, kerekded, a lávatestek pereme erősen üveges. A kontaktusokban szögletes és kerekded szemcsék egyaránt előfordulnak, méretük igen változatos (mm–dm). A tanúhegy alsó részén, erősen a csúcs felé dőlő piroklasztitritegekbe benyomult intruzív testek is láthatók (6. ábra, C), ezek peremén ugyancsak kontaktus ismerhető fel. A tanúhegy felső részén méteres elnyúlt és kerekded alakú párnalávatestek vékony hialoklasztit mátrixban úsznak. E párnalávatestek folyamatosan csatlakoznak egy jellemzőbb koherens szerkezetű lávatesthez. A tanúhegy peremi és felső részén párhuzamosan jól rétegzett lapillitufás tufarétegek tárulnak fel legalább 4 méter vastagságban (6. ábra, D). E piroklasztitritegek a csúcs felől dőlnek 15°-os szögben. A piroklasztitritegekben gyakori a laposközögű keresztrezés és a szögletes, vulkáni, illetve litikus lapilliszemcse.

Értékelés

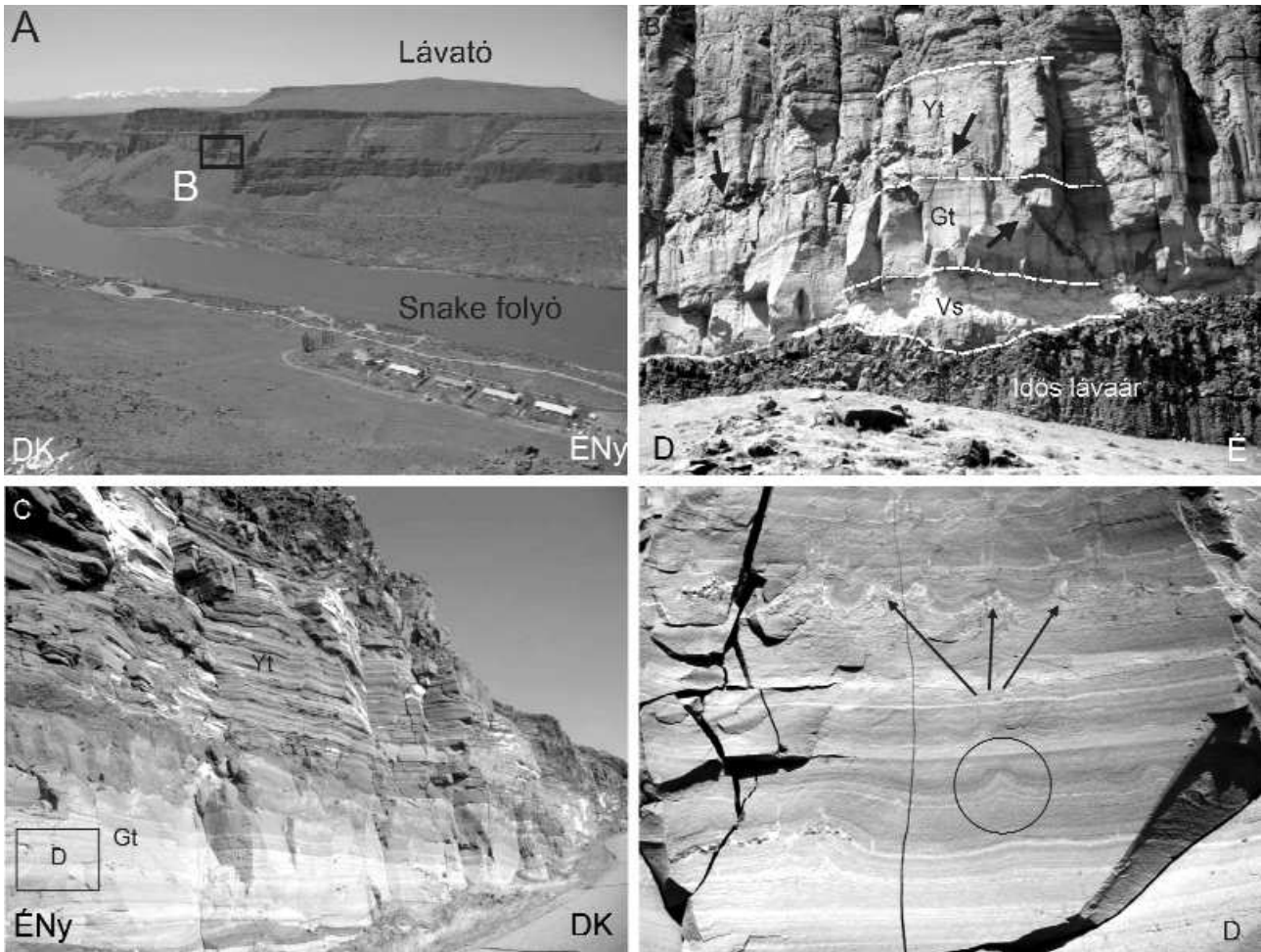
Korábban a 71 Gulch-vulkánt ugyancsak az egyik legmélyebb vízi vulkáni kitörés mintapéldájaként írták le (GODCHAUX et al. 1992). A feltárt piroklasztit- rétegsor azonban ezt a megállapítást nem támasztja alá (NÉMETH, WHITE 2006). A vertikális és horizontális lávaszerű vulkanittek intruzív kontaktusban vannak a bezáró prevulkáni tavi homokrétegekkel (NÉMETH, WHITE 2006). A változó vastagságú kontaktusokban felismerhető gömbös peperit (BUSBY-SPERA, WHITE 1987, WHITE et al. 2000) azt igazolja, hogy az intruziók nedves homokba nyomultak. A peperites zónák mellett meredeken dőlő, de csak gyengén rétegzett szürke, üveges lapillitufa arra utal, hogy a piroklasztikus és peperites képződmények egy laza, instabil kürtőfallal határolt vulkáni kürtőkitöltés részei. A vertikális közettestek — telérek — és az azokhoz kapcsolódó peperitzónák felfelé párnalávarétegekbe mennek át, melyeket egy jól rétegzett, juvenilis szemcsékben gazdag lapillitufa-rétegsor foglal félkör alakzatba a tanúhegy keleti oldalán. A lapillitufarétegek enyhe keresztrezettségű, rossz osztályozottsága és az akkréciós lapillik jelenléte alapi torlóár és freatomagmás piroklasztit eredetűek lehetnek, képződésük alapvetően szárazföldi vagy igen sekély vízmélységű környezetben mehetett végbe. A lapillitufarétegeket szabálytalan alakú orsóbombák és lávafoszlanások fedik, arra utalva, hogy a freatomagmás erupciós ciklus zárásaként enyhe Stromboli-típusú kitörések, lávaszökőkü-

tak működhetnek, más freatomagmás vulkáni területeken leírt példákhoz (HOUGHTON, SCHMINCKE 1989, WHITE 1991b) hasonlóan. Mivel a párnalávák e lapillitufasáncban belül, a tufákkal közel azonos rétegtani magasságban helyezkednek el, logikus következtetés, hogy a párnalávák egy kráteren belüli környezetben alakulhattak ki, pl. egy krátertóban, amelyet tefrasánc zárhatott körbe (NÉMETH, WHITE 2006). Összességében elmondható, annak ellenére, hogy számtalan szöveti jelleg a 71 Gulch-vulkán erősen nedves környezetű kialakulását jelzi, azok egyrészt a prevulkáni tavi üledékek nagy víztartalmát, illetve a vulkanizmus során kialakult krátertóban lezajló és nem a színvulkáni környezet mélyvizű tavában lezajlott eseményeket dokumentálják (NÉMETH, WHITE 2006).

A Sinker-tanúhegy és a Snake-kanyon szelvényei

Leírás

A Sinker-tanúhegy (1. és 7. ábra, A) az egyik legnagyobb térfogatú vulkáni tanúhegy a Snake-síksági vulkánvidéken (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). A tanúhegyet a Snake folyó vágja ketté enyhén aszimmetrikus módon, követve a tanúhegy rétegtanilag magasabb helyzetű, erősen összeült piroklasztitritegekből álló, megszilárdult lávató anyagával kitöltött középső 1 km átmérőjű részét (1. ábra). A folyó bevágódásának eredményeként a kanyon Sinker-tanúhegy felé eső részén a proximális (7. ábra, B), míg a folyó túloldalán található útbévágásban a disztális piroklasztitritegek tanulmányozhatók (7. ábra, C). A kanyonvölgy kb. 300 m széles, ezáltal alkalmas fontos fáciesváltozások kövételére. A Sinker-tanúhegyet nagyméretű, víz alatt keletkezett piroklasztitlencsére települt tufakúpként rekonstruálták korábban, az egykori vulkán kráterében jelentős méretű lávató képződményeit feltételezve (GODCHAUX et al. 1992). Annak ellenére, hogy több leírásban is karakterisztikus szöveti változást dokumentálnak a feltárt közel 100 méter vastag piroklasztikus sorozatban, s az egykori vízszintet is jelezték, a piroklasztikus sorozat felépítése sokkal bonyolultabb. Úgy tűnik, hogy a proximális és disztális sorozatok egymással rétegről rétegre korrelálhatók (7. ábra, B és C), és nagy vonalokban azonosítható szöveti képű képződmények térképezhetők néhány km-en keresztül. Az idősebb lávatestekre települő Sinker-tanúhegy piroklasztikus sorozata egy vulkáni eredetű klasztkban gazdag homokkal kezdődik, amelyre szürke, jól rétegzett, eróziós csatornákkal szabdaltnak finomszemcsés piroklasztikus sorozat települ (7. ábra, B). A homokrétegek medencekitöltésként foghatók fel, zárórétegeik vízszintesek. A szürke bazális piroklasztikus sorozat proximális helyzetben 15-20 méter vastag, míg kb. 300 méterrel távolabb, disztális helyzetben már csak 5 méter vastag (7. ábra, B és C). E rétegekben gyakoriak a vízkiszökéses szerkezetek (7. ábra, D). A szürke piroklasztitritegekre sárga, vastagon rétegzett és durvább szemcsés, erősen palagonitosodott piroklasztikus sorozat



7. ábra. A Snake-síksági vulkánvidék egyik legnagyobb térfogatú tanúhegye a Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) szerkezete és piroklasztit rétegei
 A) A Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) látkepe északkeletről. A kanyon fala tárja fel a teljes piroklasztit-sorozatát, amelyet megszilárdult lávató fed. A téglalap a 7. ábra B-vel jelölt helyét mutatja. B) A Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) proximális piroklasztit sorozatának bázisa. A piroklasztit rétegek idősebb lávatestekre települnek. A bázisréteget finomszemcsés, világos színű vulkanoklasztit-homok (Vs) alkotja. E rétegekre települ egy szürke, gyakorta plasztikus deformációs szöveti képet mutató szürke tufasorozat (Gt), amit jellegzetes vulkáni üvegekben gazdag sárga tufa- és lapillitufa-rétegsor (Yt) fed. A vulkanoklasztit sorozatot szabálytalan határvonalú telér (nyilak) szeli át. C) A Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) disztális vulkáni sorozata, amely jól korrelálható a proximális sorozatokkal. A kőzetegységek betűjelei a „B” képen található betűjelekkel azonosak. A téglalap a D jellel a 7. ábra D-vel jelölt részét emeli ki. D) Plasztikus deformációra (nyilak) és vízkilépésre (kör) utaló szöveti jelleg a Sinker-tanúhegy (1. ábrán 5) „szürke tufa” egységéből. A képen látható terület 2 m széles

Figure 7. Volcanic architecture and the pyroclastic successions of the Sinker Butte (#5 on Figure 1) which is one of the largest butte of the Snake River Plain Volcanic Field

A) Overview of the Sinker Butte (#5 on Figure 1) from NE. The canyon wall exposes the entire pyroclastic succession of the butte, which is covered by a solidified lava lake (Lávató). The rectangular with the B sign refers to the location of the view of the 7 figure B. DK = south-east; éNy = north-west. B) Base of the pyroclastic succession of the Sinker Butte (#5 on Figure 1) proximal volcanic units. The pyroclastic succession developed over old lava flow (Idős lávaár) units. The lava flow unit is covered immediately by a whitish volcaniclastic succession (Vs). These beds overlain by a grey tuff and lapilli tuff unit (Gt) that is rich in soft deformational features (Gt). The upper section is composed of yellow tuff and lapilli tuff (Yt) rich in volcanic glass shards. The entire volcaniclastic succession is cross cut by a dyke (arrows) with irregular and chilled margin. D = south; É = north. C) Distal volcanic succession of the Sinker Butte (#5 on Figure 1), correlate well with the proximal successions. Letters represents the same rock units referred on “B”. The rectangular with the D letter refers to the view of the 7 figure D. DK = south-east; ÉNy = north-west. D) Soft sediment deformation features (arrows and circle) in the “grey tuff” units of the Sinker Butte (#5 on Figure 1) distal volcanic facies. The view is 2 m across

települ több tucat méter vastagságban proximális és néhány méteres vastagságban disztális helyzetben (7. ábra, B és C).

Értékelés

A Sinker-tanúhegy az egyik legnagyobb térfogatú vulkáni szerkezet a Snake-síksági vulkánvidéken (GODCHAUX, BONNICHSEN 2002). A tanúhegyet a Snake folyó közel 200 méteres kanyonnal szeli át. A folyó völgy enyhe kanyart vesz a tanúhegy középső, valószínűleg lepusztulásnak el-

lenállóbb része körül, s 200-300 méteres zónában választja el a proximális és disztális vulkáni sorozatot. E helyzet kitűnő feltételeket teremt a vulkán működésének rekonstrukciójához, a piroklasztikus képződmények keletkezésének értelmezéséhez. GODCHAUX, BONNICHSEN (2002) szerint a Sinker-tanúhegy azon vulkáni képződmények közé sorolható, amelyek működésében a kezdeti víz alatti robbanásos kitörések egy víz alatti piroklasztitlencsét hoztak létre az egykori Idaho-tó fenekén, majd annak felszíne fokozatosan emelkedett az egykori víztükör fölé, közel 3 km átmérőjű

tufakúpot hozva létre. A tufakúp belsejében salakból és lávafröccsből álló kúp épült fel, ez szolgáltatta az egykori tufakúp kráterét kötőtő lavát (BRAND 2004, BRAND, WHITE 2006). A megszilárdult lava takaróként alkotja a Sinker-tanúhegy mai legmagasabb platóját. Az eddigi értelmezések szerint a Sinker-tanúhegy piroklasztikus sorozatának alsó, közel 50 méter vastag részét egy masszív, vulkáni üvegben gazdag, rosszul, de vastagon rétegzett piroklasztikus sorozat alkotja, amelyet alapvetően víz alatti vulkáni törmelékárak, zagyárok és piroklasztit-sűrűségárok hoztak létre (GODCHAUX et al. 1992). A bázisrétegek víz alatti keletkezését a Sinker-tanúhegy vulkáni sorozatától kb. 3 km-re a Snake folyó völgyében feltárt párnaláva, lávadelta és párnalávbrecsca anyagú sorozatok jelenlétével is igazolni vélték (GODCHAUX et al. 1992). Azonban ezek a párnalávák közelebről megvizsgálva elég lokális képződményként értelmezhetők, és kb. 50 méteres vízmélységben keletkezettek. A Sinker-tanúhegy közel 3 km-es távolsága ezen párnalávazonáktól, az általános lejtőszög és a morfológiai anomáliák azt mutatják, hogy a Sinker-tanúhegy bázishelyzetű piroklasztitrétegei az egykori vízfelszín közelében rakódhattak le, amennyiben a párnalávazonák és a Sinker-tanúhegy korát azonosnak tekintjük. Azonban a szöveti, rétegtani és morfológiai megfigyelések arra utalnak, hogy a párnalávazonák, amelyek víz alatti keletkezésre utalnak, rétegtanilag mélyebb helyzetben vannak, így azok idősebbek a Sinker-tanúhegy vulkáni sorozatánál (BRAND, WHITE 2006). Hasonló rétegtani helyzet figyelhető meg a Sinker tanúhegy déli kanyonfalában, ahol a víz alatti keletkezéssel értelmezett, bázis helyzetű vulkanoklasztikus sorozat eróziós kontaktusban települ egy igen szabálytalan morfológiájú idősebb, párnalávákából álló vulkáni testre. A bázison lévő vulkanoklasztikus sorozat homokszemcsékben gazdag, rosszul rétegzett, és a rétegek alapvetően tömegesek. A szürke homokszerű képződmény áthalmozott vulkanoklasztitként értelmezhető, bár a keletkezési környezet — jellegzetesen mélyvízi vagy szárazföldi üledék-képződési környezetre utaló jelek hiányában — nehezen adható meg. E szürke, szürkésfehér vulkanoklasztikus sorozatra települ egy szürke alapvetően finomszemcsés, jól rétegzett vulkanoklasztit-egység. E szürke rétegek gyakran tartalmaznak vízkilépéses szerkezeteket, iszapvulkáni harántszelvényeket, amelyek alapján feltételezhető, hogy a képződményeket leülepedésük után víz itatta át. A víz folyamatosan távozott el a rendszerből az üledék lerakódását követően.

E rétegek igen hasonlóak azokhoz melyek a pulai maaban ülepedtek le a Pannon-medence mio-pliocén freatomagmás vulkáni területén (NÉMETH et al. 2002), nem tartalmaznak akkréciós lapillit vagy jelentősebb mennyiségű vulkáni lapillit, és a jelenlevő eróziós csatornák, éles, de laposozógú keresztvártégek, valamint eróziós lenyesési felszínnek arra utalnak, hogy ez a sorozat is valószínűleg vízben gazdag környezetben rakódhatott le. A jó rétegzés azt jelzi, hogy a képződmények felhalmozódási környezete nyugodt lehetett, annak ellenére, hogy a keresztvártégek indikálnak bizonyos preferált irány nélküli vízmozgást.

Összességében elmondható, hogy a Sinker tanúhegy alig 10 méter öszvastagságú bázisrétegei víz alatti környezetben keletkezettek, s az egykori vízmélység hasonló léptékekben rögzíthető. Ez a mélység nem túlzottan befolyásolja a vulkáni kitérősek jellegét, hiszen a magma-víz kölcsönhatásra keletkező freatomagmás robbanások ilyen vízmélységet szinte azonnal áttörnének, és a kitérési felhő mindenképpen a vízfelszín felett, szárazföldi körülmények között fejlődne tovább a robbanást követő másodpercekben (WHITE, HOUGHTON 2000). E két bázisréteg a Sinker-tanúhegy körül jól korrelálható több száz méteren át és mind a proximális, mind a disztális területen azonosítható, vastagsága az összességében alig 10 méteres maximális vastagságtól a néhány méteresig változik. A vastagság változása valószínűleg az enyhe topográfiai egyenetlenségnek köszönhető. A Sinker-tanúhegy bázisrétegeire e fölött több tucat méter vastag alapvetően sárgás, lapillitufa és tufa anyagú sorozat települ, ami a teljes rétegsornak a szöveti, rétegzési és összetételbeli tulajdonságokat összevetve elég monoton jeleget kölcsönöz. A durvább szemcsés, és masszívabb szürkés lapillitufa-rétegek lapilli méretű vulkáni orsóbombákkal és feltépett taviüledék-foszlányokkal egyrészt az egykori vulkáni kürtőfal beomlását jeleztetik, vagy felújult freatomagmás kitérősek kiváltotta kürtőfelnyílásra, esetleg egyszerűen kitérés közbeni eróziós folyamatokra utalhatnak. A rétegsor a szöveti változékonyság mellett is akkréciós lapilliben gazdag, változatos palagonitosodást szenvedett, a rétegzést tekintve alapvetően alapi torlóár szállította piroklasztmozgást igazol. E szöveti elemek egyértelműen azt jelzik, hogy a vulkáni felépítmény alapvetően szárazföldi körülmények között, de vízben gazdag környezetben épült fel. A bázisrétegek két dolgot is jeleznek:

1. A Sinker-tanúhegy helyén sekély mélységű tavak (néhány méteres vízmélység) lehettek a vulkán felépülése kezdetén, amelyek valószínűleg fluviális rendszerekkel is kapcsolatban állhattak (a vízmozgást dokumentáló keresztvártégek stb.).

2. A Sinker-tanúhegy bázisrétegei nem feltétlenül igazolják a Sinker-tanúhegy erupciós történetét, sokkal inkább az egykori őskörnyezetre jellemző üledékes medence történetét őrzik.

Az utóbbi megállapítás különösen fontos a Snake-síksági vulkánvidék őskörnyezeti és erupciós történetének rekonstruálása szempontjából, és regionális korreláció szükségességét indokolja, ami a Sinker-tanúhegy szelvényének tükrében nem lehetetlen feladat.

Diszkusszió: mennyire használhatóak őskörnyezeti rekonstrukcióra a freatomagmás vulkáni képződmények?

A freatomagmás vulkáni szerkezetek azonosítása őskörnyezeti rekonstrukciót tesz lehetővé olyan területeken, ahol lávaárak, pajzsvulkánok vagy salak és lávafröccs anyagú kúpok alkotják a vulkáni terület jelentős részét, mint pl. a Llancanelo vulkáni terület Argentínában (Risso et al.

2006), a Pinacate vulkáni terület Mexikóban (GUTMANN 2002) vagy a Lamongan vulkáni terület Jáván, Indonéziában (CARN 2000). Azokon a területeken, ahol freatomagmás vulkánok alkotják a vulkáni felépítmények túlnyomó többségét, a vulkánok szerkezete, helyzete és mérete, valamint a piroklasztikus képződmények szövete a színvulkáni hidrológiai viszonyokra jellemző információkat hordoznak, az állóvizek helyzetére, tulajdonságára vagy a felszíni vizek eloszlására nézve. Erősen lepusztult vulkáni területeken a freatomagmás vulkánok maradványai gyakran diatrémák, amelyek főként az egykori kürtökitöltés bonyolult piroklasztikus képződményeiből álló tanúhegyek. E képződmények az esetek nagy részében azonban elsősorban csak arról adnak információt, hogy a területen jelentős, freatomagmatizmust létrehozni képes állóvizek lehettek a vulkanizmus idején. Freatomagmás vulkánok eróziós maradványai így csak korlátozott mértékben használhatók öskörnyezeti rekonstrukcióra, különösen azért, mert egy-egy freatomagmás vulkáni kürtő, illetve kráter gyakran új, színvulkáni üledékes medencének ad helyet, amely az üledékképződési környezetétől független, helyi üledékképződési környezetet alkothat (pl. kráterekben, ahol akár több mélyebb vízű tó is kialakulhat, mint a kráteren kívüli üledékes környezetben, NÉMETH et al. 2006). Az előzetes terepi megfigyelések alapján megállapítható, hogy a korábban legmélyebb víz alatti kitörésnek minősített Con Shea-tanúhegy vagy a 71 Gulch-vulkán valójában egy-egy lokális üledékes környezet állapotára jellemző jegeket mutat, nem pedig a vulkanizmus általános üledékes környezetére utaló állapotokat rögzít. A téves paleomorfológiai rekonstrukciót a vulkáni képződmények vulkanológiai–geomorfológiai helyzetének nem kellő mértékű tisztázása magyarázza.

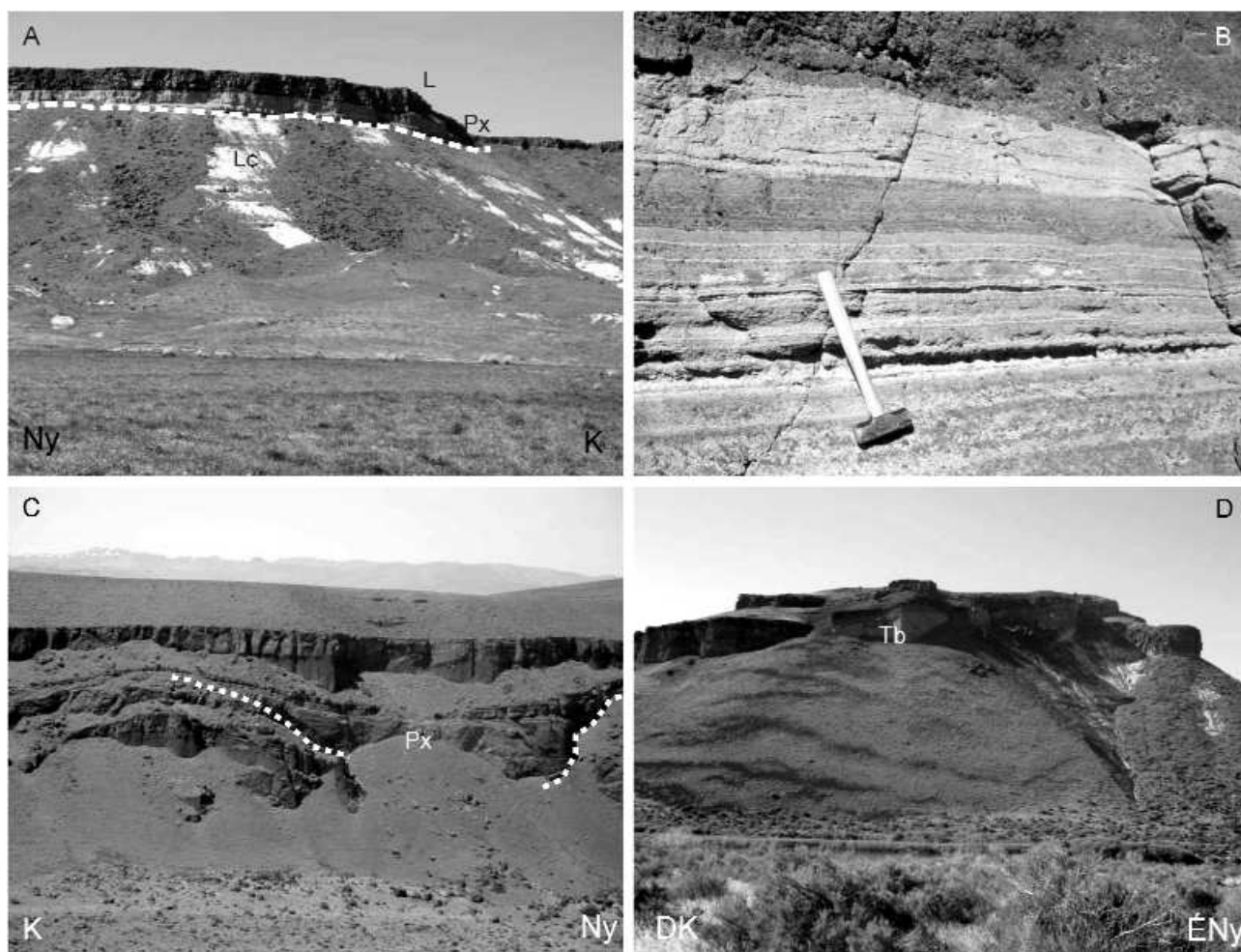
Hasonló probléma vetődik fel a Pannon-medence mio–pliocén vulkánjainak rekonstrukciója esetében is, különösen azokon a területeken, ahol a freatomagmás vulkáni képződmények alapvetően olyan helyeken jöttek létre, ahol a freatomagmatizmushoz a víz fő forrása a legfelső, sziliciklasztikus sorozat volt, mint pl. a Ság-hegy, a Kis-Somlyó vagy a Hajagos-hegy esetében (MARTIN, NÉMETH 2004). Az idahói tapasztalatok, csakúgy, mint a Pannon-medencében folytatott vizsgálatok eredményei egyaránt kiemelik annak fontosságát, hogy mielőtt messzemenő öskörnyezeti következtetéseket vonnánk le egy freatomagmás vulkáni terület vulkáni képződményei alapján, elengedhetetlen a piroklasztikus sorozatok — vulkánon belüli vagy a medence üledékére települő, a vulkán kráterperemi sorozatába eső — helyzetének tisztázása. Lényeges, hogy egy-egy, freatomagmás vulkánokat is létrehozó vulkáni területen a színvulkáni üledékgyűjtő a vulkánok körüli területen e vulkánokból (és más objektumokból, pl. salakkúpokból) származó lepusztulási termékek felhalmozódási helyéül is szolgálhat (PALMER, SHAWKEY 1997, WHITE 1989, WHITE 1990, WHITE 1991a). Jelentős méretű freatomagmás vulkánok piroklasztit-sűrűségárak által dominált rétegsorai a kráterperemektől akár 3-5 km távolságig is követhetők néhány méteres vastagságban (WHITE 1991a). Amennyiben több vulkán működött közel azonos időben, ezen disztális rétegsorok akár több

méter vastag, de különböző forrású piroklasztit-rétegek felhalmozódását is jelezhetik, mint ahogy az a Hopi-tanúhegyek vulkáni területe (Arizona) esetében többszörösen is igazolható volt (WHITE 1991a). Abban az esetben, ha a színvulkáni üledékes környezetben sekély tavak, folyórendszerek is voltak, a vulkánok lepusztulási termékei különböző vulkanoklasztikus sorozatok formájában is megmaradhattak, mely rétegsorok gyakran vulkáni törmelékárak, iszapárak vagy normál szuszpenzióból lerakódott vulkanoklasztitok anyagából állhattak. Ilyen rétegsorokat vághatnak át, vagy azokra települhetnek, mint elsődleges piroklasztit-rétegek az újabb freatomagmás (és magmás robbanásos vagy effuzív) képződmények. Ez utóbbi kép valószínűsíthető a Sinker-tanúhegy esetében, de ez az üledékképződési környezet tételezhető fel az egész Snake-síksági vulkánvidék esetében is, amit alátámasztani látszik számos, több tíz kilométeren át követhető vulkanoklasztikus sorozat azonosítása a Snake-kanyon falában (8. ábra, A–D). Ezek a disztális sorozatok így a vulkanizmusall egyidős, a vulkanizmus által erősen befolyásolt üledékképződési környezetnek tekinthetők, s így az azokban felhalmozódó vulkanoklasztikus üledékek jellege a színvulkáni üledékképződési környezet tulajdonságait és nem egy-egy közeli vulkán képződési folyamatait rögzítik. E problémát általában nem, vagy nem eléggé súlyozottan veszik figyelembe a vulkáni rekonstrukciós munkák.

A Pannon-medence mio–pliocén bazaltvulkanizmusának tanulmányozásában is féhér foltnak tekinthető ez a kérdés, amelynek megválaszolása számos rétegtani probléma megoldását is lehetővé teheti a jövőben. Különösen olyan területeken, ahol több kitörési központ alkot fészkeszerű freatomagmás vulkáni csoportot, ahol a piroklasztikus sorozatok pontos rekonstruálása, az elsődleges és áthalmozott kráteren belüli és kráteren kívüli sorozatok elkülönítése szempontjából különösen fontos. A Pannon-medencében ilyen terület például a Fekete-hegy vulkáni összelete (AUER et al. 2007). A Snake-síksági vulkánvidék különösen jó példa e probléma bemutatására és a lehetséges öskörnyezeti rekonstrukciókból adódó különbözőségeket feltárására.

Konklúzió

Előzetes terepi megfigyelések alapján elmondható, hogy a Snake-síksági vulkánvidéken lévő freatomagmás vulkánok keletkezési környezetének értelmezése számos ellentmondást rejt, így további részletes vizsgálatok szükségesek. A vulkanizmus és az egykori Idaho-tó kapcsolata alig tisztázódott. Ehhez elsősorban új és áttekinthető kormeghatározások szükségesek, amihez részletes vulkanosedimentológiai vizsgálatok kell hogy társuljanak. A szedimentológiai vizsgálatok viszonylag egyszerű módszerekkel azonosíthatják egy-egy vulkáni tanúhegy egykori környezeti helyzetét és a kitörési mechanizmus változásait egy adott időtartományon belül. Elmondható, hogy a legmélyebb vízi kitörésnek tartott 71 Gulch-vulkán maradványa



8. ábra. A Snake folyó völgyében több kilométeren át vastag piroklasztit rétegek nyomozhatók (1. ábrán 6.-tól nyugatra)

A) Nagy területeken nyomozható vulkanoklasztit sorozatok a Snake folyó kanyonjának falában (1. ábrán 6.-tól nyugatra). A vulkanoklasztit rétegek (Px) közvetlenül tavi üledékekre (Lc) települnek. A sorozatot lávpad (L) fedi. E rétegek több kilométeren át követhetők, és nem mutatnak jelentős fáciesváltozást. B) Közelkép egy leszakadt blokkról, amely a nagy kiterjedésű vulkanoklasztit-sorozat egy részét tartalmazza (1. ábrán 6.-tól nyugatra). A képződmény egy komplex sorozat, amely alapi torlóár-, hullott piroklaszt- és áthalmazott piroklasztirétegekből áll, ezek eredete ismeretlen. C) Hirtelen kivastagodó piroklasztitegység (Px) a Snake folyó kanyonjának falában a Sinker-tanúhegytől 2 km-re (1. ábrán 5.-től keletre). D) Lehetséges kitérés központ maradványa a Snake folyó kanyonjának falában feltárva, közel 10 km-re a Sinker-tanúhegytől (1. ábrán 6.). A tanúhegy közepét tufabreccsák (Tb) és meredeken dőlő lapillitufák alkotják, amelyek nedves, freatomagmás vulkáni diatrémafáciesre jellemzőek. E vulkán laza, homokos réteget tört át, arra települt

Figure 8. Thick pyroclastic successions can be traced along the Snake River (west of #6 on Figure 1)

A) Extensive volcanoclastic succession exposed in the Snake River canyon wall (west of #6 on Figure 1). The volcanoclastic succession (Px) is covered by lava flows (L) and is sitting on lacustrine beds (Lc). The succession is traceable over tens of kilometres and it is not showing significant facies changes over large distances. Ny = west; K = east. B) Close up view from the extensive volcanoclastic succession along the Snake River canyon (west of #6 on Figure 1) from a large collapsed block. The succession is seemingly a complex set of primary base surge, and fall-out tephra interbedded with thin beds of reworked origin. C) Suddenly thickened pyroclastic units in the Snake River canyon wall, just 2 km from the Sinker Butte (east of #5 on Figure 1). K = east; Ny = west. D) A potential eruption point, an eroded phreatomagmatic volcano exposed in the Snake River canyon wall, about 10 km from Sinker Butte (#6 on Figure 1). The centre of the butte composed of tuff breccias (Tb) and steeply dipping lapilli tuffs characteristic for diatreme facies of a wet phreatomagmatic volcano developed in soft substrate environment. DK = south-west; ÉNy = north-west

egyértelműen vulkáni kürtő- és kráterkitöltés, egy telérteleptelér-komplexum peperitgazdag zónája. Így az itteni vulkanitok csak a vulkánon belüli környezetet, illetve a pre-vulkáni üledékek nagy víztartalmát, és nem az vulkánon kívüli környezet felszíni vizekkel borítottságát igazolják. Hasonló kérdések vehetők fel a White- és Walters Peak-tanúhegyek esetében is, ahol a lepusztulás olyannyira előrehaladott, hogy a vulkánmaradványok és az eredeti szin-vulkáni környezet kapcsolata csak indirekt úton adható meg, és az nem ad egyértelmű választ a vulkánokon kívüli

környezetben jelenlévő egykori tó (Idaho-tó) jelenlétére. A Guffey-tanúhegy piroklasztiszelvénye alapján egyértelműen igazolható, hogy a freatomagmás kürtőkitöltés (diatréma) és a kráterperemen felhalmozott piroklasztikus képződmények szárazföldi környezetben halmozódtak fel. Hasonló rekonstrukció csak igen indirekt módon adható meg a Con Shea-tanúhegy esetében, de mind a Guffey-, mind a Con Shea-tanúhegyek piroklasztikus képződményei sokkal inkább szárazföldön felhalmozott környezetet utalnak, mint (különösen mély-) vízire. A Sinker-tanúhegy — a

legjobban feltárt és térfogatát tekintve legnagyobb vulkáni szerkezet — felépítése is azt támasztja alá, hogy alapvetően szárazföldi környezetben jött létre. A Sinker-tanúhegy és a Snake-kanyon falának több feltárása esetében is számolni kell jelentős, az egész üledékes medence nagy részét kitöltő, áthalmazott vulkanoklasztikus képződmények jelenlétével. E képződmények igen változatos, de alapvetően szárazföldi folyóvízi-tavi környezetet jeleznek (8. ábra, A–D), ahol a medence szabálytalan morfológiáját követve sekély tavak, folyók szállíthatták és halmozhatták fel a lepusztult vulkanitok anyagát. Ezek a vulkánokon kívüli területeken természetesen elsődleges disztális tefrarétegek (akár freatomagmás, akár magmás eredetű) felhalmozódása is várható (8. ábra, A–D), amelyek kimutatására eddig még nem történt kísérlet. A terepi vizsgálatok alapján az is megállapítható, hogy a számos lávadelta- és talpbreccsazóna, amely hialoklasztitritegekkel is kapcsolatos (többnyire proximális helyzetben), egyrészt a vulkanizmus rétegtani szempontból idősebb (bár nem szükségszerűen jelentős abszolút-különbséggel jellemezhető) fázisához köthetők, de azok sem mutatnak néhány száz méteresnél nagyobb vízmélységre utaló jeleket. Ezt látszik alátámasztani több helyen is a párnaláva zónák és akkréciós lapilliben gazdag rétegek közelsége. Összességében elmondható,

hogy a Snake-síksági vulkánvidék újvizsgálata időszzerű és új őskörnyezeti rekonstrukciót eredményezhet a jövőben. A Snake-síkság vulkánvidék vulkanizmusa kapcsán vázolt problémák rendkívül hasonlóak a Pannon-medence mio-pliocén bazaltvulkanizmusának tanulmányozása során felvetődött problémákhoz. Mindez azt mutatja, hogy ilyen freatomagmás vulkáni területek összehasonlító vizsgálata hasznos és elvégzendő feladat lehet a jövőben.

Köszönetnyilvánítás

A terepi munka a Fulbright Fellowship (KN) támogatásával vált lehetővé. Köszönettel tartozunk a Boise State University (Idaho), munkatársainak a Fulbright látogatás során tanúsított segítőkészségükért. A projekt az OTKA F 043346 és a MAUX 0405 Posztdoktori kutatás része. A kézirat „magyarításában” Németh Ákosnak tartozom köszönettel. Dr. Csillag Gábor és Dr. Piros Olga szakmai és stílusztikai észrevételei nagyban hozzájárultak a cikk világosabb közléséhez. Külön köszönet a kézirat lektorainak, Prof. Dr. Harangi Szabolcsnak és Dr. Balla Zoltánnak, akik véleménye jelentősen emelte e cikk színvonalát.

Irodalomjegyzék — References

- AUER, A., MARTIN, U., NÉMETH, K. 2007: The Fekete-hegy (Balaton Highland, Hungary): Soft rock and hard rock maar volcanoes in an aligned volcanic complex - implication for vent geometry, subsurface stratigraphy and the paleoenvironmental setting. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159 (1-3), pp. 225-245.
- AXEN, G. J., TAYLOR, W. J., BARTLEY, J. M. 1993: Space-time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great-Basin of the Western United-States. — *Geological Society of America Bulletin* 105 (1), pp. 56-76.
- DELLINO, P., FRAZZETTA, G., LA VOLPE, L. 1990: Wet surge deposits at La Fossa di Vulcano: depositional and eruptive mechanisms. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43 (1-4), pp. 215-233.
- BRAND, B. 2004: Basalt emergent volcanoes and maars, Sinker Butte — Snake River Canyon, Idaho — In: HALLER, K. M., WOOD, S. H. (eds): *Geological field trips in southern Idaho, eastern Oregon, and northern Nevada*. Boise, Idaho, Boise State University, pp. 106-116.
- DRAND, B., WHITE, C. 2006: Origin and stratigraphy of phreatomagmatic deposits at the Pleistocene Sinker Butte Volcano, Western Snake River Plain, Idaho. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.10.007 [in press]
- BULL, S. W., CAS, R. A. F. 2000: Distinguishing base-surge deposits and volcanoclastic fluvial sediments: an ancient example from the Lower Devonian Snowy River Volcanics, south-eastern Australia. — *Sedimentology* 47 (1), pp. 87-98.
- BUSBY-SPERA, C. J., WHITE, J. D. L. 1987: Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. — *Bulletin of Volcanology* 49 (6), pp. 765-775.
- CARN, S. A. 2000: The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95 (1-4), pp. 81-108.
- CHOUGH, S. K., SOHN, Y. K. 1990: Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. — *Sedimentology* 37 (6), pp. 1115-1135.
- CONDIT, C. D., CONNOR, C. B. 1996: Recurrence rates of volcanism in basaltic volcanic fields: An example from the Springerville volcanic field, Arizona. — *Geological Society of America Bulletin* 108 (11), pp. 1225-1241.
- CONDIT, C. D., CRUMPLER, L. S., AUBELE, J. C., ELSTON, W. E. 1989: Patterns of volcanism along the southern margin of the Colorado Plateau: The Springerville Field. — *Journal of Geophysical Research* 94 (B6), pp. 7975-7986.
- CONNOR, C. B., CONDIT, C. D., CRUMPLER, L. S., AUBELE, J. C. 1992: Evidence of regional structural controls on vent distribution — Springerville Volcanic Field, Arizona. — *Journal of Geophysical Research — Solid Earth* 97 (B9), pp. 12349-12359.
- CONNOR, C. B., STAMATAKOS, J. A., FERRILL, D. A., HILL, B. E., OFOEGBU, G. I., CONWAY, F. M., SAGAR, B., TRAPP, J. 2000: Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. — *Journal of Geophysical Research — Solid Earth* 105 (B1), pp. 417-432.
- CONWAY, F. M., FERRILL, D. A., HALL, C. M., MORRIS, A. P., STAMATAKOS, J. A., CONNOR, C. B., HALLIDAY, A. N., CONDIT, C. 1997: Timing of basaltic volcanism along the Mesa Butte Fault in the San Francisco Volcanic Field, Arizona, from Ar-40/Ar-39 dates: Implications for longevity of cinder cone

- alignments. — *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 102 (B1), pp. 815–824.
- GILBERT, J. S., LANE, S. J. 1994: The origin of accretionary lapilli. — *Bulletin of Volcanology* 56 (5), pp. 398–411.
- GODCHAUX, M., BONNICHSEN, B. 2002: Syneruptive magma-water and post-eruptive lava-water interactions in the Western Snake River Plain, Idaho, during the past 12 million years. — In: BONNICHSEN, B., WHITE, C. M., MCCURRY, M. (eds): *Tectonic and magmatic evolution of the Snake River Plain Volcanic Province*. Idaho Geological Survey Bulletin, Moscow, Idaho, pp. 387–435.
- GODCHAUX, M. M., BONNICHSEN, B., JENKS, M. D. 1992: Types of phreatomagmatic volcanoes in the Western Snake River Plain, Idaho, USA. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 52 (1–3), pp. 1–25.
- GREELEY, R. 1982: The Snake River Plain, Idaho: Representative of a new category of volcanism. — *Journal of Geophysical Research* 87 (NB4), pp. 2705–2712.
- GUTMANN, J. T. 2002: Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113 (1–2), pp. 345–356.
- HOUGHTON, B. F., SCHMINCKE, H. U. 1989: Rothenberg scoria cone, East Eifel; a complex strombolian and phreatomagmatic volcano. — *Bulletin of Volcanology* 52 (1), pp. 28–48.
- 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), pp. 414–420.
- HOUGHTON, B. F., WILSON, C. J. N., SMITH, I. E. M. 1999: Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91 (1), pp. 97–120.
- HUGHES, S. S., WETMORE, P. H., CASPER, J. L. 2002: Evolution of Quaternary tholeiitic basalt eruptive centers on the Eastern Snake River Plain, Idaho. — In: BONNICHSEN, B., WHITE, C. M., MCCURRY, M. (eds): *Tectonic and magmatic evolution of the Snake River Plain Volcanic Province*. Idaho Geological Survey Bulletin, Moscow, Idaho, pp. 363–387.
- JARRETT, R. D., MALDE, H. E. 1987: Paleodischarge of the late Pleistocene Bonneville Flood, Snake River, Idaho, computed from new evidence. — *Geological Society of America Bulletin* 99 (1), pp. 127–134.
- JENKS, M. D., BONNICHSEN, B. 1987: Lake Idaho – New perspectives through basalt stratigraphy. — *AAPG Bulletin – American Association of Petroleum Geologists* 71 (8), pp. 1008–1008.
- KOHN, M. J., MISELIS, J. L., FREMD, T. J. 2002: Oxygen isotope evidence for progressive uplift of the Cascade Range, Oregon. — *Earth And Planetary Science Letters* 204 (1–2), pp. 151–165.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 147 (3–4), pp. 151–167.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica Series Geologica* (Budapest, Geological Institute of Hungary), 26, 193 p.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2005: Eruptive and depositional history of a Pliocene tuff ring that developed in a fluviolacustrine basin: Kissomlyó Volcano (Western Hungary). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147 (3–4), pp. 342–356.
- MCCLELLAN, P. H. 1981: Non-marine carbonates of Neogene Lake Idaho in Utah. — *AAPG Bulletin – American Association of Petroleum Geologists* 65 (5), pp. 955–956.
- MÜLLER, G., VEYL, G. 1956: The birth of Nilahue, a new maar type volcano at Rininahue, Chile. — *Congreso Geológico Internacional Seccio I – Vulcanologia del Cenozoico*, pp. 375–396.
- NÉMETH, K., CSILLAG, G., MARTIN, U. 2002: Pliocene crater lake deposits and soft-sediment deformation structures associated with a phreatomagmatic volcano: Pula maar, western Hungary. — *Geologica Carpathica* 53 (Special Issue – ISSN 1335-0552), pp. 41–43.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. 1999: Late Miocene paleo-geomorphology of the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Hungary) using physical volcanology data. — *Zeitschrift für Geomorphologie* 43 (4), pp. 417–438.
- 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* 15, pp. 102–106.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., CSILLAG, G. 2006: Pitfalls in erosion calculation on the basis of remnants of maar/diatreme volcanoes. — *Geomorphologie* [in press].
- NÉMETH, K., WHITE, C. 2006: Intravent peperites in an eroded phreatomagmatic volcano of the Western Snake River Plain Volcanic Field Idaho (USA) and their implication for field-wide eruptive environment reconstruction. — *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publications* 122 A, p. 58.
- ORE, H. T., REID, T. V., LINK, P. K. 1996: Pre-Bonneville-level, catastrophic overflow of Plio-Pleistocene Lake Bonneville, south of Rockland, Idaho. — *Northwest Geology* 26, pp. 1–15.
- PALMER, B. A., SHAWKEY, E. P. 1997: Lacustrine sedimentation processes and patterns during effusive and explosive volcanism, Challis volcanic field, Idaho. — *Journal of Sedimentary Research* 67 (1), pp. 154–167.
- RISSO, C., NÉMETH, K., COMBINA, A. M., NULLO, F., DROSINA, M. 2006: The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llancanelo Volcanic Field (Mendoza) Argentina. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* [in review].
- ROSS, P. S., WHITE, J. D. L. 2005: Unusually large clastic dykes formed by elutriation of a poorly sorted, coarse-grained source. — *Journal of the Geological Society* 162 (4), pp. 579–582.
- ROSS, P. S., WHITE, J. D. L. 2006: Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: A field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149 (1–2), pp. 62–84.
- SADLER, J. L., LINK, P. K. 1996: The Tuana Gravel; early Pleistocene response to longitudinal drainage of a late-stage rift basin, western Snake River plain, Idaho. — *Northwest Geology* 26, pp. 46–62.
- SCHUMACHER, R., SCHMINCKE, H.-U. 1995: Models for the origin of accretionary lapilli. — *Bulletin of Volcanology* 56 (8), pp. 626–639.
- SMITH, G. A., BJORNSTAD, B. N., FECHT, K. R. 1989: Neogene terrestrial sedimentation on and adjacent to the Columbia Plateau; Washington, Oregon, and Idaho. — In: REIDEL, S. P., HOOPER, P. R. (eds): *Volcanism and Tectonism in the Columbia River Flood Basalt Province*. *Geological Society of America Special Paper* 239, pp. 187–198.

- TANAKA, K. L., SHOEMAKER, E. M., ULRICH, G. E., WOLFE, E. W. 1986: Migration of volcanism in the San Francisco volcanic field, Arizona. — *Geological Society of America Bulletin* 97 (2), pp. 129–141.
- VALENTINE, G. A., FISHER, R. V. 2000: Pyroclastic surges and blasts. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, pp. 571–580.
- WALKER, G. P. L. 1993: Basaltic-volcano systems. — In: PRICHARD, H. M., ALABASTER, T., HARRIS, N. B.W., NEARLY, C. R. (eds): *Magmatic Processes and Plate Tectonics. Special Publication Geological Society London* 76, pp. 3–38.
- WALKER, G. P. L. 2000: Basaltic volcanoes and volcanic systems. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, pp. 283–290.
- WHITE, J. D. L. 1989: Basic elements of maar-crater deposits in the Hopi Buttes volcanic field, Northeastern Arizona, USA. — *Journal of Geology* 97 (1), pp. 117–125.
- WHITE, J. D. L. 1990: Depositional architecture of a maar-pitted playa — sedimentation in the Hopi Buttes Volcanic Field, Northeastern Arizona, USA. — *Sedimentary Geology* 67 (1–2), pp. 55–84.
- WHITE, J. D. L. 1991a: The depositional record of small, monogenetic volcanoes within terrestrial basins. — In: FISHER, R. V., SMITH, G. A. (eds): *Sedimentation in volcanic settings, Tulsa (Oklahoma)*. — *Society for Sedimentary Geology, SEMP Special Publications*, pp. 155–171.
- WHITE, J. D. L. 1991b: Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. — *Bulletin of Volcanology* 53 (4), pp. 239–258.
- WHITE, J. D. L. 1996: Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 74 (3–4), pp. 155–170.
- WHITE, J. D. L. 2000: Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. — *Precambrian Research* 101 (2–4), pp. 87–109.
- WHITE, J. D. L., HOUGHTON, B. F. 2000: Surtseyan and related eruptions. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. New York, Academic Press, pp. 495–512.
- WHITE, J.D.L., MCPHIE, J., SKILLING, I. 2000: Peperite: a useful genetic term. — *Bulletin of Volcanology* 62 (1), pp. 65–66.
- WILSON, C. J. N., HOUGHTON, B. 2000: Pyroclastic transport and deposition. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., MCNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, pp. 545–554.
- WOHLETT, K. H., SHERIDAN, M. F. 1983: Hydrovolcanic Explosions II. Evolution of Basaltic Tuff Rings and Tuff Cones. — *American Journal of Science* 283, pp. 385–413.
- WOOD, S. H. 1994: Seismic expression and geological significance of a lacustrine delta in Neogene deposits of the Western Snake River Plain, Idaho. — *AAPG Bulletin – American Association of Petroleum Geologists* 78 (1), pp. 102–121.
- WOOD, S. H., CLEMENS, D. M. 2004: Tectonic and magmatic evolution of the Snake River Plain volcanic province. — In: BONNICHSEN, B., MCCURRY, M., WHITE, C. (eds): *Tectonic and magmatic evolution of the Snake River Plain Volcanic Province*. Idaho Geological Survey Bulletin, Moscow, Idaho, pp. 69–103.