

A Bükkalján megjelenő felső riolittufaszint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrit egység

The characteristics of the Upper Rhyolite Tuff Horizon in the Bükkalja Volcanic Field: The Harsány ignimbrite unit

LUKÁCS Réka¹ – HARANGI Szabolcs¹ – Theodoros NTAFLOS²,
Friedrich KOLLER² – PÉCSKAY Zoltán³

(11 ábra, 3 táblázat)

Tárgyszavak: Bükkalja, ignimbrit, tefrakronológia, geokémia

Keywords: Bükkalja, ignimbrite, tephrochronology, geochemistry

Abstract

During the Miocene (between 20 and 13.5 Ma), several rhyolitic explosive volcanic eruptions occurred in the Pannonian Basin. Based on the K/Ar age dating of the pyroclastics, the palaeontologic, petrologic and palaeomagnetic studies, the volcanic formations were divided into three separate horizons (Lower, Middle and Upper Rhyolite Tuff units).

In this work, we study the Late Badenian pyroclastic rocks of the Bükkalja Volcanic Field (BVF), which were correlated with the Upper Rhyolite Tuff unit of the Pannonian Basin (or Upper Tuff unit in Bükkalja). We present the results of volcanologic, petrologic and geochemical investigations of two localities (Harsány and Tibolddarác) of the eastern Bükkalja and reinterpret both the age and the genesis of the volcanic formations. We suggest that they represent non-welded pumice block-bearing pyroclastic flow deposits. The petrography, mineral chemistry, the major and trace element data of pumices, glass shards and lithic clasts and the new K/Ar age data (Harsány: 13.65 ± 0.72 Ma and Tibolddarác: 13.35 ± 1.01 Ma) clearly indicate that the two occurrences could belong to the same volcanic eruptions and possibly to a single pyroclastic flow. We term this volcanic formations as Harsány ignimbrit unit (HIU), a part of the Upper Tuff unit of the Bükkalja. We note, however, that the Upper Tuff is compositionally heterogeneous in the BVF, i.e. the HIU show different character compared with the ignimbrites, which occur at the western part of the BVF (e.g., Demjén, Nagyeresztvény). The HIU can be clearly distinguished also from the volcanoclastic formations of the Lower and Middle Tuff. Thus, the HIU represents the eruption of a distinct rhyolitic magma. It is important to note that approximately at the same time, eruption of different rhyolitic magmas with fairly similar eruptional processes, i.e. plinian eruption resulted in pumiceous pyroclastic flows, deposited close to one another in Bükkalja.

Our results emphasize that the previously established volcanic units in Bükkalja could be heterogeneous, i.e. they could represent the volcanic products of different eruptions, possibly fed by distinct magmas. Furthermore, our data imply that the so-called Upper Rhyolite Tuff unit of the Pannonian Basin cannot be regarded as a genetically homogeneous marker horizon.

¹ELTE Földrajz és Földtudományi Intézet, Közéttan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: reka.lukacs@geology.elte.hu

²Institute of Lithosphere Studies, University of Vienna, Althan str. 14, A-1090, Vienna, Austria

³MTA Atommagkutató Intézet, Környezet- és Földtudományi Osztály, 4026 Debrecen, Bem tér 18.

Összefoglalás

A Pannon-medencében a miocén során, 20 és 13,5 millió év között számos riolitos explozív vulkáni kitérés történt. A piroklasztitokon mért K/Ar koradatok, a paleontológiai és közettani megfigyelések, valamint paleomágneses vizsgálatok eredményeképpen három, különböző korú vulkáni szintbe sorolták (alsó, középső és felső riolittufaszint) ezeket a képződményeket.

Ebben a munkában a Bükkalja késő-badeni piroklasztitjaival foglalkozunk, amelyeket korábban a felső riolittufaszinttel (a Bükkalján belül a felső tufa egységgel) párhuzamosítottak. Ezen belül, a Bükkalja keleti részén két feltáráscsoport (Harsány, Tibolddaróc) vulkanológiai, petrográfiai és geokémiai vizsgálatának eredményét mutatjuk be. A piroklasztitok, amelyek vulkanológiai eredetét korábban különbözőképpen értelmezték, nem összesült horzsaköbök-tartalmú piroklasztár kőzetek. A petrográfiai megfigyelések, az ásványkémiai összetétel, a horzsakövek, juvenilis törmelékek és litoklasztok fő- és nyomelem adatai és a jelen munka során mért K/Ar koradatok alapján megállapítottuk, hogy a két terület piroklasztitjai egykorúak (Harsány: $13,65 \pm 0,72$ M év és Tibolddaróc: $13,35 \pm 1,01$ M év) és valószínűleg ugyanannak a piroklasztárnak a képződményei. A korábban a középső tufa egység sorolt tibolddaróci piroklasztitot mindezek alapján egyértelműen a Bükkalja felső tufa egységéhez soroltuk, és a két terület képződményeinek összefoglalóan a harsányi ignimbrít egység nevet adtuk. A harsányi ignimbrít egység sem petrográfiai sem geokémiai szempontból nem hasonló a Bükkalja vele egykorú képződményeivel (pl. Demjén, Nagyeresztvény), valamint elkülönül az alsó és középső tufa egység képződményeitől is. Mindezek alapján megállapítottuk, hogy a harsányi ignimbrít egység egy önálló vulkáni kitéréshez tartozó üledéket képvisel és a felső riolittufaszinten belül legalább két vulkáni egység különíthető el (harsányi ignimbrít egység és a Demjén–Nagyeresztvény kőfejtő által képviselt egység), ami különböző típusú riolitos magmák közel egyidejű kitérésére utal.

Mindezek felhívják a figyelmet arra, hogy az eddigi koradatok alapján a Bükkalján egy szintbe sorolt képződmények nem feltétlenül tartoznak egy vulkáni kitéréshez. Továbbá, a felső riolittufaszintet már a Bükkalja vulkáni terület példája alapján sem lehet egyetlen egységes, genetikailag összetartozó markerszintként tekinteni a Pannon-medencében.

Bevezetés

A Pannon-medencében a miocén során, 20 és 13,5 millió év között több riolitos explozív vulkáni kitérés történt, ami elsősorban nagy térfogatú horzsakőár üledékeket (ignimbritek) hozott létre. Ezek az üledékek nagy területi kiterjedésűek, de vizsgálatuk a fiatalabb fedő üledékek miatt sajnos csak néhány területen lehetséges. A piroklasztitokat K/Ar koradatok, valamint paleontológiai és közettani megfigyelések alapján három, különböző korú vulkáni szintbe és formációba sorolták (pl.: RAVASZ 1987; HÁMOR et al. 1980; PÓKA 1988; HÁMOR 1998): alsó riolittufaszint (Gyulakeszi Riolittufa Formáció, $19,6 \pm 1,4$ M év; HÁMOR et al. 1980), középső riolittufaszint (Tari Dácittufa Formáció, $16,4 \pm 0,8$ M év; HÁMOR et al. 1980), felső riolittufaszint (Galgavölgyi Riolittufa Formáció, $13,7 \pm 0,8$ M év; HÁMOR et al. 1980).

A piroklasztitszinteknek nagy jelentőségük van a Pannon-medence kialakulásában és üledékfeltöltődésének tisztázásában, hiszen amennyiben egy kitérés egység jól elkülöníthető, úgy markerszintként használható. A vezérszintek használhatóságához azonban szükséges ezen szintek egyértelmű jellemzése és a vulkáni kitérés történetben való elhelyezése. A K/Ar koradatok viszonylag jelentős analitikai hibája, valamint a paleontológiai bizonyítékok korlátozott száma megnehezíti az egymástól elszakított piroklasztit-előfordulások korrelációját. Ezért szükségessé vált egyéb módszerek alkalmazása is. A piroklasztitegységek elkülönítésében az egyik leghatásosabb eszköznek a paleomágneses vizsgálatok

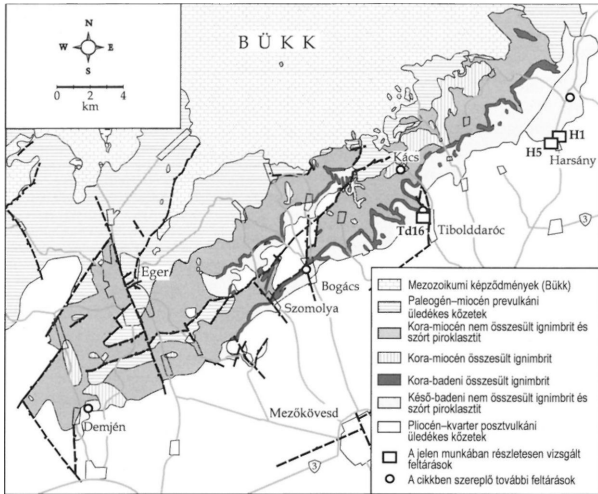
tűntek (MÁRTON 1990; MÁRTON & FODOR 1995; MÁRTON & MÁRTON 1996; MÁRTON & PÉCSKAY 1998), köszönhetően annak, hogy a vulkáni működés során egyes területeken két jelentős blokkforgás is történt. Ezek a vizsgálatok megerősítették a Si-gazdag piroklasztitok hármass felosztását. Ugyanakkor, további megválaszolatlan kérdések is maradtak, mint például (1) a blokk-forgások közötti kitorési egységek elkülönítése vagy (2) a paleomágnese vizsgálatra nem alkalmas képződmények (pl: laza, nem összesült ignimbritek, szórt piroklasztitok) besorolása.

A Bükk déli előterében, a Bükkalján jó feltártsági körülmények mellett vizsgálhatóak az egykori miocén Si-gazdag vulkáni működés közetei. SZAKÁCS et al. (1998) és PÓKA et al. (1998) nagyléptékű jellemzést adott a területen elkülönített három szintről, amelyre támaszkodva az utóbbi években egy újfajta megközelítéssel igyekeztünk az elszórt vulkáni képződményeket korrelálni (pl: HARANGI et al. 2000, 2005; LUKÁCS et al. 2002). Az összehasonlító vizsgálatok alapját a geokémiai adatok jelentették. A geokémiai elemzések nemzetközileg is elismert laboratóriumokban készültek, vulkanológiailag pontosan definiált, ill. ismeretlen eredetű egységekből vett mintákból. Munkánk során egyes területeket nagy részletességgel vizsgáltunk, ami lehetővé tette egyes előfordulások besorolásának felülvizsgálatát és vulkanológiai jellemzőik tisztázását.

Ebben a munkában a Bükkalja legfiatalabb — a felső egységbe sorolt képződményeire koncentráltunk. Ezen belül, a terület keleti részén előforduló képződmények vizsgálati eredményeit mutatjuk be. Ezekről az előfordulásokról korábban sem paleomágnese, sem pontos K/Ar koradat nem állt rendelkezésre. A közettani és geokémiai adatok birtokában azonban sikerült bizonyítani egymástól távol lévő képződmények összetartozását, amit új K/Ar koradatokkal is alátámasztunk. Vizsgálataink alapján ugyanakkor, rámutatunk a felső riolittufa szintbe sorolt képződmények heterogenitására, különböző magmák kitoréréséhez való kapcsolódására. Mindezek az adatok elengedhetetlenül szükségesek ahhoz, hogy a részben vulkáni szinteken alapuló miocén rétegtani besorolást újragondoljuk.

Geológiai háttér

A Bükkalján található vulkáni törmelékes kőzetek a Pannon-medence kialakulásának korai szakaszában képződtek. A piroklasztitok három fő egységbe sorolhatók a paleomágnese, terepi és petrográfiai megfigyelések alapján: alsó, középső és felső tufa (BALOGH 1963; SZAKÁCS et al. 1998) (1. ábra). Az egységek korszerinti besorolását MÁRTON & PÉCSKAY (1998) K/Ar radiometrikus koradatok és paleomágnese forgási adatok alapján határozták meg és ezeket a Pannon-medence alsó, középső és felső riolittufaszintjeivel korrelálták. Az alsó tufa kora 21,0–18,5 millió év, a középső tufáé 17,5–16,0 millió év és a felső tufáé 14,5–13,5 millió év. Az alsó és középső tufa főként összesült és nem összesült piroklasztár-üledékeket tartalmaz, míg a felső tufa szintemikus (synthem) egységében feltárva csupán nem összesült piroklasztitok, főként ignimbritek jelennek meg (PANTÓ 1963; CAPACCIONI et al. 1995; SZAKÁCS et al. 1998; HARANGI et al. 2000). Alarendelt mennyiségben freatomagmás és/vagy magmás tufa képződmények is találhatóak a területen (Bogács: középső tufa), Nyerges-hegy: alsó tufa stb.). Az elmúlt évtizedben folyt



1. ábra. A Bükkaljai miocén piroklasztit elterjedése a vizsgált feltárások megjelölésével BALOGH (1963), SZAKÁCS et al. (1998) és HARANGI et al. (2005) térképei alapján

Figure 1. Simplified geological map of Bükkalja showing the areal distribution of the main pyroclastic units (based on the maps of BALOGH 1963; SZAKÁCS et al. 1998 and HARANGI et al. 2005) with the studied occurrences

földtani térképezés eredményeképpen PENTELÉNYI (2005) megtartotta a vulkáni képződmények hármass felosztását és azokat formációkba sorolta: Gyulakeszi Riolituffa Formáció, Tari Dácituffa Formáció, Harsányi Riolituffa Formáció. Az egyes formációk területi elterjedését és genetikai besorolását azonban Szakács et al. (1998) következtetéseihez képest erősen átértelmezte.

A vulkáni képződmények rétegtani besorolásának megvitatása túlnő e munka keretein, azonban fontosnak ítéljük, hogy a munkánkban használt rétegtani egységek elvi háttérét röviden megvilágítsuk. Ebben a SALVADOR (1994) által összeállított rétegtani nevezéktani elveken alapuló, de vulkáni területekre alkalmazott eljárást igyekeztünk követni (pl. BRANCA et al. 2004; LUCCHI et al. 2004). Ebben a felfogásban szintemikus egységek azok a vulkáni kőzetsorozatok, amelyeket jelentős hosszúságú szunnyadó időszakok választanak el, amelyek alatt eróziós és tektonikai események is történtek, esetleg jelentős változás állt be a vulkáni működés jellegében. A litoszom egységek szorosan összefüggnek a vulkáni felépítménnyel, azaz elsősorban vulkánmorfológiai egységek (rétegvulkán, tufagyűrű, lávadóm). A litoszom egységek egy vagy több litológiai definiált formációt is tartalmazhatnak. Ebben a szemléletben a Pannon-medencében regionális elterjedésű riolituffaszinteket szintemikus egységnek tartjuk. Litoszom egységeket azonosított vulkáni felépít-

mények hiányában nem különítünk el. A bükkaljai piroklasztit egységeken belül formációk különíthetők el a litológiai jellemzők alapján. Fontos megjegyeznünk, hogy ettől a besorolástól eltérhet a vulkanológiai szemléletű elnevezés, ami szorosabban illeszkedik a vulkáni működés jellegéhez. Ilyen megfontolásból elkülöníthetők vulkáni kitörési egységek, mint például hullott piroklaszt üledékek vagy piroklasztár-üledékek. A rövid nyugalmi időszakokkal elválasztott vulkáni képződmények pedig vulkáni kitörési sorozatot alkothatnak. A két besorolási elv nem feltétlenül fedi egymást, tehát az elnevezések során fontos definiálni, hogy rétegtani vagy vulkanológiai osztályozást alkalmazunk. A két osztályozás közötti különbség többek között az elnevezések kis- (vulkanológiai elnevezés) vagy nagybetűs (rétegtani elnevezés) írásmódjával is megkülönböztethető.

A juvenilis törmelékek az alsó és a felső tufa esetében riolitos, míg a középső tufa esetében dácitos összetételűek (PÓKA et al. 1998; HARANGI et al. 2005). A horzsakövek, fiamme és üvegszilánkok mellett a juvenilis, azaz a kitörő magmából származó elegyrészek közé tartoznak a fenokristályok is. Mindhárom egységben a plagioklász és a biotit megjelenése általános. Az alsó tufa és felső tufa egységekben, mindezek mellett kvarc is megjelenik, míg a középső tufa egységben az ortopiroxén jelenléte meghatározó. A felső tufa egyes előfordulásaiban, valamint a középső tufa kőzeteiben amfibol is előfordul. Akcesszóriaként mindhárom egységben oxid-ásványok (főként ilmenit), cirkon, apatit és allanit jelenik meg.

A piroklasztár-üledékek az alsó tufa és felső tufa esetében gyakran tartalmaznak kogenetikus litikus törmelékeket, amelyek összetétele a bazaltos andezittől a riolitosig változik (HARANGI 2001).

A Si-gazdag vulkanitok, így a Bükkalján előforduló kőzetek képződését is, a kutatók többsége alapvetően kéreg anatezissel magyarázta (LEXA & KONECNY 1974, 1999; PÓKA 1988; DOWNES 1996; PÓKA et al. 1998), míg HARANGI et al. (2000, 2005), valamint HARANGI (2001) szerint felső köpenyből származó magma változó mértékű alsó kéreg kontaminációjával és differenciációjával keletkeztek.

A felső riolituffaszint (felső tufa) a Bükkalján

A felső tufa képződményei legmarkánsabban két egymástól kb. 30 km távolságra elhelyezkedő területen jelennek meg a Bükkalja vulkáni terület délkeleti (Harsány környékén) valamint a délnyugati részén (Demjénhez tartozó Nagyeresztvény köfőjtőben; 1. ábra). A délnyugati és délkeleti területeken megjelenő nem összesült piroklasztitok szintbeli összetartozását valamint a felső riolituffaszinthez való tartozását SCHRÉTER (1950), BALOGH (1964) és SZAKÁCS et al. (1998) is felvetette és hasonlóképpen értelmezte PENTELENYI (2005) is. A két előfordulás képződményei azonban ásványtani és geokémiai szempontból is különbségeket mutatnak, amely alapján PÓKA et al. (1998) különböző petrogenetikájú magmákhoz és eltérő kitörési centrumokhoz kapcsolta őket.

A felső tufa délkeleti előfordulásainak megítélése azonban nem egységes a korábbi kutatások alapján. Harsány környékén SCHRÉTER (1950), BALOGH (1964) és SZAKÁCS et al. (1998) térképei szerint a felső riolituffaszinthez sorolt képződmények jelennek meg. Tibolddaróc falu környékén SCHRÉTER (1950) és SZAKÁCS et al. (1998) szerint a középső riolituffaszint képződménye található, míg BALOGH (1964) térképe

szerint ezek a kőzetek a harsányival megegyező vulkáni szintbe tartoznak. PENTELENYI (2005) bükkaljai térképezésének eredményeképpen a harsányi és a tibolddaróci piroklasztitokat szintén a felső szintbe sorolta. Különbségek fedezhetők fel a területen megjelenő képződmények vulkanológiai megítélésében is. SZAKÁCS et al. (1998) Harsány környezetéből nem összesült ignimbritet, áthalmazott és freatomagmás (Harsány, Vargyas-tető) tufákat írtak le. PENTELENYI (2001, 2005) szerint az itt megjelenő üledékek nagyrésze hullott és áthalmazott eredetű, és kizárta az ártufa (piroklasztár)-jellegét. Tibolddaróc környékén SZAKÁCS et al. (1998) térképükön freatomagmás tufa képződményt jelöltek. Ezzel szemben PENTELENYI (2001; 2005) az általa a felső egységbe sorolt tibolddaróci vulkanoklasztos üledékeket hullott, lavina- és áthalmazott riolittufaként értelmezte.

MÁRTON & PÉCSKAY (1998) Harsány területéről egy riolitos litoklasztról közöltek K/Ar módszerrel mért koradatot, amely $15,66 \pm 0,60$ millió évet adott. Tibolddaróc környékéről horzsakőgazdag lapillitufából szeparált biotitok vizsgálata alapján határozták meg a kőzet korát, ami $16,12 \pm 1,71$ millió évesnek adódott.

Vizsgálati módszerek

A korrelációs vizsgálatok során terepi vulkanológiai, petrográfiai megfigyeléseket és különböző geokémiai elemzési adatokat használtunk fel. A terepi vulkanológiai vizsgálatok és csiszolatos elemzések alapján elkülönített egységek reprezentatív mintáit vetettük geokémiai elemzés alá.

A fenokristályok és a juvenilis kőzetüvegek kémiai összetételét elektronmikroszondával elemeztük. A mikroszondás elemzések nagyrészt Bécsben az Institute für Petrologie, Universität der Wien mikroszonda laboratóriumában készítettük CAMECA SX100 típusú mikroszondával 15 kV feszültség és 20 nA sugárátmérővel a fenokristályok és defókuszált sugárral ($5 \mu\text{m}$) a kőzetüvegek esetében. Az elemzések másik része Londonban, a Birkbeck College, University of London laboratóriumában készültek JEOL-733 Superprobe műszeren, amit Oxford Instrument ISIS energiadiszperzív (EDS) rendszerrel szereltek fel. Az elemzéseket itt 15 kV gyorsítófeszültségen, 10 nA mintaáramon, 1 mm elektronsugár-átmérő mellett 100 mp-ig végeztük. A kőzetüveg-elemzések ezzel szemben csak 30 mp-ig folytak, 10 μm elektronsugár-átmérőt használva.

A teljes kőzetminták kémiai összetételét röntgenfluoreszcens (főelemek és néhány nyomelem), ICP-AES (ritkaföldfémek) és neutronaktivációs (ritkaföldfémek és néhány további nyomelem) módszerekkel határoztuk meg. A főelemek és a nyomelemek egy részének mérése a Bécsi Egyetem (Institute of Geological Sciences, University of Vienna) röntgenfluoreszcens laboratóriumában történt egy PHILIPS PW2400-as Rh csővel felszerelt, szekvens röntgenfluoreszcens spektrométerrel. Az ICP-AES mérések Eghamben a Royal Holloway College Geokémiai Laboratóriumában 1998-ban WALSH et al. (1981) módszere szerint készültek. A neutronaktivációs analízis a Budapesti Műszaki Egyetem Nukleáris Technikai Intézetében zajlott. A mérési körülmények részletes leírása LUKÁCS (2002) munkájában található meg. Az eltérő módszerek eredményeit ugyanazon porminták elemzése alapján vetettük össze.

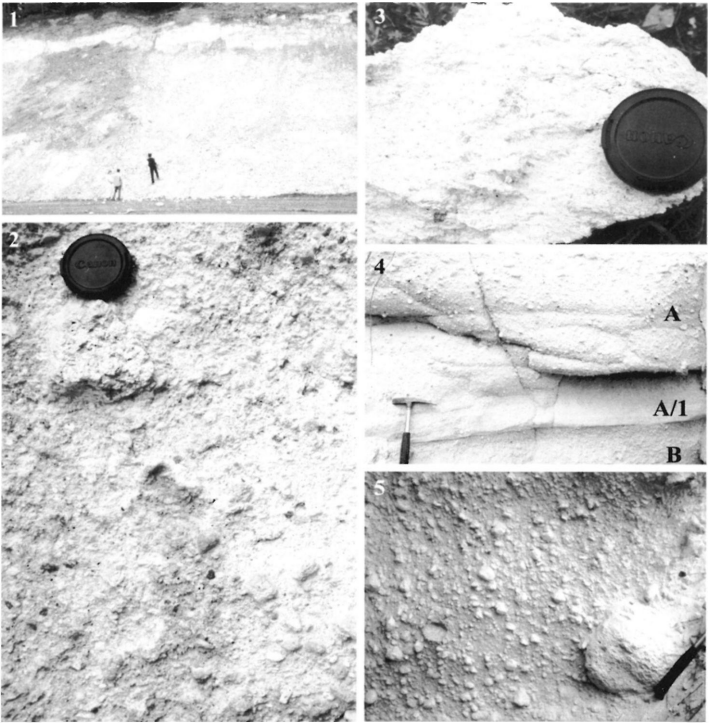
A K/Ar kormeghatározások az Atomki debreceni laboratóriumában történtek 1 gramm szeparált tiszta biotit frakciókon. A biotitfrakciók teljes közet mintákból származnak, a horzsakövek 0,25–0,125 mm szitafrakciójából bromoformos nehézsavány elválasztással. Az így nyert szeparátumokat binokuláris mikroszkóp segítségével tisztítottuk tovább, míg a szeparátum kevesebb, mint 1% szennyező anyagot tartalmazott. Ezek a szennyező anyagok esetlegesen cirkon, gránát, oxid illetve üvegszilánk darabok voltak. A mérési eredmények ellenőrzéséhez Asia1/65, LP-6, HD-B1, GL-O és atmoszferikus Ar sztenderdeket használtunk. A K/Ar radiometrikus korok kiszámításához STEIGER & JAGER (1977) bomlási állandóit alkalmaztuk. A mérési hibák 68%-os konfidencia szinten ± 1 szigma valószínűségénél vannak megadva.

Vulkanológia és petrográfia

A Bükkalja felső tufa egységéhez sorolt képződmények közül a keleti részen Harsány és Tibolddaróc területén és közelében előforduló feltárásokat vizsgáltuk részletesen (1. ábra).

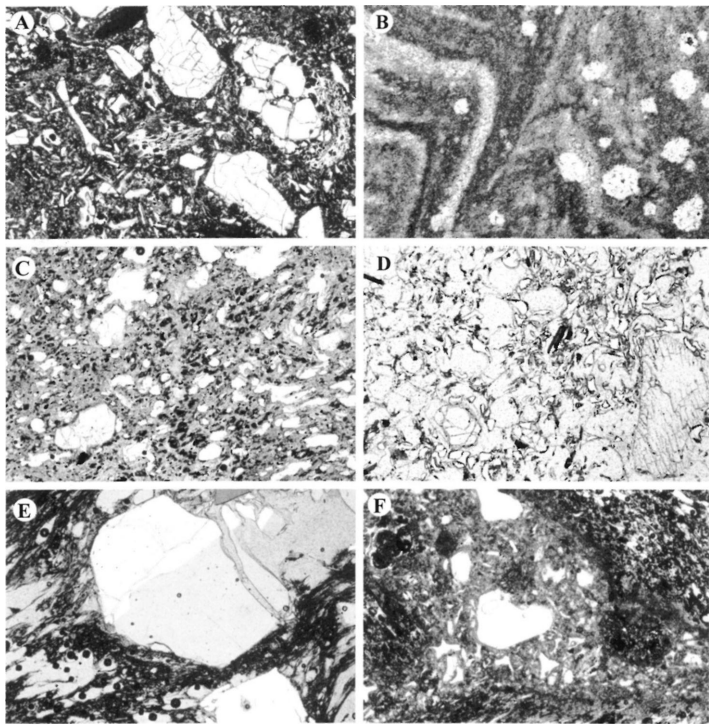
A Harsányban megjelenő piroklasztit feltárások több helyszínen találhatók meg. A feltárások egyik része a falu nyugati felén a boros pincék között jelenik meg (H5 feltárás; 2. ábra, B). Ezeket a pincéket a Miskolc felé vezető úttól balra, a főúttól egy-két utcával beljebb találjuk meg. A feltárások kb. 2 méter magasak és 2–5 méter szélesek. A helyenként blokkméretű horzsaköveket is tartalmazó lapillitufa tömeges megjelenésű és osztályozatlan. A másik feltárás a faluból Miskolc felé vezető úttól jobb oldalt, egy 10 méter magas rézsűben húzódik (H1 feltárás; 2. ábra, A). E helyen egykor egy felhagyott kőfejtő volt, amit néhány éve berobbantottak. Az összlet elsődleges jellegét ma ezért nehéz vizsgálni, de a korábbi leírások (VARGA 1976; HARANGI & KARÁYSON nem publikált adat, 1994), valamint saját megfigyelések alapján a képződmény laza, tömeges, osztályozatlan blokktartalmú horzsaköves lapillitufa. A két előfordulás vulkanológiailag hasonló megjelenésű.

A lapillitörmelékeket fehér horzsakövek és sötétebb litoklasztok alkotják. A horzsakövek maximális mérete 20 cm, átlagosan 5–6 cm nagyságúak, kerekded formájúak. A litoklasztok maximálisan 10 cm nagyságúak, átlagosan 3 cm a méretük. A litoklasztok mennyisége 5 térf.% körüli, a horzsakövéké 30–40 térf.% körüli. A horzsakövek között megjelenő mátrixot a mikroszkópos vizsgálatok alapján 30–40%-ban üvegszilánkok, 20%-ban kristályok alkotják 10%-ban hamu méretű horzsakövek, a maradék pedig finom hamu (vulkáni üveg; 3. ábra, A). Az alapanyag alapvetően üde, kisebb foltokban helyenként agyagásványosodás figyelhető meg. Az üvegszilánkok ívelt alakúak, anyaguk szintelen, tiszta és nem mutat átalakulást. A csiszolatokban előforduló horzsakövek 5–30% mennyiségű kristályt tartalmaznak, amely kristályok azonosak az alapanyag kristályaival. Az alapanyagban található kristályok között 35% kvarc, 55% plagioklász, 10% biotit található. A kvarcok mérete a csiszolatokban maximálisan 2 mm. Általában hipidiomorf, xenomorf megjelenésűek, felületük többnyire erősen rezorbeált. A kristályok szegélyen gyakran rátapadt üveg található. A H1 feltárásban a nagyobb méretű (> 10 cm) horzsakövekben jellegzetesek az 5–6 mm nagyságú, enyhén lilás színű kvarckristályok. A plagioklászok



2. ábra. A harsány ignimbrit egység jellemző terepi és makroszkópos megjelenése. 1. Harsány falu H1 sz. feltárása, a falu végén, a Miskolc felé vezető út jobb oldalán, egy 10 méter magas rézsűben található. 2. A harsányi pincék mentén feltáruló horzsakő-gazdag piroklasztit közeli képe (H5 sz. feltárás). 3. Az 5–6 mm-es, lilás színű kvarc kristályokat tartalmazó horzsakő a Td16 sz. feltárásból; 4. ábra). 4. Tibolddaróc falu nyugati részén lévő domb oldalában leírt Td16 sz. feltárás képződményének alsó része, amely egy tipikus ignimbrit rétegsor (CAS & WRIGHT 1988) bázisát mutatja: A/1 – a horzsaköves piroklasztit ár felszíni torlóár rétegegysége; A = a piroklasztit ár inverz gradált tömeges része; B = a tibolddaróci rétegsor (4. ábra) B rétegének felső része. 5. A tibolddaróci horzsaköves piroklasztit (Td16) jellemző képe: az erősen osztályozatlan képződményben olykor 20–30 cm nagyságú horzsakő darabok is előfordulnak

Figure 2. Characteristic field and macroscopic pictures of the Harsány ignimbrite unit. 1. The present view of the H1 artificial road-cut outcrop at the end of the Harsány village. 2. Closer view of the pumiceous pyroclastic flow deposit at Harsány, outcrop H5. 3. Large (5–6 mm), pinkish quartz phenocryst-bearing pumice clast from the Td16 outcrop, Tibolddaróc (Figure 4). 4. The Td16 pumiceous pyroclastic flow deposit show the characteristic structural feature of ignimbrites (CAS & WRIGHT 1988): the A/1 unit is interpreted as a ground surge deposit, overlain by the reverse graded massive facies (A). The unit B is the upper part of the unit B in the Tibolddaróc volcanoclastic sequence (Figure 4). 5. Characteristic picture of the TD16 massive pumiceous pyroclastic flow facies. Note, the bed sorting and the occurrence of big (20–30 cm) pumice clasts



3. ábra. A harsányi ignimbrít egység kőzeteinek jellegzetes mikroszkópos képei. A. A H1 sz. feltárás piroklasztitjának mikroszkópos megjelenése. A plagioklász és kvarc fenokristályok között az alapanyagban gyakoriak a csont-, valamint X- és Y-alakú üvegszilánkok. B. Sávos szerkezetű, folyásos szövetű obszidián litoklaszt mikroszkópos képe (H1 sz. feltárás). C. Hólyagüreges kőzetüveg alapanyagú riolit litoklaszt mikroszkópos képe (H1 sz. feltárás). D. Enyhén deformált hólyagüreket tartalmazó, kőzetüveg alapanyagú riolit litoklaszt mikroszkópos képe (H5 sz. feltárás). E. Szanidin kristály a tibolddaróci ignimbrít egyik horzsakövében (Td16 sz. feltárás). A kép félig keresztezett nikolokkal készült. F A tibolddaróci ignimbrít (Td16 sz. feltárás) jellemző mikroszkópos szöveti képe, ami hasonlít a H1 sz. feltárás horzsakövéhez. Minden kép szélessége 3,3 mm

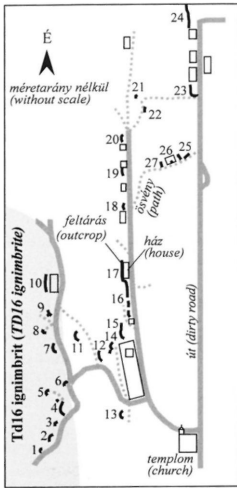
Figure 3. Characteristic microscopic pictures of the Harsány ignimbrite unit. A. Texture of the H1 ignimbrite. Note the skeleton, X- and Y shaped glass shards between the plagioclase and quartz phenocrysts. B. Banded, flow textured obsidian lithoclast from the H1 outcrop. C. Slightly vesicular, glassy rhyolite lithoclast from the H1 outcrop. D. Rhyolite lithoclasts with deformed vesicles and glassy groundmass from the H5 outcrop. E. Sanidine phenocryst in the Td16 pumice. The picture is taken with partly crossed nicols. F. Characteristic microscopic texture of the Td16 ignimbrite. Note the similarity with the H1 ignimbrite (Figure 3A). The width of all of the picture is 3.3 mm long

hipidiomorfak, ritkán tört szélűek. A kisebb kristályok általában xenomorf megjelenésűek. A plagioklászok mérete maximálisan 2 mm, és előfordulnak több, általában különböző orientációval összesen több kummulát kristályok is. Gyakorikak a normál zónásságot mutató kristályok, de előfordulnak homogének és ritkán oszcillációs zónásságot mutató fázisok is. A kvarc- és a plagioklász-kristályokban gyakoriak a szilikát olvadék zárványok, amelyekkel részletesen LUKÁCS et al. (2002) foglalkoztak. A biotitok általában üde, barna színű, pleokroos kristályok, alakjuk idiomorf-hipidiomorf. Méretük maximálisan 750 µm. Járulékos elegyrészként allanit, cirkon, szanidin és opak ásvány (főként ilmenit) jelenik meg.

A litoklasztok többnyire sávós megjelenésű riolitok, ahol a sávokat világosabb szürke és sötétebb szürke, afiros mátrix alkotja (3. ábra, B). Ezek mellett, sötét színű, makroszkóposan kevés kristályt tartalmazó kőzettörmelékek fordulnak elő. A litoklasztok gyengén szögletesek-kerekdedek, kissé koptatottak, méretük 2–3 cm-től 10 cm-ig változik. Az üde litoklasztok alapanyaga üveges, egyes esetekben folyásos szövetet mutat, míg máskor hólyagüregeket vagy deformált horzsakő és üvegszilánk reliktumokat tartalmaz (3. ábra, C–D). Az üveges alapanyag általában felzitesedett, esetenként szferulitosodott vagy agyagásványosodott. A kristályokat tartalmazó litoklasztok változó mennyiségű ásványfázist (biotit, kvarc, bontott földpát) tartalmaznak. A kristályok megjelenése hasonló a horzsakövekben megjelenő kristályokéhoz, viszont egyes litoklasztokban szanidin fenokristályt is megfigyeltünk. Akceszorikus elegyrészként cirkon, allanit, Fe-Ti-oxid ásvány és esetenként hornblende fordul elő.

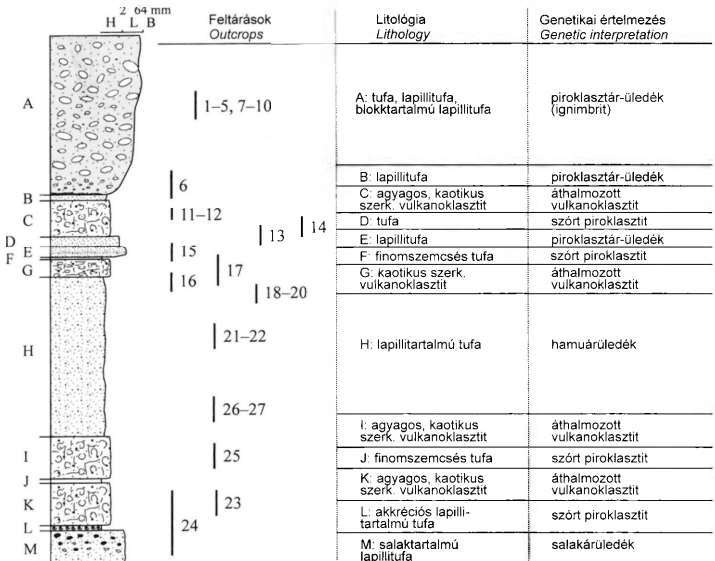
Tibolddarác falu nyugati oldalán lévő domb oldalában borospincék mélyülnek a viszonylag puha vulkáni törmelékes kőzetbe. Az utakkal és ösvényekkel áthálózott domboldalon a pincék között és a kertek hátsó, zárt oldalain előbukkanó természetes falak különböző megjelenésű vulkanoklasztitokat tárnak fel (4. ábra). A feltárások mérete változó, a néhány négyzetméteres felülettől a néhány tíz négyzetméteres felületig változnak. A feltárások mozaikjaiból egy elvi rétegsort állítottunk össze (4. ábra).

A rétegsor legalsó egysége a falu északi végén előbukkanó salaktartalmú lapillitufa, amelyet a korábbiakban egyértelműen a Bükkalja középső tufa egységébe soroltak (pl. SZAKÁCS et al. 1998; CZUPPON 2003). Erre éles kontaktussal települ egy kb. 40 cm vastagságú, világosszínű, akkrációs lapillit tartalmazó, jól osztályozott finom tufa (4. ábra, L réteg), amelyben az akkrációs lapilli maximális mérete elérheti a 3 cm-t is. A felette található réteg jellege és települése a 24. feltárásban (4. ábra) tárul fel, ami a falu utolsó házának belső udvarában található. Az itt megjelenő összlet áthalmazott jelleget mutató, szürkés színű, agyagásványos, kaotikus szerkezettel jellemezhető vulkanoklasztit (4. ábra, K réteg). A képződmény gyakran gömbös elválású és megjelennek benne a mátrixszal azonos anyagú törmelékek, valamint 1–2 cm nagyságú akkrációs lapilli is. Előfordulnak benne 5–10 cm hosszú kemény, agyagos fonatok is. Az áthalmazott vulkanoklasztit felett egy vékonyabb, kb. 30 cm-es világos színű, jól osztályozott finom tufa található (4. ábra, J réteg). Erre szintén áthalmazott, a K réteghez hasonló jellegű réteg települ (4. ábra, I réteg). A felette fekvő réteg kb. 15 méter vastagságú és több feltárásban követhető (4. ábra, H réteg, 16., 18–22., 26–27. feltárás). A képződmény osztályozatlan tufa, amelyben kb. 10% finom lapilli méretű horzsakő található. A lapilli törmelékek mérete maximálisan 1 cm, litoklaszt nem



4. ábra. Tibolddaróc nyugati oldalán emelkedő domboldalon (pincesor) felvett feltárások helyei és a leírások alapján értelmezett elvi vulkanológiai rétegoszlop. H=hamu, L=lapilli, B=blokk

Figure 4. Simplified map of the outcrops at the western part of Tibolddaróc with the interpreted volcanological columnar section. H=ash, L=lapilli, B=block. Lithology and genetic interpretation: M=scoriaceous lapilli tuff - scoria-flow; L=accretionary lapilli-bearing tuff - pyroclastic fall deposit; K=argilliceous, chaotic volcanoclastics - redeposited bed; J=fine tuff - pyroclastic fall deposit; I=argilliceous, chaotic volcanoclastics - redeposited bed; H=lapilli-bearing tuff - ash-flow deposit; G=chaotic volcanoclastics - redeposited bed; F=fine tuff - pyroclastic fall deposit; E=lapilli tuff - pyroclastic flow deposit; D=tuff - pyroclastic fall deposit; C=argilliceous, chaotic volcanoclastics - redeposited bed; B=lapilli tuff - pyroclastic flow deposit; A=tuff - lapilli tuff - block-bearing lapilli tuff - pyroclastic flow deposit (ignimbrite)



jellemző. A tufa tömeges, belső rétegzést és gradációt nem mutat. Felette áthalmozott vulkanoklasztit következik 1,5 méter vastagságban (4. ábra, G réteg). Alsó részén kis szögű keresztarétegzés figyelhető meg. Erre egy 15 cm vastagságú fehér színű, jól osztályozott finom tufa települ (4. ábra, F réteg). Felső kontaktusa helyenként egyenetlen. Ez a tufaszint több feltárásban követhető, jó vezető réteg. A következő egység (4. ábra, E réteg) kb. 1 méter vastagságú durvaréteges lapillitufa, amelyben a horzsakő lapilli mennyisége 50% körüli. A horzsakövek mérete átlagosan 1 cm, maximálisan 5 cm. A közepesen osztályozott öszlet kisebb, unduláló felületű rétegekre osztható, amelyeken belül olykor normál-reverz gradációt figyelhetünk meg. A litoklasztok mennyisége $< 1\%$. A mátrixot itt is hamu és kristályok alkotják. A felette következő 40–80 cm vastag réteg tömeges tufa (4. ábra, D réteg), amely kristályokból és vulkáni hamuból áll. Elszórtan 1–2 cm nagyságú horzsakő lapilli található benne. Erre a rétegre kb. 4 m vastag, gömbszerű elválásokat mutató, kevert agyagos, finomszemcsés vulkanoklasztit (4. ábra, C réteg) települ. Felette reverz gradációt mutató tufa – finom lapillitufa rétegsorozat jelenik meg (4. ábra, B réteg), amelyben a lapillitörmelékek maximálisan 1 cm nagyságú horzsakövek. A mátrixot kristályok (biotit, kvarc, földpát) és vulkáni hamu alkotja. Ez az egység a feltárások elhelyezkedése alapján kb. 0,5 m vastag lehet.

A 6. feltárás alapján a B rétegre éles kontaktussal települ a legfelső és egyben legvastagabb (4. ábra, A réteg). Ez a vulkáni képződmény a falu nyugati oldalán megjelenő domb felső részén, minimum 15 méter vastagságban található. A számos feltárásban közvetlenül is vizsgálható horzsakőgazdag blokk tartalmú lapillitufa osztályozatlan, tömeges megjelenésű. Az A réteg alsó részén egy 6–8 cm vastag hullámos, gyengén keresztarétegzett tufa van (A/1; 2. ábra, D). Ezután egy 30–40 cm vastag átmeneti szakasz következik, amelyben a horzsakövek reverz gradációt mutatnak. Felfelé fokozatos átmenettel jelenik meg a több méter vastag tömeges, blokk tartalmú lapillitufa. Ebben a litofáciesben nem ritka a 30–40 cm-es horzsakő (2. ábra, E). A horzsakövek átlagosan 5 cm körüliek, mennyiségük eléri a 30–40 térf. %-ot. A horzsakövekben jellemzőek a maximálisan 5–6 mm nagyságú, olykor enyhén lilás kvarckristályok (2. ábra, C). A kőzet alapanyaga kb. 30% üvegszilánkból, 30% fenokristályból, 20% hamu méretű horzsakőből és finom hamuból áll (3. ábra). Az üvegszilánkok íveltek. A horzsakövek 5–30% fenokristályt tartalmaznak. Ezek a kristályok megegyeznek az alapanyag fenokristályjaival. A fenokristályok gyakran dezaggregált (tört) megjelenésűek, közöttük 55%-ban plagioklász (max. 1,75 mm), 30%-ban kvarc (2 mm), 10%-ban biotit és közelítőleg 5–10% szanidín (max. 1,75 mm) található (3. ábra, E). A kristályok általában hipidiomorfak, a kisebbek xenomorfak. A kvarc és a plagioklászok esetében gyakori a rezorbcio. A plagioklászok között leggyakoribb az oszcillációs és normál zónásságot mutató kristály, ritkábban homogéneket is találhatunk. A biotitok változó mértékű kloritosodást mutatnak. A szanidinek esetében gyakori az optikai zónásság. Akcesszórius elegyrészként allanit, cirkon és opak ásvány fordul elő.

A lapillitörmelékek között találunk litoklasztokat is, amelyek általában 1–2%-ban vannak jelen, de néhány feltárásban 3–4% is lehet a mennyiségük. Méretük 2–5 cm közötti. A litoklasztok között előfordulnak üledékes eredetű sötétszürke agyagpalák (kb. 5%-ban), túlnyomó többségük azonban vulkáni kőzet. A magmás eredetű litoklasztok között találunk sávok megjelenésű riolitot, ahol a sávokat világosabb szürke és sötétebb szürke afiros mátrix alkotja, továbbá megjelenik sötétbarna,

devitrifikált üvegű, plagioklász fenokristályokat tartalmazó törmelék is. Az üveges alapanyag gyakran felzitesedett és folyásos szövetű, a legtöbb törmelék esetében részben vagy teljesen agyagásványosodott. A litoklasztok általában gyengén kerekítettek és mindig határozott körvonalúak.

A Harsány és Tibolddaróc területén található piroklasztitok vulkanológiai értelmezése

A Harsányhoz közeli vulkáni kőzetet PENTELENYI (LESS et al. 1996; PENTELENYI 2005) hullott és áthalmazott (lavinatufa) riolituffa összletbe sorolta, míg SZAKÁCS et al. (1998) nem összesült ignimbritként írta le. Vulkanológiai és kőzettani vizsgálataink alapján a kőzet elsődleges vulkáni anyagból és kis százalékból társult litoklasztokból áll, amelyek anyaga szintén magmás eredetű. A horzsakövek és az üvegszilánkok íveltsége magmás fragmentációra utal. Az összlet tömeges, rétegzetlen, osztályozatlan megjelenésű, uralkodóan deformálatlan horzsakövből és hamufrakcióból (üvegszilánkok) áll. Mindezek arra utalnak, hogy a képződmény horzsakőtartalmú piroklasztárból ülepedett ki, amely összesülést nem szenvedett, és amit a modern vulkanológiai szakirodalom (pl: CAS & WRIGHT 1988; FREUNDT et al. 2000) nem összesült ignimbritnek nevez. A lerakódás szárazföldön történt, vízi leülepedésre utaló jelet nem találtunk. Lényeges utólagos átalakulás az elsődleges vulkáni kőzetet nem érte. A harsányi ignimbritben előforduló litoklasztok között gyakoriak a sávós megjelenésű és erősen kőzetüveges típusok, amelyeket a Bükkalja más tufakomplexumaiban nem találtunk. Ezek a litoklasztok a mikroszkópos megfigyelések alapján felzitesedett kőzetüveg-alapanyagból és kevés fenokristályból állnak. A kőzetüveg gyűrt szerkezetet mutat, amely hasonlít az obszidiánok szerkezetéhez. A makroszkópos és mikroszkópos megjelenés, valamint a Lipariszigeteken gyűjtött és egyéb obszidiánmintákkal való erős hasonlóság alapján a kőzetet obszidiánnak határozzuk meg. Ilyen típusú kőzetek riolit-lávaárak központi riolitos magját körülölelő obszidiánzónában jelennek meg (CAS & WRIGHT 1988). Az obszidián-litoklasztok viszonylagos gyakorisága arra utalhat, hogy a kitérés központ környékén egykor riolit-lávakőzet lehetett, amit az ignimbritet létrehozó nagy erejű robbanásos vulkáni kitérés szétvetett.

Tibolddaróc környékén SZAKÁCS et al. (1998) a középső tufa egységbe tartozó freatomagmás tufát jelölték térképükön. Ezzel szemben PENTELENYI (2005) a középső tufa egység salakos piroklasztár képződménye felett települő vulkáni rétegeket a harsányi piroklasztitokhoz hasonlóan a felső tufa egységbe sorolta, és hullott, áthalmazott riolituffaként értelmezte. Terepi vizsgálataink során Tibolddarócon a középső tufa képződményei felett több piroklasztitréteget tudtunk elkülöníteni (4. ábra), amelyek között számos áthalmazott jellegű vulkanoklasztit-réteg is megjelent. Ezek a rétegek alapot adnak az egyes kitérés időszakok elkülönítésére, hiszen feltételezhetjük, hogy a kitérés időszakok között hosszabb idő telt el, amely alatt az áthalmazódás megtörtént. Bár az elsődlegesnek vélt egységek részletes vizsgálata csupán a legfelső egység esetében lehetett teljes körű a feltárások nehéz megközelítése miatt, az egyes rétegek általános jellege alapján valószínűsíthetjük a vulkáni képződmények eredetét (4. ábra). A rétegek egy része (L, J, F rétegek) jól osztályozott hamuból áll, amely egyik fő jellegzetessége a szórt piroklasztitnak. Ezek a rétegek kis vastagságúak,

belső rétegzés nélküliek, amely arra utalhat, hogy egy kisebb hamuszórás fázis (esetlegesen disztális) termékei. Az L réteg akkréciós lapillit is tartalmaz, ezért freatomagmás szórt piroklasztiként értelmezzük. Az L és J rétegek a köztes áthalmazott rétegektől jól elkülönülő egyedi egységek a rétegsorban, ami alapján ezeket önálló kitorési időszak termékeként értelmezhetjük. A rétegsor egyik legvastagabb rétege a H réteg, amely tömeges és osztályozatlan tufát tár fel. Mind-ezen tulajdonságok alapján alapvetően hamufrakciót tartalmazó piroklasztárból (hamuárból) való kiüledést feltételezhetünk a réteg keletkezésére. Az E, E és D rétegek viszonylag vékonyabb egymásra települő rétegek, amelyek között a kontaktus egyenetlen. Feltételezhető, hogy a három réteg képződése időben közeli lehetett, és kapcsolódhatott akár ugyanahhoz a kitoréshez. Az F réteget a fentiek alapján szórt piroklasztiként értelmezzük, míg az E réteg esetében a horzsakő- és hamutartalmú piroklasztárból való kiüledés a valószínű. Erre utal a horzsakőgradációt mutató, közepesen osztályozott lapillitufa-rétegek jelenléte. Az egyes rétegek egy piroklasztár egy-egy folyási egységét, vagy több piroklasztár üledékének egymás után való lerakódását képviselhetik. Ez a jelleg egy instabil kitorési oszlop többszörös összeomlásával magyarázható. A D réteg maximálisan 80 cm vastagságú tömeges tufája vagy egy nagyobb tömegű szóráshoz kapcsolódhat, vagy a H réteghez hasonló ártufa képződmény. A legfelső áthalmazott egység után egy rosszul osztályozott, reverz horzsakőgradációt mutató réteg jelenik meg (B réteg), amely egy vékonyabb piroklasztár-üledékként értelmezhető.

A tibolddaróci pincesor legfelső részén megjelenő kőzet (A réteg) elsődleges jellegű, tömeges, rétegzetlen és osztályozatlan megjelenésű, csupán alsó 6–8 cm finomszemcsés rétegtagja (A/1) mutat hullámos belső rétegzést és helyenként enyhe kereszt-rétegzést (2. ábra, D). Ez a jellegzetes szerkezet a horzsakő- és hamuárak (ignimbritek) vertikális üledékszelvényeiben figyelhető meg (FREUNDT et al. 2000). Az alsó, kereszt-rétegzéssel jellemezhető rétegtag az ár előtt kavargó felszíni torlóár üledéke. Az A egységben ezt követi felfelé egy 30–40 cm, átmeneti, reverz horzsakőgradációt mutató rész, amelynek szemcsemérete finomabb a felette következő nagy-tömegű blokk-tartalmú lapillitufánál. Ez az átmeneti rész is jellegzetes a piroklasztár-üledékek esetében, ami elsősorban a felszínnel való súrlódás okozta mechanikai aprózódás miatt jön létre. Felette az A réteg jelentős részét képviselő tipikus horzsakőblokk-tartalmú piroklasztár-üledék (ignimbrit) jelenik meg, amely kis százalékban társult, főként magmás eredetű litoklasztokat tartalmaz. Ez a vulkáni egység mind vulkanológiaiilag mind kőzettanilag hasonló a Harsányban leírt kőzetekhez.

SZAKÁCS et al. (1998) térképén freatomagmás tufaként jelennek meg a tibolddaróci vulkáni egységek. Vizsgálataink alapján a freatomagmás eredetet csupán egyetlen réteg (L réteg) esetében tételezzük fel, a többi elsődleges réteg magmás robbanásos kitorés során keletkezett és szárazföldön rakódott le. A PENTELENYI (2005) által javasolt szórt eredet szintén csupán néhány réteg (4. ábra; L, J, F és esetleg D rétegek) esetében bizonyítható.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy vulkanológiai vizsgálataink alapján újraértelmeztük a vulkáni törmelékes képződmények genetikai besorolását. Vizsgálataink arra is rámutattak, hogy a tibolddaróci A réteg és a harsányi két feltárás durvahorzsaköves ignimbritje sok hasonlóságot mutat. Ezért ezeket a képződeményeket további vizsgálatoknak vetettük alá összehasonlítási célból.

Geokémia

A geokémiai vizsgálatok során a két terület, Harsány és Tibolddaróc három feltárásából végeztünk elemzéseket. A három feltárás ásványkémiai és üveggkémiai mintái a következő mintajelzésekkel szerepelnek: Harsány pincesorából vett minták H5 jelzésűek, a falu északi végén található rézsüből vett minták H1 jelzést kaptak, és a Tibolddarócon felvett szelvény legfelső (4. ábra, A jelű) egységének mintái Td16-os jelzésűek.

A földpátok, elsősorban a plagioklászok az egyik leggyakoribb fenokristályt képviselik a vizsgált kőzetekben. A földpátok mikroszondás elemzése során horzsakőből és alapanyagból egyaránt végeztünk méréseket, amelyek azonban nem mutattak eltérést. A visszaszórt elektronképen zónásságot mutató földpátok esetében több ponton is meghatároztuk az összetételt. Ahol zónásság nem volt látható, ott vagy egy mérést végeztünk vagy a mag és a szegély összetételét mértük a kémiai összetétel esetleges változásának ellenőrzéseképpen. A plagioklászok jellemző főelemadatait az I. táblázatban közöljük, részletes adatsorok a <http://petrology.geology.elte.hu/harang.html> honlapról tölthetők le.

A harsányi H1 feltárás kőzetéből mért plagioklászok a labradorittól oligoklászig terjedő összetételbeli változékonyságot mutatnak ($An = 57,96\text{--}16,55\%$; 5. ábra). A plagioklászok között vannak homogén összetételűek, de oszcillációs és normál zónásságot mutató kristályok is. Az oszcillációs zónásságot mutatók esetében 3 zónatípus különíthető el, amelyek (1) $An = 57,96\%$ (labradoritos), (2) $An = 41,55\text{--}44,08\%$ (andezines), (3) $An = 28,23\text{--}33,75\%$ (andezin-oligoklász) összetétellel jellemezhetők. A normál zónásságot mutató plagioklász magja ($An = 41,16\%$) a 2. csoporthoz sorolható, míg szegélye oligoklászos ($An = 17,97\%$) összetételű. A mért kristályok egy része nem mutat zónásságot, vagy minimális eltérés tapasztalható a zónák között. Ezek a plagioklászok oligoklász összetételűek ($An = 25,97\text{--}16,55\%$). Két xenomorf alakú káliföldpátot is mértünk, mindkettő ortoklásztartalma 69% körüli. A H5 feltárás egyik litoklasztjából készültek földpátélemzések, amelyek két csoportra bonthatók, többségük oligoklász összetételű ($An = 20,39\text{--}26,51\%$), két elemzés pedig andezin összetételt ($An = 36,1$ és $43,8\%$) adott (5. ábra). A mért kristályok között egy normál zónásságot mutatót, a többi pedig homogénnek bizonyult. A normál zónás plagioklász magja 43,8% anortitot, míg külső zónái 20–23% anortitot tartalmaz. A plagioklászoknak ez az összetételbeli változékonysága megegyezik a H1 feltárás mintáival.

A tibolddaróci feltárás mintáiból mért plagioklászok anortittartalma 51,73–18,09% között változik, azaz a labradorittól az oligoklász mezőig (5. ábra). A mért plagioklászok között egy minta mutatott oszcillációs zónásságot, egy normál zónásságot, a többi kristály homogén volt. Az oszcillációs zónásságot mutató plagioklász zónái 51,73–34,82% anortittartalom között változnak, ezen belül a magösszetétel kisebb An-tartalmú. A normál zónásságot mutató kristály magja andezin ($An = 32,45\%$) szegélye oligoklász ($An = 21,73\%$) összetétellel. A homogén plagioklászok kettő kivételével oligoklász összetételűek ($An = 18,09\text{--}26,93$), hasonlóan a harsányi mintákhoz. A mintákban két káliföldpát összetételt is mértünk, ortoklásztartalmuk 67,56–69,07%.

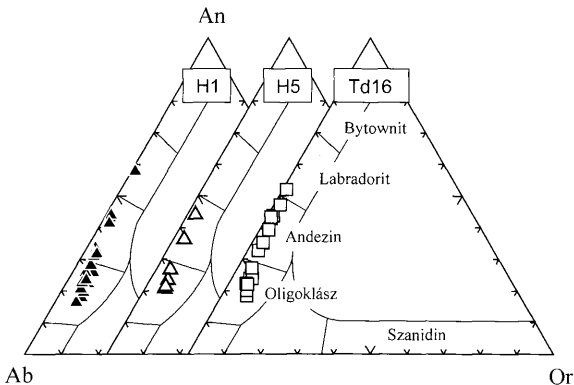
A biotit minden mintában gyakori és általában az egyedüli mafikus ásvány, egyes kőzetmintákban azonban többé-kevésbé átalakult. A kémiai összetétel meghatáro-

I. táblázat. Földpátok és biotitok jellemző kémiai összetétele (t%)

Table I. Chemical composition of feldspars and biotites (wt%)

Földpátok/Feldspars														
Feltárás	Harsány, H1 feltárás						Harsány, H5 feltárás			Tibolddaróc, Td16 feltárás				
Mintanév	n20plg1	n20plg2	n20-fp2	n20-fp1	bk41aplg1	bk41aplg2	H5-1fp3	H5-1fp3r	H5-1fp5	td2-pl1c	td2-pl3	td2-pl4c	td2fp1	td2fp5
SiO ₂	63,44	62,39	63,71	63,21	58,35	64,78	56,85	62,83	61,47	63,69	63,21	58,39	61,93	62,95
Al ₂ O ₃	23,25	23,68	22,2	18,72	26,20	22,48	26,40	22,32	23,50	23,5	24,62	27,11	22,71	18,90
FeO	0,14	0,10	0,1	0,06	0,14	0,13	0,25	0,11	0,12	0,05	0,16	0,12	0,10	0,08
CaO	4,74	5,36	3,6	0,15	8,41	3,57	9,01	4,23	5,57	3,4	4,4	8,1	4,47	0,14
Na ₂ O	6,92	8,04	9,33	3,07	6,38	8,28	6,15	8,51	8,09	7,76	7,29	5,87	8,18	3,14
K ₂ O	0,87	0,61	1,06	11,02	0,40	1,09	0,37	0,93	0,67	1,13	0,92	0,25	0,85	10,81
Total	99,35	100,17	100,00	96,23	99,88	100,32	99,03	98,93	99,42	99,53	100,60	99,84	98,24	96,01
Ab	68,46	70,51	77,64	29,47	56,51	75,48	54,09	74,24	69,68	74,74	70,59	55,85	72,94	30,37
An	25,88	25,97	16,55	0,80	41,16	18,00	43,80	20,42	26,51	18,10	23,55	42,59	22,05	0,75
Or	5,65	3,53	5,80	69,73	2,33	6,52	2,11	5,34	3,81	7,16	5,86	1,56	5,01	68,88

Biotitok/Biotites									
Feltárás	Harsány, H1 feltárás						Harsány, H5 feltárás		
Mintanév	bk41abi2	n20bi1	n20bi2	n20bbi1	n20bbi2	N20b bi3	H5-1bi2	H5-1bi3	H5-1bi4
SiO ₂	34,45	34,49	34,47	33,93	34,43	34,52	34,66	33,89	34,53
TiO ₂	3,49	3,61	3,49	3,66	3,66	3,54	3,78	4,00	3,82
Al ₂ O ₃	13,28	13,23	13,32	13,14	13,46	13,69	12,78	12,93	13,02
FeO	28,12	28,64	28,15	28,45	28,60	28,65	28,80	29,16	28,05
MnO	0,40	0,38	0,34	0,38	0,40	0,37	0,37	0,31	0,38
MgO	5,63	5,65	5,56	5,39	5,75	5,63	5,79	5,14	6,20
Na ₂ O	0,47	0,51	0,46	0,45	0,45	0,47	0,43	0,46	0,36
K ₂ O	8,50	8,56	8,50	8,73	8,71	8,50	8,56	8,25	8,59
Total	94,34	95,07	94,28	94,14	95,47	95,39	95,17	94,17	94,96



5. ábra. A H1, H5 (Hársány) és Td16 (Tibolddaróc) sz. feltárások piroklasztijában előforduló plagioklászok összetétele

Figure 5. Composition of the plagioclases of the pyroclastic rocks from the H1, H5 (Hársány) and Td16 (Tibolddaróc) outcrops

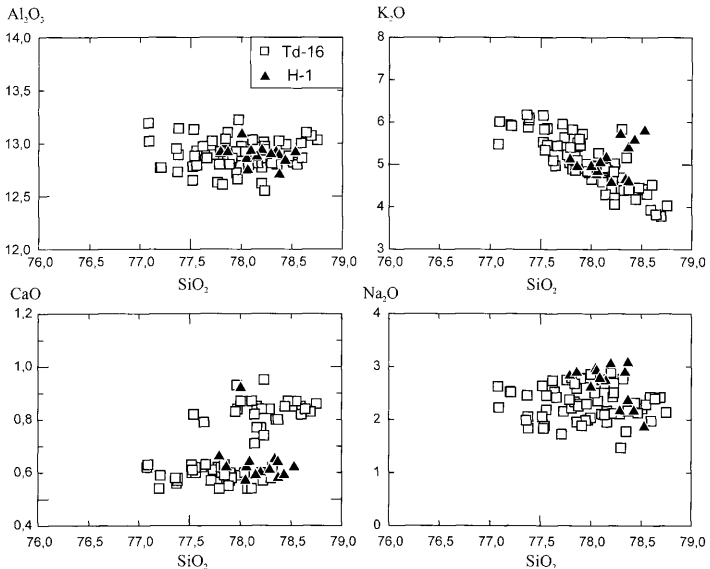
zása során a tibolddaróci mintákból nem kaptunk elfogadható eredményt a biotitok átalakulása miatt. Az összetételadatokról a továbbiakban csak a 94–97% összegű adatokat értékeljük. A biotitok jellemző összetételadatait az I. táblázat mutatja. A biotitelmzések a H1 feltárás esetében horzsakőmintákból készültek, míg a H5 feltárás esetében egy riolitos litoklasztból származnak. A biotitok hasonló összetételűek a két feltárásban, FeO-tartalmuk 28,05 t% és 29,16 t%, a MgO pedig 5,14 t% és 6,2 t% között változik. A biotitok Al_2O_3 -koncentrációja 12,8–13,7 t%, TiO_2 -tartalmuk pedig 3,49–4 t% közötti.

A minták juvenilis törmelékeinek (horzsakő és üvegszilánk) kőzetüveg-összetétele többnyire üde, nem átalakult állapotot jelez. A kőzetüvegek főelemadatait abban az esetben fogadtuk el összehasonlító és genetikai értelmezésre, amennyiben a mért oxidok összege 94–97 t% közötti. A kőzetüvegek víztartalmát az oxidok összege és a 100 t% közti különbséggel becsültük (DEVINE et al. 1995; BLUNDY & CASHMAN 2001). Az adatok összehasonlíthatósága érdekében a kapott kőzetüveg-összetételeket illómentes állapotra, 100%-ra számoltuk át. A kőzetüvegek reprezentatív összetételadatai a II. táblázatban, nyomelem-összetételük pedig HARANGI et al. (2005) munkájában található meg.

A vizsgált mintákban nagy szilíciumtartalmú ($SiO_2 = 76,8–78,4$ t%) és káliumban gazdag ($K_2O = 4,5–6,1$ t%) riolitos kőzetüvegek figyelhetők meg (6. ábra). A horzsakövek üvegei és az üvegszilánkok között nincs szisztematikus geokémiai eltérés, ugyanaz a kémiai összetételük. A tibolddaróci (Td16) minták kőzetüvegei változatosabbak, mint a hársányiak (H1). Az Al_2O_3 -tartalom és az Na_2O -tartalom állandó (12,5–13,0 t%, illetve 2–3 t%), míg a K_2O -koncentráció negatív korrelációt mutat az SiO_2 -tartalommal (6. ábra). A CaO-értékek szintén állandóak és többnyire 0,6 t% körül

II. táblázat. A kőzetüvegek, horzsakövek és litoklasztok reprezentatív kémiai összetétele (t%)
 Table II. Chemical composition of selected glasses, pumices and cognate lithoclasts (wt%)

Feltárás	Üvegszilánkok/glass shards				Horzsakövek és litoklasztok/Pumices and lithoclasts									
	Harsány - H1 feltárás		Tibolddarác - Td16 feltárás		Harsány - H1 feltárás					Harsány - H5 feltárás		Tibolddarác - Td16 feltárás		
	N20-7	N20-1-1	TD2-9	TD2-7	N22	H-1	BK41-L3	H1-1	H1-L1	H5-1	H5-2	TD16P1	T-1	N9
Mintanév	N20-7	N20-1-1	TD2-9	TD2-7	N22	H-1	BK41-L3	H1-1	H1-L1	H5-1	H5-2	TD16P1	T-1	N9
SiO ₂	74,17	74,46	73,39	73,38	76,35	75,62	77,22	77,13	74,75	76,03	75,62	74,85	75,86	75,64
TiO ₂	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,10	0,27	0,07	0,09	0,13	0,13	0,14	0,26	0,11	0,19
Al ₂ O ₃	12,22	12,34	12,10	11,92	13,30	13,83	12,65	12,83	12,85	13,09	13,12	13,72	13,38	13,36
FeO*	0,38	0,58	0,78	0,80	1,02	1,04	0,89	0,87	1,28	1,11	1,22	1,05	1,34	1,13
MnO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	0,03
MgO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,13	0,13	0,12	0,14	0,20	0,19	0,24	0,18	0,17	0,14
CaO	0,56	0,59	0,56	0,57	1,08	2,00	0,79	1,03	1,13	1,10	1,16	2,33	1,08	1,67
Na ₂ O	2,59	2,77	2,50	2,59	2,89	3,20	3,64	2,90	4,79	3,86	3,60	3,58	2,50	3,04
K ₂ O	4,90	4,74	5,24	4,95	4,96	3,68	4,44	4,85	4,65	4,30	4,67	3,80	5,33	4,63
P ₂ O ₅	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0,03	0,07	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,07	0,03	0,04
LOI*	5,09	4,37	5,33	5,64	2,39	3,39	2,39	3,63	0,24	0,70	2,77	3,54	4,12	2,93
Rb	129	160	179	168	153	86	148	134	139	132	133	70	161	110
Ba	623	662	723	625	836	1013	667	819	730	858	867	825	886	976
Pb	26,5	22,17	24,5	21,25	18,1	14,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	16,2	16,9
Sr	25,1	34,18	30,8	39,71	73	144,1	41,6	65,7	65,3	73,8	73,7	175	65,6	126
Zr	55,1	59,85	66,15	79,93	108	209,9	79,9	82,2	128,6	105,1	103,8	188,7	91,2	161
Nb	11,2	11,78	14	11,07	14	13	9,6	9,3	12,5	9,7	10	9,7	10,8	14
Y	31,5	31,03	39,67	30,55	35	20,6	34,3	28,8	34,8	30,3	30,1	16,3	32,1	24
La	17,9	17,97	21,58	24,05	28,5	64,9	22,1	23	32,4	23,5	27,2	50,9	26,8	49,21
Ce	36,1	35,58	46,08	43,14	58,91	110	45	45	62	54,3	60,7	89	54	93,73
Nd	17,6	17,15	19,37	17,05	22,7	32	15	16	20	n.d.	n.d.	29	18	29,9
Sm	4,9	3,85	4,84	3,95	4,68	4,84	4,31	4,01	5,48	n.d.	n.d.	4,04	4,38	4,82
Eu	0,33	0,44	0,34	0,41	0,59	0,98	0,36	0,47	0,66	n.d.	n.d.	0,96	0,62	0,86
Gd	5,2	3,97	5,95	5,09	4,84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4,21
Yb	4	3,5	4,08	3,31	3,18	1,96	3,93	3,14	4,07	n.d.	n.d.	1,75	3,19	2,15
Lu	0,6	0,4	0,61	0,38	0,51	0,3	0,55	0,44	0,56	n.d.	n.d.	0,29	0,47	0,36
Th	14,6	12,48	15,4	11,58	12,9	12,6	14,6	12,4	14,6			10,2	13,1	13,8
U	5,2	4,08	5,72	3,82	4,5	3,1	5,6	4,3	3,8	n.d.	n.d.	2,9	4	n.d.



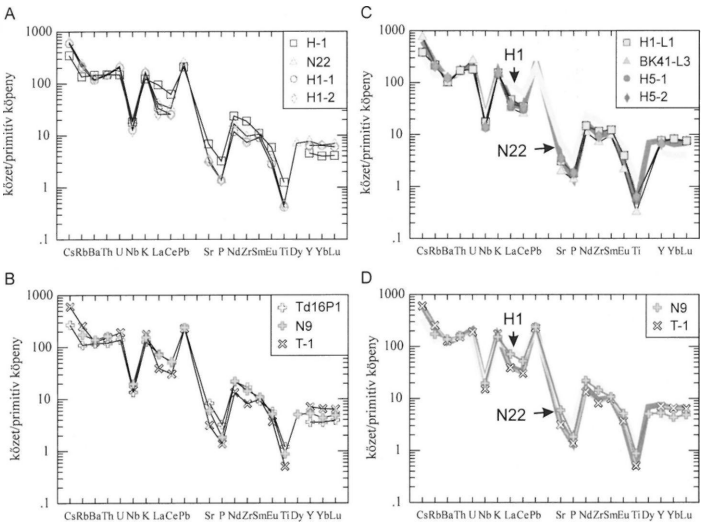
6. ábra. A H1 (Hársány) és Td16 (Tibolddaróc) feltárások piroklasztijában megjelenő horzszakövegek és az üvegszilánkok főelem geokémiai összetétele harcker diagramokon

Figure 6. Geochemical composition of the pumice glass and glass shards of the pyroclastic rocks from the H1 (Hársány) and Td16 (Tibolddaróc) outcrops

vannak, azonban ezek mellett megjelenik egy másik kőzetüveg csoport is (főleg a tibolddaróci mintákban), amelyek CaO-tartalma jellemzően nagyobb (0,8–0,9 t%). Nyomelem geokémiai szempontból a két feltárás kőzetüvegmintái teljesen hasonló képet mutatnak (HARANGI et al. 2005).

A horzszakövek és litoklasztok teljes kőzet geokémiai adatait a II. táblázat mutatja. A vizsgált horzszakövek és litoklasztok hasonló kémiai összetételűek, besorolásuk káli jellegű riolit ($\text{SiO}_2 = 74,8\text{--}77,2$ t%; $\text{K}_2\text{O} = 3,7\text{--}5,3$ t%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,1\text{--}2,1$). Illótartalmuk 0,2–4,1 t% között változik, ezen belül a horzszakövek illótartalma 2,2–4,1 t%. Az A/CNK indexük ($\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] = 0,9\text{--}1,1$; oxid molarány értékekkel számolva) alapján gyengén peraluminios kemizmusúak, a normatív korund tartalmuk pedig 0–1,6 t%. Differenciációs indexük magas (D.I. = 87–95), ami arra utal, hogy egy alapvetően felzikus, közel haplogránitos magmából kristályosodtak. A juvenilis komponensek kőzetüveg-összetételéhez képest ahorzszakő minták kicsit kisebb SiO_2 -tartalommal jellemezhetőek, K_2O -tartalmuk némileg kisebb, Al_2O_3 -, FeO- és CaO-tartalmuk pedig nagyobb. Mindez összhangban van a horzszakövek fenokristály-tartalmával (plagioklász, kvarc és biotit).

A harsányi feltárásokból származó három horzszakő hasonló nyomelem-mintázatot mutat, míg egy (H-1) eltérő nyomelem képet ad a primitív köpenyre (SUN & MCDONOUGH 1989) normált sokelemes diagramon (7. ábra). A H1-1, H1-2 minták gyakorlatilag teljesen fedik egymást, míg az N22 minta hibahatáron belül szintén egyezik velük. Ez a három minta geokémiailag homogénnek tekinthető, a továbbiakban ezeket a mintákat az N22 mintával képviseltetjük. Az N22 minta összehasonlítva a H-1 mintával jelentős különbségeket mutat (7. ábra, A): a H-1 minta kisebb Cs és Rb, valamint nehéz ritkaföldfém-koncentrációjú és nagyobb könnyű ritkaföldfém, Sr-, P-, Zr- és Ti-tartalmú, mint az N22 minta. A H-1 mintát a továbbiakban „anomális horzszakő” típusnak nevezzük, mivel eltérő nyomelemképet ad a mintasorozat többi horzszakövetől, melyeket a következőkben „normál



7. ábra. A harsányi és tibolddaróci feltárások horzszaköveinek és litoklasztjainak nyomelem eloszlása primitív köpeny összetételre (SUN & MCDONOUGH 1989) normálva. A. A harsányi H1 sz. feltárásból származó horzszakövek nyomelem eloszlása. B. A tibolddaróci Td16 sz. feltárásból származó horzszakövek nyomelem eloszlása. C. A harsányi H1 és H5 sz. feltárásból származó litoklasztok nyomelem eloszlása a két jellemző horzszakő típus (H-1, N22) nyomelem képével összehasonlítva. D. A tibolddaróci horzszakövek között szintén megjelenik a harsányi feltárásban elkülönített két horzszakő típus

Figure 7. Primitive mantle (SUN & MCDONOUGH 1989) normalized trace element patterns of individual pumices and lithoclasts of the Harsány and Tibolddaróc outcrops. A. Trace element patterns of the pumices from the H1 outcrop (Harsány). B. Trace element patterns of the pumices from the Td16 outcrop (Tibolddaróc). C. Trace element patterns of the lithoclasts from the H1 and H5 outcrop (Harsány) compared with the two characteristic pumice types. D. The two pumice types recognized in the Harsány outcrops can be detected also in the Tibolddaróc ignimbrite

horzsakő' típusnak hívjuk. Emellett, a görbék lefutása igen hasonló, azaz az erősen inkompatibilis nagy ionsugarú litofil elemekben (LILE=Large Ion Lithophil Elements: Cs, Rb, Ba) gazdagodott, jellegzetes negatív Nb-anomáliát, pozitív Pb-anomáliát mutat, továbbá jellegzetes szegényedést mutatnak Sr, P és Ti-ban is. A harsányi feltárásokból származó litoklasztok kémiai összetétele jó egyezést mutat, azaz geokémiailag homogének (7. ábra, C), nyomelemgörbéjük teljesen azonos az N22 horzsakő, azaz a normál horzsakő görbéjével.

A tibolddaróci ignimbitből 3 horzsakövet vizsgáltunk. Az N9 és Td16P1 minták szinte teljesen hasonlóak nyomelem-geokémiai szempontból, jelentéktelen különbség csupán Rb-, P-tartalomban mutatkozik (7. ábra, B). A harmadik, T-1 horzsakő eltérő nyomelemgörbét mutat összehasonlítva az előbbiekkal. Az eltérések Cs, Rb, könnyű ritkaföldfém, Sr, Zr, Ti és nehéz ritkaföldfém tartalomban jelentkeznek. Figyelemreméltó, hogy a harsányi horzsakövek szintén ezen elemek esetében térnek el.

Kormeghatározás

A K/Ar radiometrikus izotópvizsgálatok célja a harsányi és a tibolddaróci A réteg (Td16 feltárás) képződésüknek kor szerinti besorolása volt. A vizsgálatra két horzsakőmintát választottunk ki, az egyik a H1 feltárásból, a másik pedig a Td16 feltárásból származott. Pécskay Zoltán a vizsgált területen korábban már végzett K/Ar korméréseket (MÁRTON & PÉCSKAY 1998). A harsányi lelőhelyről (H1 feltárás) egy riolit litoklaszt korát határozta meg, amely teljes kőzeten mérve $15,66 \pm 0,60$ millió évesnek adódott. A tibolddaróci területről mért horzsakő biotit szeparátumának kora $16,12 \pm 1,71$ millió év. Ez a horzsakő és az általunk korvizsgálatra kiválasztott minta a közös terepi egyeztetés alapján ugyanazon szintből való.

A vizsgált minták mérési eredményeit a III. táblázat mutatja. A minták K-tartalma utal arra, hogy a mérések nagy tisztaságú biotitfrakción történtek. Az eredmények alapján a H1 és Td16 feltárás kőzetének kora a biotitszeparátumok alapján $13,65 \pm 0,72$ millió év valamint $13,35 \pm 1,01$ millió év, amely koradatok hibahatáron belül megegyeznek. A Bükkalja vulkáni területén végzett korábbi K/Ar kormérésekkel összehasonlítva a két feltárás képződésüknek kora a legfiatalabb, és a terület nyugati részén található képződésükhez hasonló (Demjén, Nagyeresztvény feltárás biotitszeparátumán végzett mérés eredménye $13,84 \pm 0,94$ millió év; egy dácitlitoklaszton végzett mérés eredménye $14,35 \pm 0,92$ millió év;

III. táblázat. A tibolddaróci (Td-16; 4. ábra A feltárás) és harsányi (H1) feltárások mintáinak K/Ar kora
Táblázat III. K/Ar age data of samples from Tibolddaróc (Td-16; Figure 4, outcrop A) and Harsány (H1)

Mintaszám	Lelőhely	Meghatározott frakció	K (%)	⁴⁰ Ar rad (%)	⁴⁰ Ar rad (ccSTP/g)	K-Ar kor (M év)
Td16	Tibolddaróc	biotit	6,796	19,4	$3,539 \times 10^{-6}$	13,35±1,01
H1	Harsány	biotit	6,444	31,5	$3,431 \times 10^{-6}$	13,65±0,72

MÁRTON & PÉCSKAY 1998). A korábban, MÁRTON & PÉCSKAY (1998) által a tibolddaróci feltárás kőzetére közölt koradattól való eltérésre magyarázatot nem tudunk adni. Mindazonáltal, a Td16 és H1 feltárás kőzetanyagának feltűnő vulkanológiai, kőzettani és geokémiai hasonlósága az új koradatok helytállóságát erősítik meg.

Az eredmények értelmezése, következtetések

Harsányi és Tibolddaróc durvahorzsaköves ignimbritjeinek összehasonlítása

A tibolddaróci A (Td16) réteg kőzete és a harsányi (H1 és H5 feltárás) ignimbrit között vulkanológiai és petrográfiai szempontból számos hasonlóság figyelhető meg, ami felveti a két előfordulás ugyanahhoz a piroklasztárhoz való tartozását: (1) Mindkét kőzet horzsakő durvalapilliben és blokkokban gazdag. (2) A horzsakövekben viszonylag nagy méretű, enyhén lilás színű kvarc fordul elő, ami kifejezetten jellemző ezekre a feltárásokra. (3) A két kőzet ásványos összetétele hasonló. (4) A litoklasztok között sávos obszidiántörmelékek jelennek meg, ami szintén csak a harsányi és tibolddaróci képződményekre jellemző.

A Bükkalja vulkáni területén korábban végzett vizsgálatok alapján a geokémiai adatok alkalmasak korrelációs vizsgálatokra (pl: LUKÁCS 2000; HARANGI et al. 2005). A nemzetközi irodalomban is sokszor geokémiai adatokra alapozzák a tefrakrológiai korrelációs következtetéseket (pl. SARNA-WOJCIK et al. 1984, 1987; SHANE & FROGGATT 1994; EASTWOOD et al. 1999; PEARCE et al. 2002; SHANE et al. 2002). A vizsgált két vulkáni képződmény geokémiai szempontból is hasonló egymáshoz. A plagioklászok kémiai összetétele mindkét ignimbrit esetében labradorittól oligoklászig változik (5. ábra), a kálicsillapátok pedig hasonlóan 70% körüli ortoklász-tartalommal jellemezhetők. A plagioklászok összetétele jól elkülönül a Bükkalja többi piroklasztitegységének plagioklászaitól (HARANGI et al. 2005)

A kőzetüvegek főelemösszetétele nem különbözik lényegesen egymástól (1. táblázat; 6. ábra). A K_2O -tartalom csökkenése az SiO_2 -tartalom növekedésével kálicsillapát- és biotitfrakciónációt jelez. Valóban, egyes mintákban megjelenik a szanidin is, ami a Bükkalja más piroklasztitszintjeinek kőzeteiből hiányzik vagy csak nagyon alárendelt. A CaO -tartalom alapján elkülönülő két csoport összhangban van a teljes kőzet nyomelemtartalmában megmutatkozó bimodalitással. A nagyobb CaO -értékkel jellemzett kőzetüvegek az „anomális horzsakő” típusal azonosíthatók.

Korábbi korrelációs kutatásaink során a kőzetüvegek főelemtartalma általában nem bizonyult jó korrelációs eszköznek a Bükkalján (HARANGI et al. 2005), viszont a kőzetüvegek nyomelemtartalma szignifikáns különbségeket adott a különböző korú minták között. A tibolddaróci és harsányi üvegminták in-situ nyomelemeloszlása erős hasonlóságot mutat (8. ábra), ami azonos genetikájú magmákra utal.

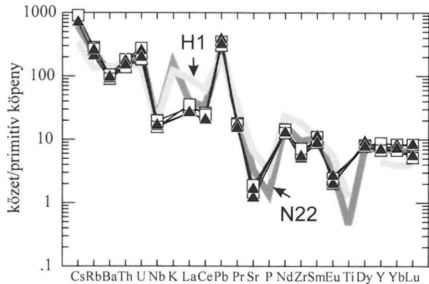
A legszembetűnőbb hasonlóságot a két terület ignimbritje között a teljes kőzet geokémiai vizsgálatának eredményei hozták. A harsányi feltárások (H1 és H5) „normál” horzsakövei és litoklasztjai főelem- és nyomelemtartalom alapján hasonló képet mutatnak, azaz genetikailag összetartoznak. Elképzelhető, hogy a vulkáni működés kezdete során rövid effúzió kitérés zajlott, ami kalderán belüli riolit lávafolyást eredményezett. Ezt rövidesen nagy energiájú robbanásos kitérés

követte, ami ugyanannak a magmakamrának az anyagát hozta a felszínre. Az explozív vulkáni kitörés szétvetette a korábbi lávafolyás kőzetét, aminek törmelékei bekerültek a piroklasztár anyagába. Összehasonlítva a harsányi és a tibolddaróci horzsakőtípusokat megállapítható, hogy mindkét lelőhely esetében két csoport különíthető el (7. ábra; LUKÁCS & HARANGI 2002). Ez a két csoport megegyezik egymással, azaz a H1 'anomális' horzsakővel azonos képet mutatnak az N9 és Td16P1 horzsakövek, míg a harsányi 'normál' horzsakövekkel mutat hasonlóságot a T-1 horzsakő. Mindez megerősíti a két horzsakőtípus együttes jelenlétét mindkét feltárás ignimbritüledékében, valamint a harsányi és tibolddaróci piroklasztitok rokonságát.

A vulkanológiai és petrográfiai megfigyelések, a plagioklászok és kőzetüvegek, valamint a teljes kőzet geokémiai adatainak alapján kijelenthető, hogy ez a két előfordulás ugyanannak a piroklasztárnak a termékét tárja fel, amit megerősítenek az újonnan mért azonos K/Ar koradatok is (III. táblázat). Így tehát a korábban SZAKÁCS et al. (1998) által különböző egységbe sorolt tibolddaróci és harsányi képződmények egy szintbe tartoznak, koruk 13 millió év körüli, késő-badeni, azaz a felső tufa egységbe tartoznak. A harsányi és tibolddaróci (4. ábra; A réteg) két képződményt a következőkben harsányi ignimbrit vulkáni kitörési egységnek (HIE) hívjuk, amivel a közös eredetüket kívánjuk hangsúlyozni. Megjegyezzük, hogy PENTELÉNYI (2005) a földtani térképezési eredmények alapján a teljes felső riolittufa (SZAKÁCS et al. 1998) képződményeit összefoglalóan Harsányi Riolittufa Formációba sorolta. Munkánkban a harsányi ignimbrit egységet vulkanológiai értelemben használjuk. Ez azt jelenti, hogy megítélésünk szerint egyazon robbanásos kitörésnek a terméke. A rétegtani szempontú besorolás kérdésében e munkában nem foglalunk állást, mivel annak részletes megvitatása túlmutat e munka keretein.

A Bükkaljai felső tufa képződményeinek összehasonlítása

A Bükkaljai felső tufa piroklasztjait SZAKÁCS et al. (1998) a Pannon-medence felső riolittufaszintjével párhuzamosították. A felső tufa kőzeteinek geokémiai különbségeit már PÓKA et al. (1998) is felvetették a Bükkalja keleti (Harsány) és nyugati (Demjén, Nagyeresztvény feltárás) részén előbukkanó képződmények összetételbeli sajátosságai alapján. A területen végzett korábbi petrográfiai és geokémiai vizsgálatok



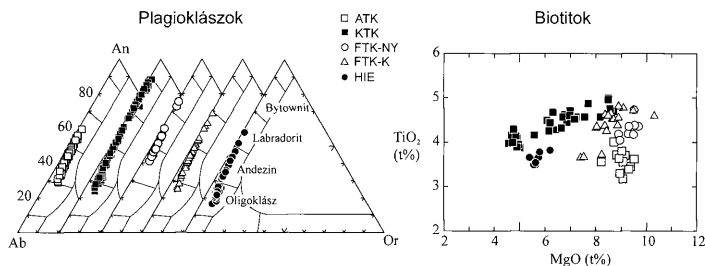
8. ábra. A tibolddaróci és a harsányi piroklasztitok kőzetüveg szilánkjainak primitív köpeny összetételre normált (SUN & MCDONOUGH 1989) nyomelem eloszlása, összehasonlítva a két horzsakő típus teljes kőzet nyomelem eloszlásával

Figure 8. Primitive mantle (SUN & MCDONOUGH 1989) normalized trace element patterns of the glass shards from the Harsány and Tibolddaróc outcrops. For comparison the trace element patterns of the two characteristic pumice types are also shown

adatai segítségével (pl: LUKÁCS 2002; HARANGI et al. 2005) összehasonlítottuk a harsányi ignimbrít egységet a hasonló korú felső tufához tartozó mintákkal, valamint a Bükkalja alsó és középső tufa mintáival. A felső tufából két, korábban részletesen vizsgált (pl: LUKÁCS 2002; HARANGI et al. 2005) lelőhely mintáit vetettük össze a harsányi ignimbrít egység mintáival. Az egyik a Bükkalja nyugati részén található a Demjén melletti Nagyeresztvény kőfejtő mintái, a másik a keleti területen, Harsánytól északra a Bükkaranyos felé vezető út útmenti feltárásának mintái. Ez utóbbi előfordulást a továbbiakban észak-harsányi feltárásnak hívjuk, a minták a diagramokon az FTK-K (felső tufa kelet) jelzéssel szerepelnek. A Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő mintái a diagramokon az FTK-NY (azaz felső tufa nyugat) jelzést kapták.

Ásványtani szempontból a harsányi ignimbrít egység szanidintartalma alapján elkülönül a demjéni ignimbrittől, azonban az észak-harsányi feltárás mintáiban kis mennyiségben előfordul szanidin. A Demjén-Nagyeresztvény kőzetében, hasonlóan az észak-harsányi előfordulás kőzetéhez, jellemzően megjelenik a hornblende. A Bükkalja alsó és középső tufájának kőzeteiben szanidin nincs, amfibol pedig csupán a középső szintben, ahol a piroxén jelenléte megkülönböztető jelentőséggel bír. A petrográfiai összetétel alapján megállapítható, hogy a harsányi ignimbrít egyértelműen elkülönülő kitérés egység az felső tufán belül, és az egész Bükkalja területén is.

A geokémiai adatok szintén jól használhatók a korrelációs viszonyok eldöntésben (pl: LUKÁCS et al. 2002; HARANGI et al. 2005). Az alsó tufa plagioklászai labradorit-andezin összetételűek, míg a középső tufa plagioklászai bytownit-andezin összetételeket mutatnak (9. ábra; HARANGI et al. 2005). A Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő ignimbrítjében bytownit-andezin összetételű plagioklászokat találunk, amelyek élesen különböznek a harsányi ignimbrít egység piroklasztitjainak plagioklászaitól (9. ábra). Az észak-harsányi ignimbrít plagioklászai a bükkaljai alsó tufa és a Demjén-Nagyeresztvény plagioklászaival mutatnak összetételbeli hasonlóságot.



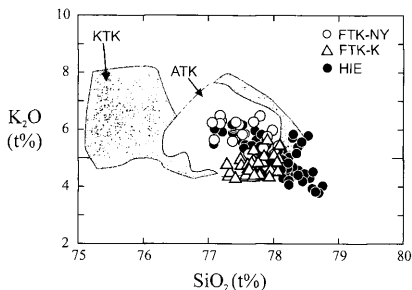
9. ábra. A harsányi ignimbrít egység (HIE) plagioklász és biotit összetételének összehasonlítása az alsó tufa (ATK), a középső tufa (KTK), a felső tufa nyugati (Demjén, Nagyeresztvény; FTK-Ny) és keleti („Harsány-kanyar” feltárás; FTK-K) képződményeiben található plagioklász és biotit összetételekkel

Figure 9. Comparison of the chemical composition of the plagioclase and biotite of the Harsány ignimbrite unit (HIE) with those found in the Lower Tuff (ATK), the Middle Tuff (KTK), the western occurrences of the Upper Tuff (Demjén-Nagyeresztvény; FTK-Ny) and the eastern occurrences of the Upper Tuff (‘Harsány-kanyar’ outcrop; FTK-K)

Biotitok a Bükkalja minden vulkáni szintjében megtalálhatók és összetételük szintén jól felhasználható korrelációs vizsgálatokban (HARANGI et al. 2005). Az alsó tufában kis Ti- és Fe-tartalmú, illetve nagy Mg-tartalmú biotitokat találunk. A középső tufa biotitjai nagy összetételbeli változatosságot mutatnak, de általában nagy Ti- és magas Fe-, illetve alacsony Mg-tartalommal jellemezhetőek (9. ábra). A harsányi ignimbritminták biotitjaira a nagy Fe- és a kis Ti- és Mg-tartalom jellemző és élesen elválnak a többi piroklasztit szint biotitjaitól, többek között a Demjén-Nagyeresztvény ignimbritjének biotitjaitól is, ami viszont az észak-harsányi biotitokkal mutat rokonságot (9. ábra). Az észak-harsányi (FTK-K) biotitok nagyobb Ti-tartalmukkal elkülönülnek az alsó szint biotitjaitól.

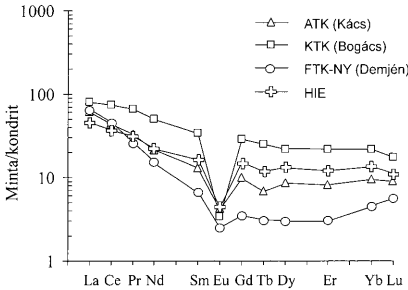
A minták kőzetüvegének főelemadatai alapján a piroklasztitszintek közötti korreláció nem egyértelmű (10. ábra), bár kisebb eltérések megfigyelhetők. Így a középső tufa bimodális jellege elkülönítő sajátosság, a felső tufán belül pedig a Demjén-Nagyeresztvény (FTK-Ny) kissé elkülönül az észak-harsányi (FTK-K) lelőhelytől. A kőzetüvegek nyomelemtartalma alapján azonban lényegesen jobban megkülönböztethetők az egyes vulkáni szintek és egységek (11. ábra; HARANGI et al. 2005). A Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő ignimbritjének kőzetüvege alacsony nehéz ritkaföldfém tartalma alapján egyértelműen elválik a HIE kőzetüvegétől. Ez a nehézritkaföldfém-szegényedés a demjéni ignimbritben amfibolfrakcionációra vezethető vissza (HARANGI et al. 2005) és egyedi jelleg a Bükkalja vulkáni sorozatában. A harsányi ignimbrit egység kisebb könnyű ritkaföldfém, különösen La- és Ce-tartalommal jellemezhető, továbbá nagyobb negatív Eu-anomáliát mutat az alsó tufához képest.

Mind ezek alapján megállapítható, hogy a harsányi ignimbrit egység kőzetanalízis és geokémiai elkülönül mind az alsó-, mind a középső tufától, valamint a vele egykorú képződményektől (Demjén-Nagyeresztvény és észak-harsányi feltárások piroklasztitjától) is. A Tibolddarócon végzett vulkanológiai megfigyelések alapján a harsányi ignimbrit egység a középső tufa jellegzetes salaktartalmú képződményére több réteg lerakódása után települt (4. ábra). Ezen közbülső rétegek vulkanológiai értelmezése alapján több kitorési időszak különíthető el. A kitorési egységek kora, valamint piroklasztit



10. ábra. A harsány ignimbrit egység (HIE) kőzetüvegösszetételének összehasonlítása az alsó tufa (ATK), a középső tufa (KTK), a felső tufa nyugati (Demjén-Nagyeresztvény; FTK-Ny) és keleti („Harsány-kanyar” feltárás; FTK-K) képződményeiben található kőzetüvegösszetételekkel

Figure 10. Comparison of the chemical composition of pumice glass and glass shards of the Harsány ignimbrite unit (HIE) with those found in the Lower Tuff (ATK), the Middle Tuff (KTK), the western occurrences of the Upper Tuff (Demjén-Nagyeresztvény; FTK-Ny) and the eastern occurrences of the Upper Tuff („Harsány-kanyar” outcrop; FTK-K)



11. ábra. A harsányi ignimbrit egység (HIE) reprezentatív kondritra (SUN & McDONOUGH 1989) normált kőzetüveg nyomelem összetételének összehasonlítása az alsó tufa (ATK), a középső tufa (KTK), a felső tufa nyugati (Demjén, Nagyeresztvény; FTK-Ny) képződményeiben található kőzetüveg nyomelem összetételekkel

Figure 11. Comparison of the chondrite (SUN & McDONOUGH 1989) normalized trace element pattern of the representative glass shard of the Harsány ignimbrite unit (HIE) with the typical trace element patterns of the glass shards from the Lower Tuff (ATK), the Middle Tuff (KTK) and the western occurrences of the Upper Tuff (Demjén-Nagyeresztvény; FTK-Ny)

szintbeli hovatartozása egy későbbi munka tárgya lehet. A Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő piroklasztitja sok hasonlóságot mutat az észak-harsányi lelőhely piroklasztitjával, ami felveti genetikai hasonlóságukat és közös eredetüket. A Bükk-alján megjelenő felső tufa tehát nem egységes, azon belül legalább két egység különíthető el (harsányi ignimbrit egység és a Demjén-Nagyeresztvény kőfejtő által képviselt egység), ami különböző típusú riolitos magmák kitörésére utal. Figyelemreméltó, hogy egy ilyen viszonylag kis méretű vulkáni területen mindössze 30 km távolságra ennyire különböző genetikájú riolitos magmákból keletkezett képződményeket találunk, amelyek kora az eddigi adatok szerint közeli. Emellett, az egymástól szintén közel 30 km távolságra megjelenő dem-

jén-nagyeresztvényi és észak-harsányi feltárások piroklasztitjai hasonló geokémiával jellemezhetők. Mindezek felhívják a figyelmet arra is, hogy az eddigi koradatok alapján egy szintbe sorolt képződmények nem feltétlenül tartoznak ugyanazon magma egyazon vulkáni kitöréséhez. Sőt, a koradatok nagy hibahatárai felvetik azt is, hogy az egyes egységek korban is különbözhetnek egymástól, valamint a tibolddaróci rétegsor alapján következtethetünk arra is, hogy a korábban megállapított piroklasztitszintek több kitörési időszakot képviselhetnek. A felső riolituffaszintet tehát már a Bükkalja példája alapján sem lehet egyetlen egységes, genetikailag összetartozó markerszintként felfogni a Pannon-medencében.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás elvégzéséhez anyagi támogatást az Osztrák–Magyar Akció Alapítvány (43öu7), valamint a Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány Diákok a tudományért szakalapítványa (Hiv. Sz.: DT.2001.nov./17.) nyújtott. A teljes közetminták geokémiai vizsgálata során nyújtott segítségért BALLA Mártát és Peter NAGLT illeti köszönet. Köszönjük továbbá ZELENKA Tibornak terepi bejárásunk során adott értékes információit, valamint ZELENKA Tibor és PÓKA Teréz lektori észrevételeit, továbbá CsÁSZÁR Géza értékes megjegyzéseit.

Irodalom — References

- BALOGH K. 1963: A Bükkhegység és környékének földtani térképe, M=1:100 000. — *Magy. Áll. Földtani Intézet kiadványa*.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — *MÁFI Évkönyv* 48/2, 719 p.
- BLUNDY, J. & CASHMAN, K. 2001: Ascent-derived crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. — *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 631–650.
- BRANCA, S., COLTELLI, M., DEL CARLO, P., GROPELLI, G., NORINI, G. & PASQUARÉ, G. 2004: Stratigraphic approaches and tools in the geological mapping of Mt. Etna Volcano. — In: PASQUARÉ, G. & VENTURINI, C. (eds): Mapping geology in Italy. APAT, Roma, 147–158.
- CAPACCIONI, B., CORADOSSI, N., HARANGI R., HARANGI, SZ., KARÁTSÓN, D., SAROCCHI, D. & VALENTINI, L. 1995: Early Miocene pyroclastic rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) - A preliminary stratigraphic report. — *Acta Vulcanologica* 7/2, 119–124.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1988: Volcanic Successions - Modern and Ancient. Unwin Hyman, London, (második kiadás), 528 p.
- CZUPPON Gy. 2003: A bükkaljai Középső Ignimbrit Egység kőzetorozatának eredete: magmakeveredés egy rétegzett magmakamrában. — Diplomadolgozat, ELTE Közéttan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 114 p.
- DEVINE, J. D., GARDNER, J. E., BRACK, H. P., LAYNE, G. D. & RUTHERFORD, M. J. 1995: Comparison of analytical methods for estimating H₂O contents of silicic volcanic glasses. — *American Mineralogist* 80, 319–328.
- DOWNES, H. 1996: Neogene magmatism and tectonics in the Carpatho-Pannonian region. — In: DECKER K. (ed): PANCARDI Workshop 1996, Dynamics of the Pannonian-Carpathian-Dinaride System. *Mid. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 41, 104–105.
- EASTWOOD, W. J., PEARCE, N. J. G., WESTGATE, J. A., PERKINS, W. T., LAMB, H. F. & ROBERTS, N. 1999: Geochemistry of Santorini tephra in lake sediments from Southwest Turkey. — *Global and Planetary Change* 21, 17–29.
- FREUNDT, A., WILSON, C. J. N. & CAREY, S. N. 2000: Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. — In: SIGURDSSON, H. (ed.): Encyclopedia of Volcanoes, 581–599.
- HÁMOR, G. 1998: A magyarországi miocén rétegtana. — In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (eds): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. — MOL Rt. & MÁFI, Budapest, 437–452.
- HÁMOR G., RAVASZ-BARANYAI, L., BALOGH, K. & ÁRVA-SÓS, E. 1980: A magyarországi miocén riolituffaszintek radiometrikus kora. — *MÁFI Évi Jel. 1978-ról*, 65–73.
- HARANGI, Sz. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region — a review — *Acta Geologica Hungarica*, 44, 223–258.
- HARANGI, Sz., LUKÁCS, R., SZABÓ, Zs. & KARÁTSÓN, D. 2000: The Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field, Northern Hungary: Volcanology, mineralogy, petrology and geochemistry. — *Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva* 37, 51.
- HARANGI, Sz., MASON, P. R. D. & LUKÁCS, R. 2005: Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 143, 237–257.
- LESS, Gy., PELIKÁN, P., PENTELENYI, P. & SÁSDI, L. 1996: A Bükk földtani térképe. Jelentés az 1996. Évből elvégzett feladatokról. — MÁFI Adattár
- LEXA, J. & KONECNY, V. 1974: The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 18, 279–294.
- LEXA, J. & KONECNY, V. 1999: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. — In: RAKÚS, M. (ed): Geodynamic development of the Western Carpathians — Geological Survey of Slovak Republik, Bratislava, 219–240.
- LUCCHI, F., TRANNE, A. C., CALANCHI, N. & ROSSI, P. L. 2004: Geological cartography in volcanic areas: the case of Lipari Late Quaternary volcanism (Aeolian Islands). — In: PASQUARÉ, G. & VENTURINI, C. (eds): Mapping geology in Italy. APAT, Roma, 137–146.
- LUKÁCS R. 2000: Vulkanológiai vizsgálatok a Mész-hegy és Túr-bucka területeken (Bükkalja) - Esettanulmány a Bükkalja Ignimbrit Vulkáni Terület képződményeinek korrelálásához — TDK dolgozat, ELTE TTK, Közéttani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 76 p.
- LUKÁCS R. 2002: Vulkanológiai, geokémiai és petrogenetikai vizsgálatok a Bükkalja Vulkáni Terület keleti részén. — Diploma dolgozat, ELTE TTK, Közéttani és Geokémiai Tanszék, 106 p.
- LUKÁCS R. & HARANGI Sz. 2002: Petrogenesis of the Miocene silicic magmas in the Pannonian Basin – a case study in the Eastern Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary. (extended abstract) — *Geologica Carpathica, Special Issue* 53, 13–14.

- LUKÁCS R., CZUPPON GY., HARANGI SZ., SZABÓ CS., NTAFLÓS, T. & KOLLER, F. 2002: Silicate melt inclusions in ignimbrites, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary - texture and geochemistry. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4**, 341–358.
- MÁRTON, E. 1990: Paleomagnetic studies on the Miocene volcanic horizons at the southern margin of the Bükk Mts. — *Annual Rep. of the Eötvös Loránd Geophys. Inst. of Hungary for 1988/1989*, 307–311.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data — a case study from North Hungary. — *Tectonophysics* **242**, 99–114.
- MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1996: Large scale rotation in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. — In: MORRIS, A. & TARLING, D.H. (eds): *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geological Society, Special Publications* **105**, 153–173.
- MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41**, 467–476.
- PANTÓ, G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to the genetics and classification. — *Bull. Volcanol.* **25**, 175–181.
- PEARCE, N. J. G., EASTWOOD, W. J., WESTGATE, J. A. & PERKINS, W. T. 2002: Trace-element composition of single glass shards in distal Minoan tephra from SW Turkey. — *J. Geol. Soc., London*, **159**, 545–556.
- PENTELENYI, L. 2001: A bükkaljai földtani reambulálás eredményei. — In: Program és kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat 2001 június 8–10-i vándorgyűléséhez, Miskolc, 55.
- PENTELENYI, L. 2005: A bükkaljai miocén piroklasztikum összet. — In: PELIKAN, P. (ed): *A Bükk hegység földtana. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*, 110–125.
- PÓKA, T. 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. — In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution.* — *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* **45**, 257–277.
- PÓKA, T., ZELENKA, T., SZAKÁCS, A., SEGEDI, I., NAGY, G. & SIMONITS, A. 1998: Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland; Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 437–466.
- RAVASZ, CS. 1987: Neogene volcanism in Hungary. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **70**, 275–279.
- SARNA-WOJCICKI, A. M., BOWMAN, H. R., MEYER, C. E., RUSSELL, P. C., WOODWARD, M. J., MCCOY, G., ROWE, J. J., BAEDECKER, P. A., ASARO, F. & MICHAEL, H. 1984: Chemical analyses, correlations, and ages of Upper Pliocene and Pleistocene ash layers of east-central and southern California. — *United States Geological Survey Professional Papers* **1293**, 1–40.
- SALVADOR, A. (ed.) 1994: *International Stratigraphic Guide second edition. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.* — International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, Trondheim, 214 p.
- SARNA-WOJCICKI, A. M., MORRISON, S. D., MEYER, C. E. & HILLHOUSE, J. W. 1987: Correlations of Upper Cenozoic tephra layers between sediments of the Western United States and Eastern Pacific Ocean and comparison with biostratigraphic and magnetostratigraphic age data. — *Geological Society of America Bulletin* **98**, 207–223.
- SCHRÉTER, Z. 1950: Tard, Bukkaranyos környezetének földtani térképe. 1:25000. — MÁFI Adattár, 1950 sz. Jelentés, Szén 102.
- SHANE, P. A. R. & FROGGATT, P. C. 1994: Discriminant function analysis of glass chemistry of New Zealand and North American tephra deposits. — *Quaternary Research* **41**, 70–81.
- SHANE, P., LIAN, O. B., AUGUSTINUS, P., CHISARI, R., & HEJNIS, H. 2002: Tephrostratigraphy and geochronology of a ca. 120 ka terrestrial record at Lake Poukawa, North Island, New Zealand. — *Global and Planetary Change* **33**, 221–242.
- STEIGER, R. H. & JAGER, E. 1977: Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geology and geochronology. — *Earth Planet. Sci. Letters* **36/3**, 359–362.
- SUN, S.-S. & McDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. — In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (eds): *Magmatism in the oceanic basins. Geological Society Special Publications* **42**, 313–345.
- SZAKÁCS, A., ZELENKA, T., MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z., PÓKA, T. & SEGEDI, I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. — *Acta Geol. Hung.* **41/4**, 413–435.
- VARGA GY. 1976: Adatok a Bükkaljai savanyú piroklasztikumok földtani-közettani megismeréséhez. — Kézirat, MÁFI adattár, 220 p.
- WALSH, J. N., BUCKLEY, F. & BARKER, J. 1981: The simultaneous determination of the REE in rocks using inductively coupled plasma source spectrometer. — *Chemical Geology* **33**, 141–153.