

## A Keleti-Bakony triász időszaki vulkanogén képződményeinek petrográfiai vizsgálata és képződési körülményeik értelmezése

FARICS Éva<sup>1</sup>, JÓZSA Sándor<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/C,  
eva.gyorfy@gmail.com

<sup>2</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/C

---

### *Petrographic investigation of the Triassic volcanogenic formations of the Eastern Bakony and interpretation of their genesis*

#### Abstract

A Middle and Late Triassic (Ladinian – Lower Carnian) volcanogenic clastic succession can be found in the Eastern Bakony, in the Transdanubian Range of Hungary. The aim of this study is to present and evaluate the petrographic characteristics of the rocks of this succession and compare them to some coeval volcanic formations of the Transdanubian and Southern Alps. The rocks can be investigated in the surface outcrops of the Hideg Valley of Inota as well as in the boreholes of Bakonykúti Bút–2 and Várpalota Vpt–3. The volcanogenic succession can be subdivided into two main parts with reference to the boreholes. Its lower, fine-grained part contains predominantly volcanic rocks, numerous carbonized plant remnants, and a few crinoidea fragments. Its upper, coarse-grained part contains a lot of volcanic and limestone pebbles and *Daonella* fragments. The following rock types have been identified by macroscopic, polarization and electron microscopic investigations: a large amount of intermediate volcanic rocks (andesite), mafic volcanic rocks (scoria basalt, basalt and microdolerite), a smaller amount of silicic volcanic rocks (rhyolite / rhyolite tuff, aplite), and some related crystal fragments.

The source area probably consisted of some kind of Middle and Late Triassic volcanic rocks (mafic-intermediate lava rocks and depositions from a phreatomagmatic explosion); today, the related representatives of the latter are located in the Transdanubian Range (the closest location is the area of Balatonfő) and in the Southern Alps (especially the Dolomites). At this time the Southern Alps were located close to the area of the Transdanubian Range Unit and the volcanic event was the most intensive and extensive to occur there. The upper part of the volcanogenic conglomerate/pebbly sandstone was formed in a similar way to the Wengen and Marmolada Formation in the Southern Alps. The volcanic material originated from nearby terrestrial sources and these consist of mostly intermediate and mafic rocks. It was transported under sea by mass movements and was deposited in the surrounding basin of platforms. The formation of the lower part of the succession was different from the above. The first step was a phreatomagmatic explosion which resulted in a mafic-intermediate deposit in a shallow marine / terrestrial environment. Immediately after this event the volcanic material was re-deposited in a basin by mass movements.

*Keywords: Eastern Bakony, volcanogenic sandstone, petrography, ladin volcanism, Southern Alps, palaeogeography*

---

#### Összefoglalás

A Tethys közép-európai triász időszaki fejlődéstörténetének nyomozása az egymástól távolabbi területeken található nem vulkanogén üledékes kőzetek összehasonlító vizsgálatával régóta eredményesen zajlik. A térben és időben is sokkal változatosabb kifejlődésű vulkanogén képződmények ezirányú vizsgálatában rejlt lehetőségek még messze nincsenek kihasználva. Ennek leginkább az lehet az oka, hogy ezeknek a hazai kőzeteknek a részletes kőzettani leírása még nem történt meg. Ladin vulkanogén törmelékes képződmények a Dunántúli-középhegységben belül a Keleti-Bakony területéről ismertek. Az itt található középső–késő-triász vulkanogén kőzetek részletes petrográfiai vizsgálata lehetőséget teremtett arra, hogy kőzettani alapon is összevessük más hasonló korú, képződésük idején egymáshoz sokkal közelebb elhelyezkedett Dunántúli-középhegységben és Déli-Alpokban megtalálható vulkáni képződményekkel.

A vizsgált keleti-bakonyi összletek az inotai Hideg-völgy útbévágásában lévő egykori felszíni feltárásban, valamint a Várpalota Vpt–3 és a Bakonykúti Bút–2 fúrások anyagában tanulmányozhatók. A vulkanogén összlet két részre tagolható: az alsó részben uralkodóan vulkanit törmelékiszemcsékből álló, szenesedett növénymaradványt és elszórtan crinoidea váztöredékeket tartalmazó finomszemcsés üledékes kőzetet, fölül vulkanit- és mészkőkavicsokat nagy mennyiségben tartalmazó, *Daonella* vázelemekben gazdag durvaszemcsés rétegcsoportot találhatunk. A vulkáni

törmelékszemszék között döntően intermedier (andezit), kisebb mennyiségben bázisos (bazaltsalak, bazalt és mikrodolerit) és savanyú (riolit, apilit) vulkanitok és ezekhez kapcsolódó kristálytörmelékek jelennek meg.

A vulkanogén összlet forrását olyan középső- és felső-triász vulkáni kőzetek (bázisos-intermedier lávakőzetek és freatomagmás kitörések termékei) szolgáltatták, melyeknek mai rokon képviselői a Dunántúli-középhegységben (legközelebb a balatonfői területen), de legnagyobb kiterjedésben a vele ezen időszakban szomszédos Déli-Alpokban fordulnak elő. A felső vulkanogén konglomerátum / kavicsos homokkő képződésére jó analógia a déli-alpi Wengeni Formáció és Marmoladai Konglomerátum keletkezése. E formációk nagy vastagságú törmelékes összlete szárazulatra került, döntően mészkő és bázisos-intermedier kőzetek lepusztulásával, majd tenger alatti tömegmozgásokkal üledékgyűjtő medencékbe történő felhalmozódásával keletkezett. Az alsó vulkanogén homokkő keletkezése ettől némiképp eltér. Bázisos-intermedier összetételű törmelékanyaga első lépésben sekélytengeri/szárazföldi környezetben freatomagmás kitörés eredményeként halmozódott fel, majd közvetlen ezután tenger alatti lejtő mentén történő áthalmozódás után ülepedett le véglegesen.

**Kulcsszavak:** Keleti-Bakony, vulkanogén homokkő, petrográfia, ladin vulkanizmus, Déli-Alpok, ősföldrajz

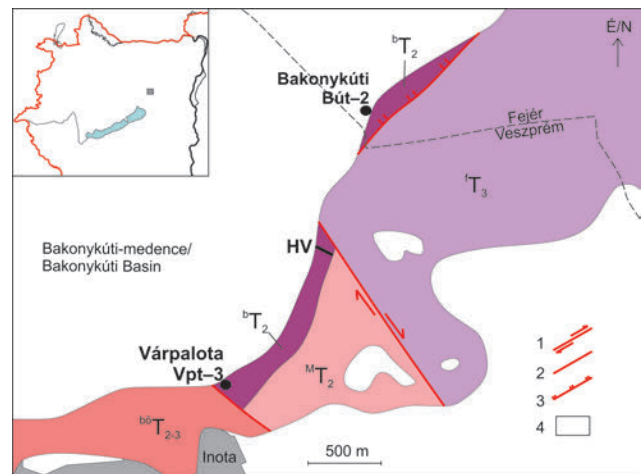
## Bevezetés

Az eurázsiai térség Alp–Himalájai-hegységrendszeréhez tartozó területek mezozoos földtani fejlődéstörténetét lényegében a Tethys-óceán fejlődéstörténete határozta meg. Ennek a triásztól a krétáig tartó időszaknak egy-egy mozzalmas szakaszában a magmás, illetve kimondottan a vulkáni események jelentős szerepet játszottak. Hazánkban a Dunántúli-középhegységi-egységben belül legjobban a Balaton-felvidéken és a Keleti-Bakonyban tanulmányozhatók olyan középső- és felső-triász rétegsorok, amelyek vastagabb vulkáni eredetű rétegeket tartalmaznak. Ezen időszakban a Dunántúli-középhegységi-egység a Déli-alpi-egység szomszédságában helyezkedett el, a Neotethys Vardar-óceánágának ÉNy-i végénél (HAAS et al. 1995, VÖRÖS 2000). Mindkét egységben nagy elterjedésben jelennek meg az anisusi–kora-ladin intermedier-savanyú finomszemcsés vulkáni rétegek, ún. „pietra verde” képződmények (SZABÓ & RAVASZ 1970, RAVASZ 1973, BRUSCA et al. 1981, OBENHOLZNER 1991, STAMPFLI et al. 1991, PÁLFY et al. 2003, BUDAI 2004). A késő-ladin–korakarni korszakban a bázisos-intermedier kőzeteket produkáló vulkanizmus vált uralkodóvá a Neotethys-óceán kinyíltához kapcsolódva. A láva platformokat borított el, illetve azokon belül telérek formájában jelent meg. A lávaömléseket freatomagmás kitörések is kísérték (NÉMETH & BUDAI 2009). A vulkanitok lepusztulása során keletkezett törmelék a platformokat körülvevő üledékgyűjtő medencékbe hordódott és ülepedett le (PISA et al. 1980, BOSELLINI et al. 2003).

Az általunk vizsgált ladin vulkanogén törmelékes összletet BUDAI et al. (2001) Inotai Formáció néven különítette el, és azt — rétegtani alapon — a déli-alpi Wengeni Formációval rokonította. Az összlet a Dunántúli-középhegységben belül csak a Keleti-Bakonyban, azon belül is a Bakonykúti-medencétől DK-re bukkan felszínre és fúrásokból (Várpalota Vpt-3 [13,3–71,4 m] és Bakonykúti Bút-2 [4,5–93,7 m]) ismert. Korábban az inotai Hideg-völgy útbevágásában volt tanulmányozható, amely később megsemmisült (1. ábra). A képződmény a fúrási rétegsorokban a tufabetelepüléseket tartalmazó kovás karbonátkőzetekből álló, medence fáciesű Vászolyi Formáció fölött következik, fedőjében a „berekhegyi mészkő kezdő tagja” (Füredi Mészkő) települ (2. ábra, BUDAI et al. 2001).

A középső- és felső-triász vulkáni képződmények vizsgálatának eredményeit számos publikáció foglalja össze,

azonban a Keleti-Bakony vulkanogén törmelékes rétegének közettani és üledékföldtani jellegeivel igen kevesen foglalkoztak. RAINCSÁK (1980) után az ezidáig legrészletesebb petrográfiai elemzéseket BUDAI et al. (1985) végezte. A Hideg-völgy feltárásában, valamint a két fúrási rétegsor felső részében nagy méretű vulkanit és mészkő anyagú kavicsokat írtak le, melyek anyagát közeli, szárazulatra került vulkanit és karbonátkőzetből felépülő képződmények lepusztulás termékeként értelmezték. Jelen tanulmánnyal alapvető célunk a vulkanogén képződmények részletes petrográfiai jellemzése, beleértve a kavics méretű elegyrészek mellett, a fúrásokban található, korábban még részletesen nem vizsgált finomabb szemcsés kőzetváltozatokat is. Az eredmények alapján megkíséreljük a petrográfiai alapú korrelációt a dunántúli-középhegységi és déli-alpi területek késő-anisusi–kora-karni triász vulkanitjai között, továbbá kísérletet teszünk a vulkanogén képződmények leülepedési környezetének meghatározására is.

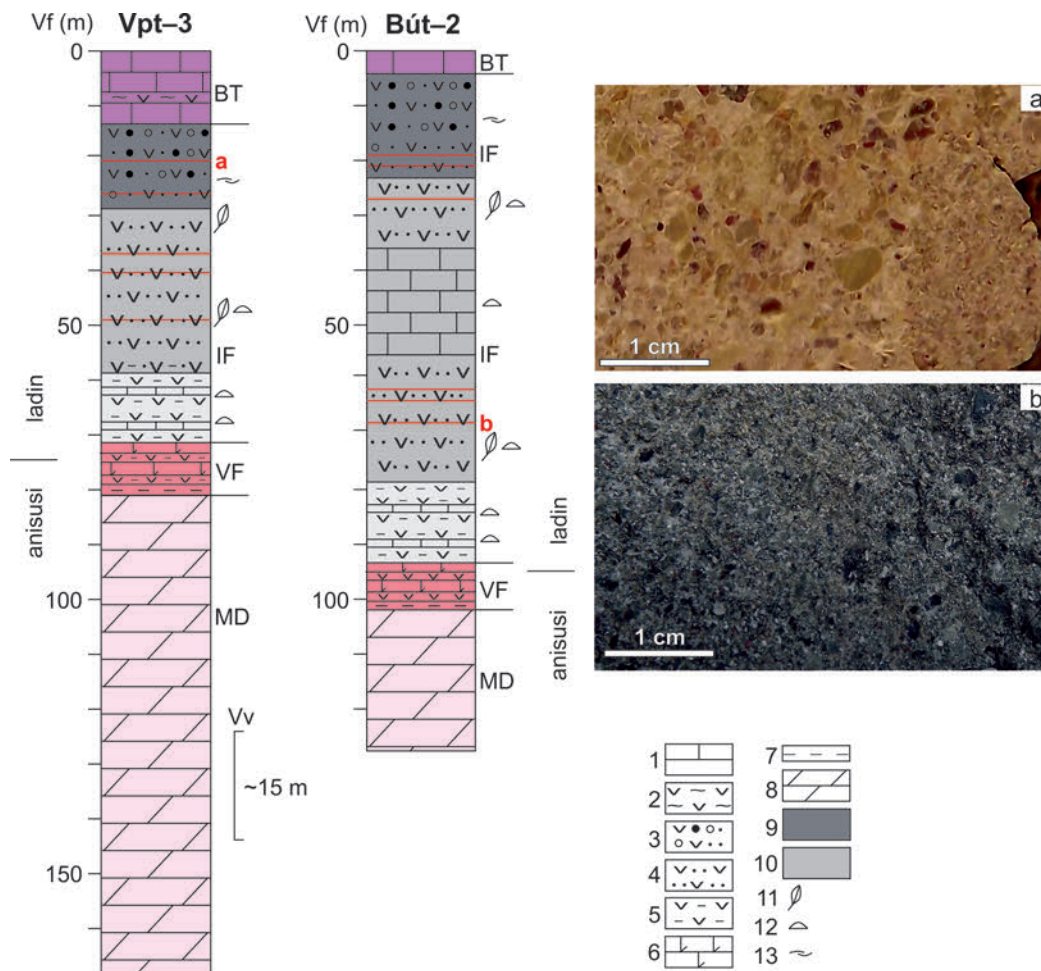


**1. ábra.** A Keleti-Bakony vizsgált területének egyszerűsített földtani térképe a mintavételi helyek feltüntetésével (GYALOG & CSÁSZÁR 1990 és BUDAI et al. 2001 alapján). HV = Hideg-völgy, alapszelvény

1 - horizontális vető; 2 - szerkezeti vonal általában; 3 - Bakonykúti-feltolódás; 4 - kainozoos fedőképződmények; középső-triász: MT<sub>2</sub> - Megyehegyi és Tagyon Dolomit; <sup>b</sup>T<sub>2</sub> - Vászolyi és Inotai Formáció; <sup>bb</sup>T<sub>2,3</sub> - Budaörsi Dolomit Formáció; felső-triász: <sup>t</sup>T<sub>3</sub> - Földolomit

**Figure 1.** Simplified geological map of the investigation range of the Eastern Bakony Mts (the boreholes were marked with circles and the outcrop was marked with a line) (after GYALOG & CSÁSZÁR 1990 and BUDAI et al. 2001). HV = key-section of Hideg Valley

1 - strike-slip fault; 2 - tectonic line in general; 3 - Bakonykúti overthrust; 4 - Cenozoic formations; Middle Triassic: MT<sub>2</sub> - Megyehegy and Tagyon Dolomite; <sup>b</sup>T<sub>2</sub> - Vászoly and Inota Formation; <sup>bb</sup>T<sub>2,3</sub> - Budaörs Dolomite Formation; Upper Triassic: <sup>t</sup>T<sub>3</sub> - Hauptdolomite



2. ábra. A Várpalota Vpt-3 és a Bakonykúti Bút-2 fúrás egyszerűsített rétegsora a mintavételi helyek feltüntetésével (piros vonalak) és két jellemző makroszkópos fényképpel (a, b) (RAINCSÁK 1980 és BUDAI et al. 2001 alapján)

MD = Megyehegyi és Tagyoni Dolomit; VF = Vászolyi Formáció; IF = Inotai Formáció; BT = Berekhegyi Tagozat (Füredi Mészko Formáció); 1 - mészkő; 2 - tufás márga; 3 - vulkanogén konglomerátum/kavicsos homokkő; 4 - vulkanogén homokkő; 5 - tufa/tuffit; 6 - dolomitizált mészkő; 7 - kovás karbonátos kőzet; 8 - pados dolomit; 9 - felső vulkanogén rétegsorozat; 10 - alsó vulkanogén rétegsorozat; 11 - szenesedett növénymaradvány; 12 - crinoidea; 13 - *Daonella*

**Figure 2.** The simplified section of the boreholes of the Várpalota Vpt-3 and Bakonykúti Bút-2 showing the location of the sampling sites (red lines). The a and b images are typical macroscopic photos of the samples (after RAINCSÁK 1980 and BUDAI et al. 2001)

MD = Megyehegy and Tagyon Dolomite; VF = Vászoly Formation; IF = Inota Formation; BT = Berekhegy Member (Füred Limestone Fm); 1 - limestone; 2 - tuffitic marl; 3 - volcanogenic conglomerate/pebbly sandstone; 4 - volcanogenic sandstone; 5 - tuff/tuffite; 6 - dolomitized limestone; 7 - siliceous carbonate rock; 8 - bedded dolomite; 9 - the upper volcanogenic layer; 10 - the lower volcanogenic layer; 11 - carbonized plant remnants; 12 - crinoidea; 13 - *Daonella*

## Földtani környezet

A Dunántúli-középhegységi- és a Déli-Alpi-egység fejlődéstörténetét a középső- és késő-triász időszakban a Neotethys-óceán Vardar-óceánágának riftesedése határozta meg (DOGLIONI 1987, DOGLIONI & NERI 1988, BUDAI & VÖRÖS 1992, HAAS et al. 1995). Az extenziós tektonika hatására a kora-anisusi sekélytengeri karbonátrámpa feldarabolódott, melynek következtében karbonátplatformok és hemipelágikus medencék jöttek létre (pl. GAETANI et al. 1981, BUDAI & VÖRÖS 1992, DE ZANCHE et al. 1993, VÖRÖS et al. 1997, GIANOLLA et al. 1998, BUDAI 2006). A Balaton-felvidék-Keleti-Bakony területén az anisusiban nagyobb kiterjedésű (Baglyas- és Szentkirályszabadjai-) és kisebb izolált (Vöröstói- és Tagyoni-) karbonátplatformok alakultak ki, ahol a Tagyoni Formáció képződött. A platformok közötti hemipelági-

kus medencéket (Felsőörsi-medence) a Felsőörsi Mészko anyaga töltötte ki (VÖRÖS et al. 1997, PÁLFY et al. 2003). A Keleti-Bakony a középső-triász során kiemelt helyzetű selfterület volt, amely a Balaton-felvidék hemipelágikus medencéje felé a Veszprémi-fennsík paleolejtőjén keresztül kapcsolódott (HAAS & BUDAI 1999). Az anisusi karbonátplatformoknak megfelelő képződmény a Dolomitokban a Felső Serla, a lombardiai területen a Dosso dei Morti és Camorelli Mészko Formáció (PISA et al. 1978, GAETANI et al. 1998), a medenceképződményekkel pedig az alábbiak rokoníthatók: Dolomitok — Dont és Morbiac Formáció; Lombardia — Angolo Formáció felső szakasza és Prezzo Mészko (BUDAI 1992, GIANOLLA et al. 1998).

A karbonátplatformok a Balaton-felvidéken a relatív vízszintemelkedés következtében a késő-anisusi folyamán tenger alatti magaslatokká alakultak, a közöttük lévő me-

dencék mélyebb pelágikus medencékké váltak. A Keleti-Bakony Baglyas-platformja azonban az anisusi késői szakaszában is tovább épült, az idősebb platform felett a *Dasycladalea* flórát tartalmazó Budaörsi Formáció Piramita Tagozata fejlődött ki, melynek megfelelői a Dolomitokban is megtalálhatók (Contrin Formáció) (BUDAI 1992, 2006). A platformot enyhe hajlású lejtő köthette össze az azt körülvevő hemipelágikus medencével. A medencékben a Vászolyi Formáció képződése zajlott, mely a Balaton-felvidéken nagy kiterjedésben, a Keleti-Bakonyban csak a Baglyas-platformtól DNY-ra és ÉK-re lévő üledékgyűjtőben jelenik meg (BUDAI 1992, BUDAI et al. 1999, BUDAI et al. 2001). Ezen kifejlődéssel a Dolomitokban a Felső Serla Formációra települő Bivera Formáció rokonítható (BUDAI 1992). A késő-anisusi-kora-ladin során intenzív vulkanizmus játszódott le a Tethys nyugati területén. Ennek a savanyú-intermedier vulkanizmusnak a finomszemcsés tufarétegei („pietra verde”) igen nagy területi elterjedésben ismertek a Déli-Alpok (elsősorban a Dolomitok és a Karni-Alpok) területén (többek közt BRUSCA et al. 1981, OBENHOLZNER 1991, STAMPFLI et al. 1991), és a Dunántúli-középhegységben is megtalálhatók (többek közt SZABÓ & RAVASZ 1970, RAVASZ 1973, PÁLFY et al. 2003, BUDAI 2004).

A ladin során tovább mélyültek a platformok közötti pelágikus medencék, amelyekben döntően kovás karbonátokból álló, egyre kevesebb vulkáni anyagot tartalmazó rétegsorok rakódtak le (MAURER & SCHLAGER 2003). A Balaton-felvidéken nagy kiterjedésű medence alakult ki, melynek üledékei a Buchensteini Formációt építik fel. Ennek déli-alpi megfelelője a Dolomitokban az Ambata és Livinallongo Formáció (BUDAI 1992). Az alsó-karniba is felnyúló Budaörsi Dolomit Formáció által felépített platformok a Dunántúli-középhegység jelentős területén megtalálhatók (Keleti-Bakony, Vértes, Budai-hegység). A hasonló korú platformokat a Dolomitokban, a Karni-Alpokban és a Júliai-Alpokban a Sciliar (Schlern) Formáció alkotja (BUDAI 1992). A platformokon a ladinban intenzív vulkáni működés zajlott, mely jelentős mennyiségű bázisos és intermedier lávaömléseket (BECHSTÄDT et al. 1978, VIEL 1979, FARABEGOLI & GUASTI 1980, PISA et al. 1980, CASTELLARIN et al. 1988, SLOMAN 1989, ARMIENTI et al. 2003, BOSELLINI et al. 2003, BUDAI et al. 2005, CASSINIS et al. 2008), valamint freatomagmás kitoréseket produkált (NÉMETH & BUDAI 2009). A Keleti-Bakonyban nem alakult ki a Balaton-felvidékihez hasonlóan mély medence. A Baglyas-platformtól DNY-ra lévő medence folyamatosan feltöltődött vulkanoszediment rétegekkel (Inotai Formáció), míg az attól ÉK-re lévő üledékgyűjtőbe csak a feltöltődés utolsó szakaszában jutott sziliciklasztos törmelék (BUDAI et al. 2001). Az Inotai Formáció a déli-alpi Wengeni Formációnak feleltethető

meg (BUDAI 1992, BUDAI & VÖRÖS 1993, BUDAI et al. 2001). A medencék végső feltöltődése és a környező platformok erőteljes előrenyomulása nyomán a késő-karniban kiegyenlített térszín jött létre, amelyen igen nagy kiterjedésű karbonátplatform alakult ki (Földolomit Formáció) (BUDAI & HAAS 1997, HAAS & BUDAI 1999).

## Mintagyűjtés és vizsgálati módszerek

A mintákat a Várpalota Vpt-3 (1978-ban mélyült, 168 m mély, N47°12' 30,64", E18°11' 02,19") és a Bakonykúti Bút-2 (1978-ban mélyült, 128 m mély, N47°13'30,27", E18°11'46,62") fúrások anyagából gyűjtöttünk (2. ábra, 1. táblázat). A két fúrás anyagának petrográfiai leírását a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal magmintagyűjteményében tárolt fúrómagoknak a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet munkatársai közreműködésével végzett mintázása tette lehetővé. Az inotai Hideg-völgy feltárásából BUDAI gyűjtésének köszönhetően nyolc vulkanitkavicsból állt rendelkezésünkre vékonycsiszolat. Bár ez nem tekinthető reprezentatív mennyiségnek, de a fúrásokkal együtt értékelhető eredményt ad. A vékonycsiszolatokat és a minták előkészítését az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában készítettük. A polarizációs mikroszkópos vizsgálatokat Olympus BH2 típusú mikroszkóppal, az elektronmikroszkópos méréseket az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszékének AMRAY 1830i típusú, EDAX PV 9800 energiadiszipatív spektrométerrel felszerelt pásztázó elektronmikroszkópjával végeztük 20 kV gyorsító feszültség és 1 nA sugáráram mellett. Az elektronmikroszkópos méréseket döntően a plagioklaszok, ritkábban az előforduló üde színes elegyrészek összetételének meghatározása céljából végeztük. A röntgen-pordiffrakciós (XRD) méréseket a <2 µm ülepített frakción végeztük, a kalcit 5%-os ecetsavval történő előzetes kioldásával. A felvételek Siemens D5000 típusú, szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren, hajlított grafit egykristály szekunder-oldali monokromátor segítségével,  $\Theta$ – $\Theta$  üzemmódban, Cu-K $\alpha$  gerjesztő sugárással készültek.

**I. táblázat.** A fúrások mintavételi helyei és az elvégzett anyagvizsgálatok típusai

**Table 1.** The sample sites of the boreholes and the types of the petrographic methods

Fúrás Borehole	Mintavétel Sample sites (metre)	Polarizációs mikroszkóp Polarization microscope (No of thin sections)	Elektron mikroszkóp Electron microscope (No. of thin sections)	Röntgen pordiffrakció X-ray diffraction (No. of samples)
Vpt-3	20	3	1	-
	26	3	-	-
	37	3	1	-
	40,4	2	-	-
	49	4	1	1
Bút-2	19	2	1	-
	21	3	-	-
	27	2	-	-
	62	4	1	-
	64	1	-	-
	68	2	-	-

A vulkanogén képződmények meghatározására FISHER (1961), SCHMIDT (1981) és MCPHIE et al. (1993) neve-zéktanát használtuk, a lávaközetek elnevezése pedig STRECKEISEN (1978) alapján történt.

### Litológiai jellemzés

A Bakonykúti Bút–2 és a Várpalota Vpt–3 fúrások által feltárt rétegsort RAINCSÁK (1980) és BUDAI et al. (2001) alapján a 2. ábrán mutatjuk be. A fúrások által ért leg-idősebb képződmény a karbonátplatform fáciesű Megye-hegyi Dolomit. Erre a Vászolyi Formáció települ, amely kovás dolomitból, dolomitos mészkőből és tufás–crinoideás mészkőből áll, vékony tufa-közbetelepülésekkel. BUDAI et al. (2001) megállapítása szerint a képződmény lejtőn tör-ténő képződésére utal a benne található átülepített bioklasz-tok nagy mennyisége és a mészkő iszaprogtyásos szerkezete. Ez a rétegsor folyamatosan megy át a vulkanogén törme-lékes rétegekből felépülő összletbe (Inotai Formáció). Alsó, kb. egyharmad részét BUDAI et al. (2001) alapján tufa és márgás tufa alkotja, melyben crinoidea vázelemek talál-hatók, valamint egyes szintekben crinoideás mészkőrétegek fordulnak elő. Ezeket a rétegeket petrográfiaiilag nem vizs-gáltuk. Az erre folyamatosan települt, általunk is vizsgált összlet alapvetően két részre osztható: egy alsó finomszem-csés és egy felső durvaszemcsés rétegcsoportha (2. ábra).

Az alsó vulkanogén rétegcsoportha makroszkóposan fekete vagy sötétszürke, finomszemcsés (maximális szemcseméret 2 mm) törmelék-ből áll. A kőzet szemcsevázú, vizuális becsléseink alapján a fúrási mintákban az alapanyag mennyisége többnyire kevés, maximum 5–15%. Jól, esetenként közepesen jól osztályozott (2. ábra, b). Polimikt, a klasztkok uralkodóan különböző típusú, közepesen-rosszul, igen ritkán jól koptatott vulkanitok, közepesen és jól koptatott mészkő és agyagkő csak elvétve jelenik meg. A rétegcsoportha sok a szenesedett növénymaradvány. A Bakonykúti Bút–2 fúrásban egy kb. 15 m valós vastagságú, brachiopodákat és crinoideákat tartalmazó mészkő (2. ábra, DETRE in: KÓKAY & RAINCSÁK 1983, BUDAI et al. 2001) közbetelepülése figyelhető meg. A mészkő kontak-tusa a vulkanogén törmelékes rétegekkel a rossz magkihozatal miatt nem állapítható meg. Annyi azonban egyértelműen megfigyelhető, hogy a mészkő vulkáni törmelék-szemcséket nem tartalmaz.

A felső durvaszemcsés rétegcsoportha kontaktusa az alsó rétegcsoportha — a rendelkezésre álló fúrómagok hiánya miatt — sajnos nem figyelhető meg. Az összlet legfelső sza-kasza volt tanulmányozható az inotai Hideg-völgy útbe-vágásában. BUDAI et al. (1985) megfigyelései alapján a homokkőből és aleurolitból felépülő rétegek több szintben tartalmaznak kavics- és konglomerátum-rétegeket és -lencsét. Itt maximum 20 cm-es méretű, gyengén vagy közepesen koptatott mészkő- és vulkanitkavicsok is jellemzőek, míg a fúrásokban az észlelt kavicsok mérete kisebb, maxi-mum 2 cm (2. ábra, a). A kőzet a fúrási rétegsorokban makroszkóposan sárgásbarna, többnyire szemcsevázú. Az alapanyag mennyisége többnyire kevés, maximum 5–15%,

az inotai Hideg-völgy esetén — minták híján — az alap-anyag mennyiségét nem tudtuk megbecsülni. A többnyire rosszul vagy közepesen osztályozott törmelékes kőzet poli-mikt. Az uralkodó vulkanit mellett a mészkő-törmelék-szemcsék mennyisége számottevő, egyes rétegekben 50%, máshol 80% is lehet. A rétegekben *Daonella* kagylók héj-töredékei — az alsó réteggel ellentétben — nagy mennyi-ségben jelennek meg, viszont szenesedett növénymarad-ványok nem észlelhetők.

Az Inotai Formációt mind a fúrásokban, mint a felszíni feltárásban a Füredi Mészkő Berekhegyi Tagozata fedi, amelyben az átülepített bioklasztkok szintén lejtő környe-zetet jeleznek (BUDAI et al. 1985). Az üledékgyűjtő medence az Inotai Formációval folyamatosan töltődött fel, amely folyamat a Berekhegyi Tagozat képződésével is tovább foly-tatódott.

### Petrográfiai jellemzés

Az általunk részletesen vizsgált alsó és felső vulkanogén rétegben az egyes kristály- és kőzettörmelék-típusok hason-ló petrográfiai képet mutatnak, így azok jellemzését az egész összletre vonatkozóan összevontan ismertetjük. A kőzetek mikroszkópi leírásánál nagyobb részben a törme-lékszemcsék kőzettani azonosítására, kisebb részben az azokat leülepedésükig ért utóhatásokra fektettük a hang-súlyt. A véglegesen leülepedett és betemetődött törmelékes rétegeket ért diagenetikus hatások (kompakció, ásványos átalakulások stb.) jelentősen nehezítették egyes törmelékes alkotók pontos meghatározását, de ezen bélyegek ismer-tetése nem volt célunk.

#### *A kőzettörmelékek mikropetrográfiai jellemzői*

Az alsó, finomszemcsés rétegben a törmelék-szemcsék mérete maximum 2 mm, általában 0,1–0,5 mm közötti. Ezen belül a kőzettörmelék aránya 80–85%, azt kb. 55–65%-ban intermedier jelleget mutató, kb. 20–25%-ban mafikus és kb. 10–15%-ban savanyú megjelenésű vulkanitklasztok alkotják. Ezen túlmenően kb. 5%-ban teljesen átalakult, nehe-zen, vagy nem felismerhető kőzettörmelékek, és kevesebb, mint 1%-ban mészkőklasztok, valamint szenesedett nö-vénymaradványok és crinoidea-vázelemek fordulnak elő.

A fúrási anyagban a felső vulkanogén rétegben a kb. 45–55%-ot képviselő intermedier és a kb. 35–40%-ot kitevő mafikus összetételű kőzetekre jellemző megjelenésű vulka-nitklasztok mérete 0,5 mm-től 2 cm-ig változó, átlagosan 1–5 mm-es. BUDAI et al. (1985) az inotai Hideg-völgyből maximum 20 cm-es intermedier-mafikus jelleget mutató klasztkokat írt le. A savanyú megjelenésű vulkanit-törmelék-szemcsék mennyisége kb. 10–15%. Méretük a fúrásokban 0,1 mm – 1 cm közötti, általában 2–5 mm-esek, míg BUDAI et al. (1985) az inotai Hideg-völgyből maximum 3 cm-es klasztkokat írt le. A fúrások anyagában maximum 10–15%-ot képviselnek a kagyló- és csiga-, ritkán crinoidea-vázelemek (3. ábra, a). A mészkőklasztok mennyisége kb. 5%, méretük maximum 2 cm, míg az inotai Hideg-völgyben maximum 20

cm-esek fordulnak elő és egyes szintekben a mennyiségük is jóval több (akár 50%-nál is több) a fúrásban lévőknél (BUDAI et al. 1985). A fúrási mintákban, kb. 2–3%-nyi mennyiségű, maximum 2 mm-es méretű teljesen átalakult, nehezen, vagy nem felismerhető közettörmelék jelentkezett.

#### Mafikus összetételű kőzetek szöveti jellegait mutató vulkáni törmelék szemcsék

A mafikus csoportba sorolt törmelék szemcsék rosszul koptatottak, köztük bazaltsalak, bazalt és elenyésző mennyiségben mikrodolerit különíthető el. A kőzettípusok mindegyike megtalálható mindkét vulkanogén szintben.

**Bazaltsalak.** A kőzet vörös vagy barna közetüvegéből és benne legfeljebb 5% porfirós elegyrészből áll, mely eredetileg kb. 95%-ban plagioklászából és 5%-ban színes elegyrészekből állt. A plagioklász utáni átalakok általában idiomorfok, gyakran vázkristályosak, lépcsős végződésűek, uralkodóan 0,2–0,3 mm hosszúak (3. ábra, b), főleg kaolinitté, alárendelten kalcittá vagy zöld színű agyagásvánnyá alakultak. A színes elegyrészek utáni átalakok többnyire hipidiomorfok, ritkán idiomorfok, jellegzetes nyolcszögű keresztmetszeteik egykori piroxénre utalnak. Egyes szemcsék egykori olivinre emlékeztető átalakot mutatnak. A színes elegyrészek utáni átalakokat klorit, illetve barna színű agyagásvány, ritkábban kalcit tölti ki. A kb. 30–40%-ot kitevő, maximum 1 mm-es kerekded mandulakövek zömmel karbonáttal, alárendelten klorittal kitöltöttek (3. ábra, b).

**Bazalt.** Az ide sorolt kőzetek szinte teljesen opak ásvánnyá alakult, interszertális, néhol variolitos megjelenésű, apró plagioklász tűk átalakjait tartalmazó alapanyagból, és maximum 1%-nyi teljesen átalakult plagioklász és kevés színes elegyrész porfirós szemcséiből állnak. A plagioklász utáni átalakok léces termetűek, hipidiomorfok, hosszuk legfeljebb 0,1 mm, kaolinnal kitöltöttek. A teljesen agyagásványosodott színes elegyrészek hipidiomorfok, maximum 0,05 mm-esek. A jellemző alaki bélyegek hiánya miatt nehezen azonosíthatók, bár köztük egy-két esetben olivin utáni átalakok ismerhetők fel a koporsó alakú metszet alapján. A kőzetben maximum 1%-nyi mennyiségben közel kerekded, agyagásvánnyal vagy kalcittal kitöltött kis méretű mandulakő jelenik meg. Az alapanyagban maximum 0,06 mm hosszú, vékony, átalakult plagioklászok észlelhetők, többnyire rendezetlenül.

**Mikrodolerit.** Ez a kőzettípus mikroholokristályos intergranuláris szövettű. Vázát 60%-ban maximum 0,1 mm-es, erősen kalcitosodott plagioklászlecek alkotják, a köztük lévő maradék teret döntően kloritból és agyagásványból álló, xenomorf, pontosan nem meghatározható egykori színes elegyrészek töltik ki.

#### Intermedier összetételű kőzetek szöveti jellegait mutató vulkáni törmelék szemcsék

A vizsgált kőzetekben az intermedier összetételű vulkáni törmelék szemcsék a legváltozatosabbak, mindkét vulkanogén szintben előfordulnak. Szemcséi rosszul vagy

közepesen koptatottak, anyaguk andezit (3. ábra, c–e). Fő típusaik a következők.

**Andezit–1.** Ez a kőzettípus porfirós pilotaxitos, illetve trachitos szövettű, esetenként kalcittal vagy agyagásvánnyal kitöltött mandulakövet is tartalmaz. Alapanyagát 90–95%-ban vékony plagioklászlecek alkotják (3. ábra, c, d), melyek zömmel ikerlemezesek, andezin/oligoklász összetételűek, egyesek kaolinitesedtek. A köztük lévő közetüveg teljesen agyagásványosodott, illetve kalcitosodott, igen ritkán részben vagy teljesen átkovárosodott. A 10–20%-nyi hipidiomorf, idiomorf porfirós elegyrészek kb. 80%-a plagioklász, 20%-a hipersztén, és nyomokban opakásvánnyá alakult biotit volt (3. ábra, c, d). A porfirós plagioklászok egy részét mikrokristályos kvarc, illetve kaolinit tölti ki, az üde szemcsék jól láthatóan zónásak és ikerlemezesek, labradorittól oligoklász szig terjedő összetételűek (3. ábra, c, d). A hipersztén 0,1–0,2 mm hosszú szemcséi igen ritkán üdék, átalakjait kalcit, illetve barna színű agyagásvány-kitöltés jellemez (3. ábra, c, d). Opakásvány zárványokat (ilmenit, magnetit) gyakran tartalmaznak, amelyek az alapanyagban önállóan is megjelenhetnek. Az akcesszóriákat apatit és cirkon képviseli.

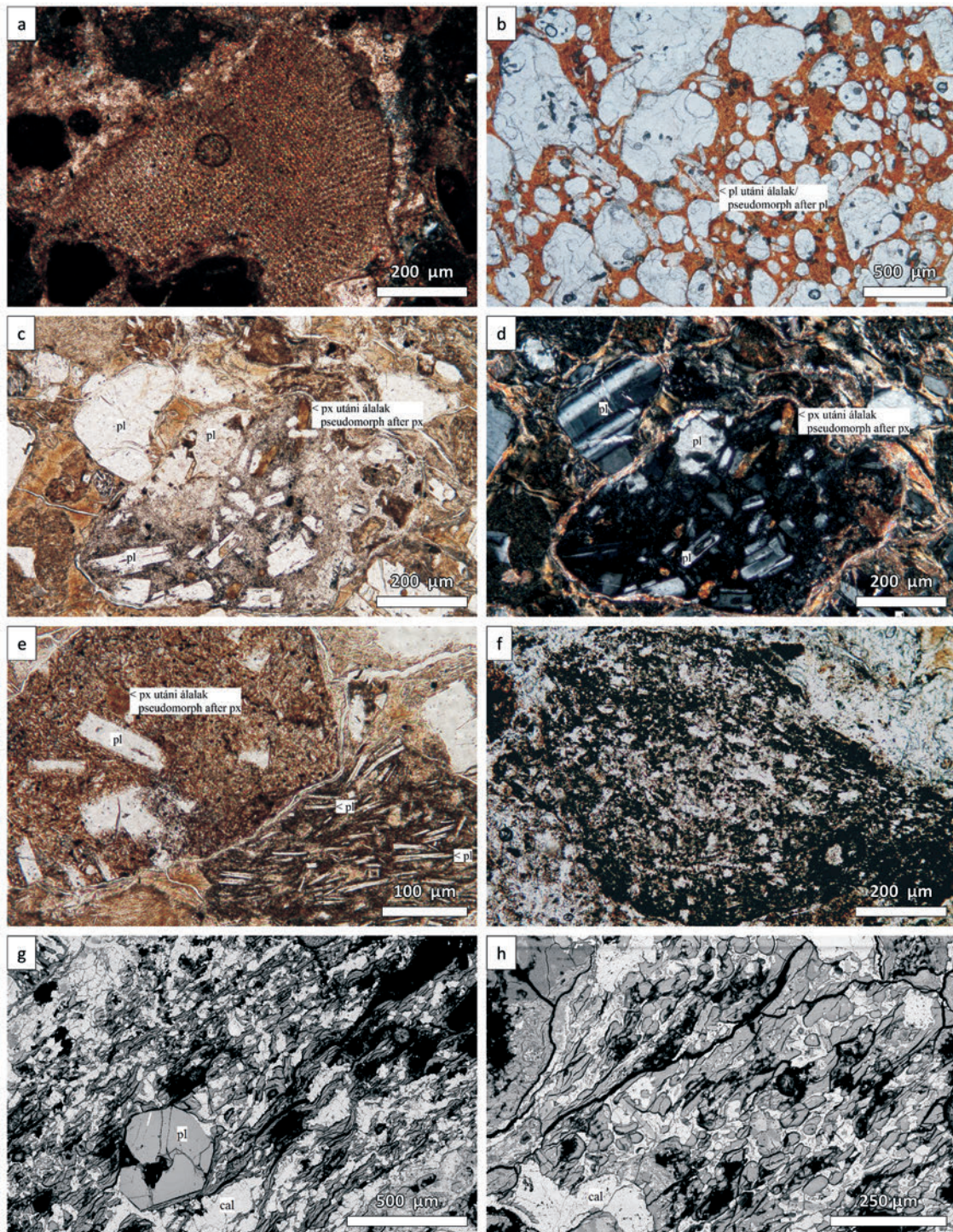
**Andezit–2.** Ebben az amafitos, porfirós trachitos szövettű lávakőzettípusban az agyagásványosodott közetüvegben csak labradorit/andezin összetételű hipidiomorf és idiomorf, vékony tús plagioklászok láthatók. Maximum 0,1 mm hosszú (3. ábra, e) szemcséit gyakran kaolinit tölti ki. Egyes törmelék szemcsékben kis mennyiségben és méretben agyagásvánnyal vagy klorittal kitöltött mandulakövek (3. ábra, e) is megjelennek.

Az amafitos andezitnek elkülöníthető egy változata, melyben az irányított szövet nem mindig ismerhető fel, a porusok mennyisége 20–30% közötti, méretük maximum 0,15 mm (3. ábra, f). A kőzet erőteljes átalakulása miatt az eredeti szöveti bélyegek — esetenként még a plagioklászlecek utáni átalakok is — teljesen megsemmisültek. A kőzet jellemzően sötétbarna az egykori közetüveg átalakulási termékei (titanit és agyagásvány) miatt. Ezen kőzetváltozat sok üveget tartalmazó salakos amafitos andezitnek határozható.

#### Savanyú összetételű kőzetek szöveti jellegait mutató vulkáni törmelék szemcsék

A savanyú összetételű vulkáni törmelék szemcsék többnyire közepesen-jól koptatottak. A folyásos szerkezetű riolit csak a felső vulkanogén szintben, a többi mindkettőben előfordul.

**Kőzetüvegben gazdag riolit és riolittufa.** Három típusa különíthető el. Az első típus nagyrészt, vagy teljesen agyagásványosodott horzsakőből, vagy ritka esetben üvegtörmelékéből áll. Szemcséi részben az utólagos kompakció miatt hullámos, vékony, erősen nyúlt, akár több mm hosszú alakzatot vesznek föl. Egyes szemcsék kevés labradoritos összetételű plagioklászfenokristályt vagy plagioklászfenokristály után képződött kalcittal kitöltött átalakot, valamint az alapanyagban andezines / bázisos oligoklászos összetételű, maximum 0,1 mm-es plagioklászleceket tartalmaznak (3. ábra, g). A másik típus perlitesszövetű, benne a gömbhéjas szerkezetű közetüveg agyagásványosodott (3. ábra, h). A



**3. ábra.** Vulkanogén törmelékes kőzetek mikropetrográfiai jellemzői. a) Ósmaradvány váztöredék (+N, Vpt-3 20 m); b) Bazaltsalak klaszt szöveti képe porfíros plagioklász utáni átalakkal (1N, Hideg-völgy); c) és d) Andezitklaszt plagioklással és piroxén utáni átalakkokkal (d., 1N; e., +N, Bút-2 62 m); e) A kép felső részén porfíros pilotaxitos szövétű andezitklaszt, alsó részén trachitos szövétű amafitos andezitklaszt (1N, Bút-2 64 m); f) Sok üveget tartalmazó salakos amafitos andezitklaszt, melynek eredeti szöveti jellegei szinte teljesen megsemmisültek (1N, Vpt-3 37 m); g) Agyagásványosodott és kalcitosodott horzsakőben lévő labradoritos összetételű plagioklász (BSE kép, Vpt-3 20 m); h) Perlites szerkezetű vulkáni kőzetűveg (BSE kép, Vpt-3 20 m)  
Rövidítések: pl=plagioklász, px=piroxén, cal=kalcit

**Figure 3.** The petrographic features of the volcanogenic clastic rocks. a) Fossil fragment (+N, Vpt-3 20 m); b) The texture of the scoria basalt clast with pseudomorph after porphyric plagioclase (1N, Hideg Valley); c) and d) Andesite clast with plagioclase and pseudomorph after pyroxene (d., 1N; e., +N, Bút-2 62 m); e) The andesite clast with porphyritic pilotaxitic texture in the upper section of the image and amafitic andesite with trachytic texture in the lower section of the image (1N, Bút-2 64 m); f) Amafitic andesite with a lot of glasses. The originally texture was almost completely destroyed (1N, Vpt-3 37 m); g) The caly minerals and calcite formed by the alteration of the pumice. There is a labradorite plagioclase in this pumice (BSE image, Vpt-3 20 m); h) Glass with perlite structure (BSE image, Vpt-3 20 m)  
Abbreviations: pl=plagioclase, px=pyroxene, cal=calcite

harmadik típusban többnyire elmosódott alakú szferolitos kőzetűveg látható.

*Riolit.* Folyásos szerkezetű kőzettípus, 1 mm körüli vastagságú színtelen és barna színű sávokból áll (4. ábra, a). A kevés, néhány tized milliméteres porfirós elegyrészt xenomorf kvarc, üde, hipidiomorf káliföldpát és hipidiomorf, vagy idiomorf, üde biotit képviseli. A világos színű sávokban kvarc és benne káliföldpát, a sötét színűekben mellettük feltehetően biotit után képződött finomszemcsés vas-oxid/hidroxid anyagú mikrolitek és klorit jelennek meg. A kőzet szövete mikropoikilites, de egyes részeken agyagásványosodott, kis mennyiségű alapanyag is megjelenik. Egyes sok karbonátot tartalmazó törmelékszemcsékben szferolitok észlelhetők.

*Aplit.* Ebben a kőzettípusban a 25–35%-nyi xenomorf, maximum 0,2 mm-es kvarc és a bennük lévő 65–75%-nyi, maximum 0,05 mm-es idiomorf-hipidiomorf földpátlécek mikroholokristályos, mikropoikilites és mikrofitos szövetet alkotnak (4. ábra, b). A földpát kétféle. A gyakoribb változat két ikertagból álló káliföldpát, gyakran szericitesedik. A ritkább változat poliszintetikus ikerlemezes, albitos/oligoklászos összetételű plagioklász, amely gyakran teljesen kaolinitesedett. Ebben az anyagban 1%-nál kisebb mennyiségben porfirós, hipidiomorf, maximum 1 mm hosszú, zónás üde albitos/oligoklászos összetételű plagioklász jelenik meg (4. ábra, b). Az opak elegyrészek hipidiomorfok, maximum 0,05 mm-esek.

#### Egyéb törmelékszemcsék

*Agyagásványosodott vulkáni üveg(?)*: Csak a fúrási anyagokból került elő egy viszonylag ritka, sajátos, egységes megjelenésű, erősen átalakult, többnyire jól koptatott kőzetfajta. Szinte kizárólag 0,02 mm alatti szemcseméretű, kévésen legyező alakzatokban tömören megjelenő, színtelen vagy halványzöld, élénk interferencia színű agyagásványból áll (4. ábra, c). Általában irányítatlan, de egyes mintákban jól kifejtett szemcsealaki irányítottságot mutat. A törmelékszemcsék peremén sok esetben vastag, kívülről befelé, a szemcsefalra merőlegesen repedezett, sötétbarna színű, limonitban gazdag szegély figyelhető meg (4. ábra, c). Eredete bizonytalan, feltehetően egy teljesen agyagásványosodott mikropórusos vulkáni üvegből álló kőzetfajta szemcséiről van szó.

*Karbonátok.* Nagy részük mészkőklaszt, melyek közepesen koptatottak, méretük a kisebb vulkanitszemcsék méretével megegyezik, többségük szövete mudstone (mikrit, de előfordul mikropátit is). Egy-két durva kalcitpáttól álló szemcse is fölfedezhető, valószínűleg ősmaradványok töredékei. Egyes meszes törmelékszemcséken marószivacs nyomai, másokon ritkán finomszemcsés, közel sugaras felépítésű kalcitkéreg figyelhető meg.

A megfigyelt vulkáni törmelékszemcsék egy részének és a kérdéses eredetű agyagásványosodott, csillámdús törmelékszemcsék mindegyikének a széle vékony limonitos kérgű, amelynek a határa befelé nem éles (4. ábra, c). Megfigyelhető néhány szemcse, amelynek a szegélyén finomszemcsés kalcitból álló, egyenletes vastagságú bekérgezés látható (4. ábra, d).

#### A kristálytörmelékek petrográfiai jellemzői

Az alsó finomszemcsés rétegben előforduló kristálytörmelék aránya a törmelékszemcséken belül kb. 15–20%, eredeti összetételét tekintve kb. 95%-ban plagioklászából, 3–5%-ban hiperszténből, 1–2%-ban hornblendéből, 1–2%-ban biotitból és kevesebb, mint 1%-ban augitból, olivinből és egyéb akcesszóriákból áll. A kristályok petrográfiai jellemzőit a mennyiségi arányuk sorrendjében ismertetjük, kezdve a leggyakoribbal.

A plagioklászok alapvetően kétfélék. Az első változat labradoritos összetételű. Hipidiomorf és idiomorf, átlagosan 0,3–0,5 mm hosszú táblái ritkán álló ikerlemezeséget mutatnak és csak ritkán zónásak (4. ábra, e). Kisebb-nagyobb mértékben kalcitosodik. A második változat andezites/oligoklászos összetételű. Hipidiomorf és idiomorf, maximum 0,2–0,6 mm hosszú táblás kristályai vékony poliszintetikus ikerlemezeséget és határozott zónásságot mutatnak (4. ábra, f). Helyenként szericitesedése megfigyelhető. Az egyik szemcsében apró, zöld színű, saját alakú (szabályos négy- és hatszöges metszetű) spinellek csoportja volt látható (4. ábra, g). A hipersztének hipidiomorfok, ritkán üdék (4. ábra, f), legtöbbször csak kalcit és/vagy klorit kitöltésű átalakokként észlelhetők. A hornblende szintén hipidiomorf, maximum 0,6 mm hosszú. Sok esetben csak agyagásvánnyal kitöltött átalakja maradt meg, de a jellemző hasadás alapján jól azonosítható (4. ábra, h). A biotit hipidiomorf, metszetei maximum 0,2 mm hosszúak. Pleokroizmusa és hasadása jól látható, de előbbi mértéke az erőteljes limonitosodása miatt csökkent. Az augit üde, hipidiomorf, maximum 0,2 mm hosszú. Előfordulnak olyan kalcit és/vagy agyagásvány kitöltésű színes elegyrészek utáni átalakok, amelyeknek koporsóra emlékeztető metszetei és hálós szerkezete egykori olivinre utalnak. Akcesszóriaként ilmenit, apatit, gránát, továbbá cirkon észlelhető.

#### Az alapanyag petrográfiai jellemzői

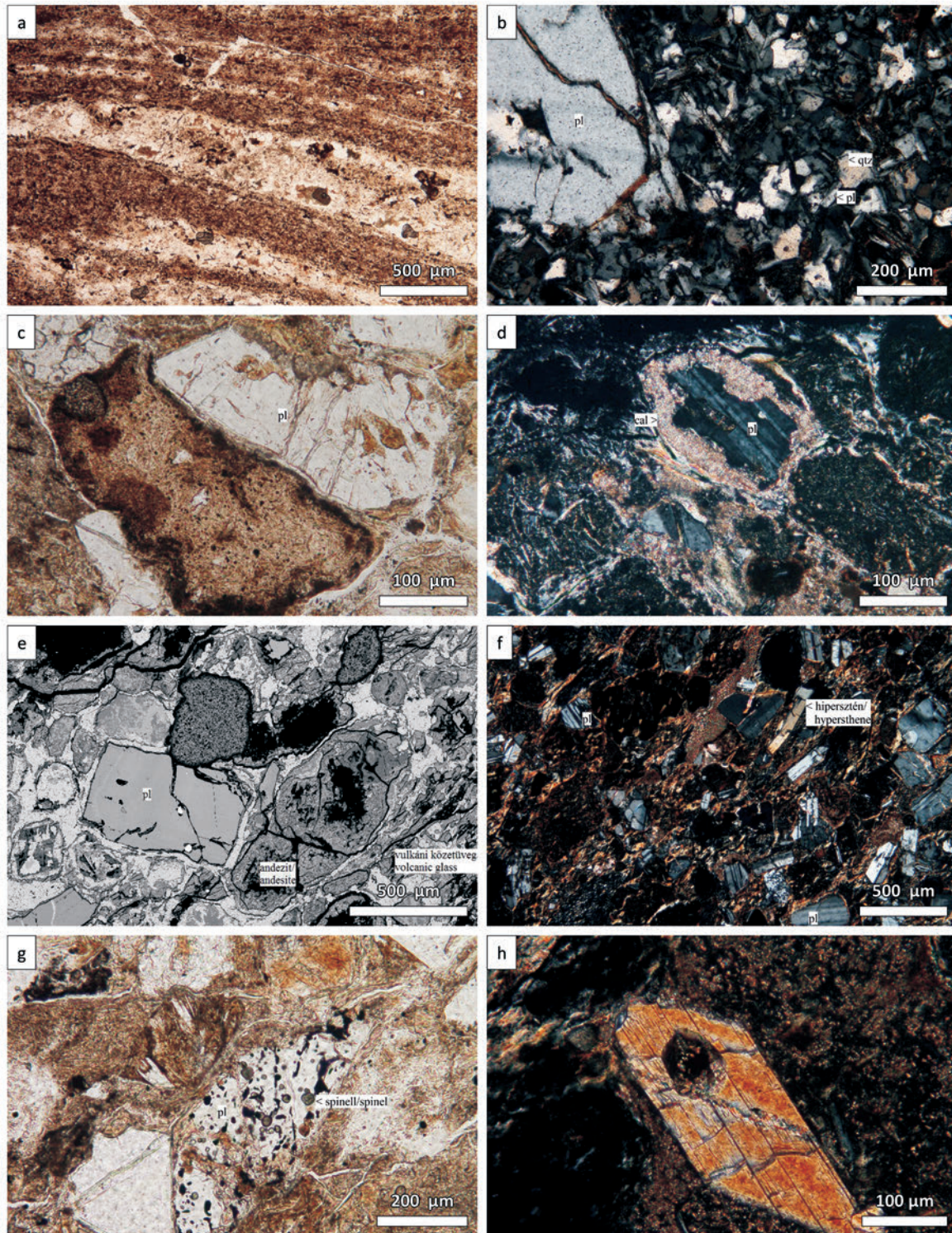
Az alapanyagot az alsó vulkanogén rétegben 10–15%-os mennyiségben agyagásványosodott kőzetűveg alkotja (4. ábra, f). A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye szerint a <2 µm ülepitett frakcióban az agyagásványok kaolinit/ szmektit kevert szerkezetűek. A mintákban sok esetben az alapanyag karbonáttá alakult, a törmelékszemcsék szegélyén pedig a fentebb már említett módon finomkristályos kalcitból, máshol limonitból álló vastag perem figyelhető meg (4. ábra, c, d).

FISHER (1961), SCHMIDT (1981) és MCPHIE et al. (1993) nevezéktana alapján a fúrásokban lévő mindkét szint kőzetét jól vagy közepesen osztályozott, gyengén koptatott, szemcsevázú, polimikt vulkanogén homokkőnek (litarenit), illetve konglomerátumnak neveztük el.

#### Értékelés és diszkusszió

A petrográfiai vizsgálatok arra utalnak, hogy az általunk vizsgált rétegsor alsó és felső vulkanogén törmelékes kőzetei számottevően eltérnek egymástól. A felső durvaszem-





**4. ábra.** Vulkanogén törmelékes kőzetek mikropetrográfiai jellemzői. a) Fluidális szerkezetű riolitklast szöveti képe (1N, Hideg-völgy); b) Mikroholokristályos porphyritikus riolit klast szöveti képe (+N, Bút-2 19 m); c) Agyagásványosodott vulkáni üveg (?) törmelékzsemce limonitos kéreggel (1N, Bút-2 64 m); d) Plagioklász vastag perem vesz körül (+N, Bút-2, 64 m); e) Labradoritos összetételű plagioklász (BSE image, Vpt-3 20 m); f) Alsó vulkanogén réteg szöveti képe labradoritos/oligoklász összetételű plagioklással és hipersténnel (+N, Bút-2 62 m); g) Spinell szemcsés plagioklász (1N, Bút-2 62 m); h) Úde hornblende kristálytörmelék (+N, Bút-2 64 m)

Rövidítések: qtz=kvarc, pl=plagioklász, cal=kalcit

**Figure 4.** The petrographic features of the volcanogenic clastic rocks. a) The texture of the rhyolite clast (1N, Hideg Valley); b) The texture of microholocrystalline porphyritic rhyolite (+N, Bút-2 19 m); c) Limonite crust surround very altered volcanic grains (1N, Bút-2 64 m); d) Thick, fine crystalline calcite surround the plagioclase (+N, Bút-2, 64 m); e) Labradorite Plagioclase (BSE image, Vpt-3 20 m); f) The texture of the lower volcanogenic layer with labradorite/oligoclase plagioclase and hypersthene (+N, Bút-2 62 m); g) Plagioclase with spinel grains (1N, Bút-2 62 m); h) Fresh hornblende (+N, Bút-2 64 m)

Abbreviations: qtz=quartz, pl=plagioclase, cal=calcite

csés összletben jelentős mennyiségben vannak jelen kavics méretű törmelék szemcsék; egyes rétegekben nagy arányt (több mint 50%) képviselnek a mészkő anyagú kavicsok; a rétegben sok *Daonella* vázelem található. Az alsó finomszemcsés összletben nincs, vagy csak elvétve jelenik meg kavics méretű elegyész; a vulkáni törmelék részaránya uralkodó (90–95%), egyéb törmelék szemcsék csak elszórtan jelennek meg; a rétegben sok szenesedett növénymaradvány, elvétve crinoidea vázelemek és az igen ritka agyagkő található; egy crinoideás mészkő-közbetelepedés a rétegsorban figyelhető meg. Ezen bélyegek alapján a két összlet képződési körülményeit külön elemezzük.

### *A felső vulkanogén összlet képződési körülményeinek értékelése*

A felső vulkanogén összlet petrográfiai értékeléséhez üledékföldtani értelmezéséhez jó analógiaként szolgál a hasonló rétegtani helyzetű, a képződménnyel rokonítható déli-alpi Marmoladai Konglomerátum és Wengeni Formáció (BUDAI 1992, BUDAI & VÖRÖS 1993, BUDAI et al. 2001). Ezek kialakulása a késő-ladin–kora-karniban a Neotethys-óceán kinyílásához köthető bázisos-intermedier vulkáni működéssel és a vulkanitok lepusztulásával hozható összefüggésbe. A vulkanizmus termékei legnagyobb kiterjedésben a Dolomitok Ny-i területén nyomozhatóak, ahol a láva platformokat borított el, vagy azokba telérek formájában nyomult be (BECHSTÄDT et al. 1978, VIEL 1979, FARABEGOLI & GUASTI 1980, PISA et al. 1980, CASTELLARIN et al. 1988, SLOMAN 1989, ARMIENTI et al. 2003, BOSELLINI et al. 2003, BUDAI et al. 2005, CASSINIS et al. 2008). Robbanásos kitérés során diatréma szerkezetek is keletkeztek (pl. a Latemar-platformon — BUDAI et al. 2005, NÉMETH & BUDAI 2009). A Marmoladai Konglomerátumot és a Wengeni Formációt számos kutató vulkanoklasztos mélytengeri turbiditnek minősítette, és a szárazulatra került vulkáni területek lepusztulási termékeként értelmezte (DE ZANCHE et al. 1993, BOTTOLI & TROMBETTA 1998, GIANOLLA et al. 1998, BOSELLINI et al. 2003). Megítélésük szerint a vulkáni területekről a törmelék tenger alatti lejtőkön keresztül jutott a nagy kiterjedésű ún. wengeni üledékgyűjtő medencébe, amely ezáltal folyamatosan töltődött fel. A vulkáni törmelék mészkő és dolomit anyagú szemcsékkel keveredett, és jelentős vastagságú, egyes helyeken 1–2 km vastag rétegsorban halmozódott fel (YOSE 1991). A homokkő és aleurolit váltakozásából álló Wengeni Formáció egyes szerzők szerint heteropikus kifejlődésű a finom- és durvaszemcsés vulkáni eredetű törmelék szemcsék mellett idősebb kőzetek nagyobb törmelékdarabjait is tartalmazó Marmoladai Konglomerátummal (SACERDOTI & SOMMAVILLA 1962, ROSSI et al. 1977, BOSELLINI et al. 2003, TROMBETTA 2011). A kőzetekben jelentős mennyiségben jelenhetnek meg szenesedett növénymaradványok is (KUSTATSCHER & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT 2005).

BUDAI et al. (2001) megítélése szerint a medence fáciesű Vászolyi Formációra folyamatos átmenettel települő Inotai Formáció képződési környezete a wengeni medence plat-

formközeli részéhez lehetett hasonló (BUDAI 1992, BUDAI & VÖRÖS 1993). Az üledékgyűjtő medence folyamatosan feltöltődött a vulkanoklaszt behordódása nyomán, és ezáltal egyre sekélyebbé vált a ladin késői szakaszában (BUDAI et al. 2001, BUDAI 2006). Értelmezésüket az inotai Hidegvölgyből előkerült maximum húsz cm-es vulkanit, valamint fűró-maró szerkezetek nyomait is tartalmazó mészkő törmelék szemcsék és szenesedett növénymaradványok jelenlétére alapozták. Megállapításuk szerint a kavicsösszlet döntően mészkőből, alárendelten bázisos-intermedier vulkanitból felépülő sekélytengeri partszakasz anyagából származik (BUDAI et al. 1985, 2001). Megfigyeléseink ezen megállapításokat alátámasztják, a forrásterületen lévő vulkanitok a klasztok petrográfiai vizsgálata alapján bazaltsalakból, bazaltból és andezitből állhattak. A kisebb méretű és jobban koptatott savanyú kavicsok (riolit, aplit) feltehetően kissé távolabbi területről származhatnak, de ennek a meghatározása további vizsgálatokat igényel. A vulkanogén törmelékes összlet elterjedési területe a Dunántúli-középhegységben igen csekély, mai ismereteink szerint a Keleti-Bakonyra korlátozódik. Ezt több kutató azzal magyarázta, hogy a vulkáni területek felől beáramló törmelék nem érte el a Dunántúli-középhegység medencéjét, amely északabbra helyezkedhetett el a Déli-Alpokhoz viszonyítva (CROS & SZABÓ 1984, PISA et al. 1980). A törmelék szemcsék nagy mérete és rossz koptatottsága alapján azonban BUDAI et al. (2001) és a jelen tanulmány szerzői szerint is a Keleti-Bakonyhoz közeli szárazulatra kell feltételezni, amelynek helyére és kiterjedésére azonban nincsenek közvetlen bizonyítékaink.

A Keleti-Bakonyhoz legközelebb a balatonfői területen, a Polgárdi Mészkőben ismertek középső-triász andezittelérek (Szár-hegy) (DUNKL 1990, DUNKL et al. 2003). Ásványos összetételük az andezit anyagú törmelék szemcsékével jó egyezést mutat (fenokristályai a labradoritos / bázisos oligoklaszos összetételű plagioklász, a hipersztén, a kevés augit és a biotit, valamint a hornblende, az alapanyagban plagioklászlécek), de az erős propilitesedés miatt, melynek következtében albit, aktinolit/tremolit, epidot, klinozoisit, klorit, nontronit, biotit, glaukonit, karbonát és rutil paragenézisévé alakultak, eredeti szöveti bélyegek nem tanulmányozhatók jól (DUNKL 1990, DUNKL et al. 2003). A Keleti-Bakony andezit anyagú törmelékei ugyanakkor kőzettani rokonságot és petrográfiai hasonlóságot mutatnak azokkal az andezittelérekkel, amelyek a Budai-hegység területén a középső-triász Budaörsi-platformba nyomultak (KUBOVICS 1985, HORVÁTH & TARI 1987, KUBOVICS et al. 1990, HARANGI et al. 1996, FARICS et al. 2015). A folyásos szerkezetű riolitkavicsok pedig a FARICS et al. (2015) által ismertett eocén báziskonglomerátumban lévő, feltehetően szintén középső–késő-triász korú, savanyú lávakőzetekhez hasonlíthatnak. Ezen túlmenően a vulkanit törmelék szemcsék (bazaltsalak, bazalt, mikrodolerit, andezit, mikrodiorit, riolit és aplit) petrográfiailag a Dolomitokban lévő Latemar-platform telérközeteihez és az ezen vulkáni rendszerhez kapcsolódó Predazzo Komplexum egyes vulkáni kőzetsorozatai sorába is beilleszthetők, de azok petrográfiailag sokkal



A vizsgált összlet egy alsó, döntően vulkanit-törmelék-szemcséket tartalmazó, szenesedett növénymaradványban gazdag finomszemcsés és egy felső, vulkanit- és mészkőkavicsokat is nagy arányban tartalmazó, kagyló vázalemekben gazdag durvaszemcsés rétegcsoportha osztható fel.

Az alsó és felső réteg eltérő jellemzői miatt más módon keletkezettek, de forrásukat a középső- és késő-triászban legintenzívebben a Déli-Alpokban, de a Dunántúli-középhegységben is megjelenő bázisos-intermedier vulkanizmus szolgáltatta, lávaöntések vagy freatomagmás kitörések által.

A törmelékanyagban lévő, uralkodó mennyiségű intermedier kavics méretű elegyrészek több petrográfiai bélyeg tekintetében is hasonlóságot mutatnak más, Dunántúli-középhegységben (balatonfői terület, Budai-hegység) előforduló középső- és késő-triász vulkanitokkal. A Budai-hegység eocén báziskonglomerátumában lévő, hasonló korúnak vélt andezit és savanyú lávakőzetklasztok petrográfiailag hasonlóak a Keleti-Bakony andezit és riolitkavics méretű kőzeteihez.

A durvaszemcsés felső vulkanogén réteg képződési körülményei a déli-alpi Wengeni és Marmoladai Konglomerátum képződményeinek kialakulásával rokoníthatók, azaz képződésük a döntően mészkőből és bázisos-intermedier vulkáni kőzetekből felépülő partszakasztok lepusztulásához köthető, amely során a klasztok tenger alatti tö-

megmozgásokkal kerültek a platformokat körülvevő medencékbe.

A finomszemcsés alsó vulkanogén összlet anyaga eredetileg egy uralkodóan különböző magmás kőzetekből felépült területen történt intermedier-bázisos freatomagmás kitörés során keletkezhetett. A frissen hullott vulkáni törmelékanyag a part közeli, akár szárazföldi vagy sekély vízzel borított felszín borította el nagy tömegben, majd tenger alatti lejtőn lecsúszva ülepedett le véglegesen. A vulkánkitörés és a vulkáni törmelékanyag áthalmozódása és végleges betemetődése között csak nagyon rövid idő telhetett el.

## Köszönetnyilvánítás

A cikk FARICS Éva PhD kutatásának keretében készült. Köszönettel tartozunk NÉMETH Tibornak (MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, ELTE) az agyagásványok röntgen-pordiffrakciós mérésének elvégzéséért, HAAS Jánosnak a munka folyamatos koordinálásáért és BUDAI Tamásnak a minták hozzáféréseinek biztosításáért. Az elektronmikroszkópos vizsgálatokban nyújtott segítségével köszönettel tartozunk BENDŐ Zsoltnak. Köszönjük a lektoroknak, BUDAI Tamásnak, NÉMETH Károlynak és VELLEDETS Felicitásznak, valamint SZTANÓ Orsolya főszerkesztőnek a tanulmány alapos átnézését és hasznos tanácsait, melyek nagyban emelték annak színvonalát.

## Irodalom — References

- ARMIENTI, P., CORAZZATO, C., GROPELLI, G., NATOLI, E. & PASQUARÉ, G. 2003: Geological and Petrographic Study of Montecampione Triassic Subvolcanic Bodies (Southern Alps, Italy). Preliminary Geodynamic Results. — *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, Special Volume **2**, 67–78.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. 1978: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. — *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* **156/2**, 157–178.
- BOSELLINI, A., GIANOLLA, P. & STEFANI, M. 2003: Geology of the Dolomites. — *Episodes* **26**, 181–185.
- BOTTOLI, S. & TROMBETTA, G. L. 1998: Analisi di facies ed ambiente deposizionale del Conglomerato della Marmolada: un sistema torbiditico dominato da flussi ad alta densità (Gruppo Col Rossi-Porta Vescovo, Dolomiti Occidentali). — *Mem. Soc. Geol. It.* **53**, 341–357.
- BRUSCA, C., GAETANI, M., JADOU, F. & VIEL, G. 1981: Paleogeografia Ladinico-Carnica e metallogenese del Sudalpino. — *Memorie della Societa Geologica Italiana* **22**, 65–82.
- BUDAI T. 1992: Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps. Stratigraphic correlation. — *Acta Geol. Hung.* **35/3**, 217–236.
- BUDAI T. 2004: Középső-triász medencefaciések és vulkanitok a Zsámbéki-medencében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2002**, 189–194.
- BUDAI T. 2006: Medencék és platformok kialakulása és fejlődése a Bakony középső-triász története során. — *Kézirat*, Akadémiai doktori értekezés, Országos Földtani Szakkönyvtár, Budapest, 79 p.
- BUDAI, T. & HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland (Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* **40/3**, 307–335.
- BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. — *Acta Geologica Hungarica* **35/3**, 237–250.
- BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1993: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. — *Acta Geologica Hungarica* **36/1**, 3–13.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G. & HORVÁTH I. 1985: Jelentés a Buchensteini Formáció inotai szelvényének vizsgálatáról. — *Kézirat*, magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár (T. 13397), Budapest, 18 p.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* **197**, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A. & LELKES Gy. 2001: Középső- és késő-triász platform- és medencefaciések a Keleti-Bakonyban. — *Földtani Közlemény* **131/1–2**, 71–95.
- BUDAI T., NÉMETH K. & PIROS O. 2005: Középső-triász platformkarbonátok és vulkanitok vizsgálata a Latemar környékén (Dolomitok, Olaszország). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **2004**, 175–188.

- CARRARO, A. & VISONÀ, D. 2003: Mantle xenoliths in Triassic camptonite dykes of the Predazzo Area (Dolomites, Northern Italy): petrography, mineral chemistry and geothermobarometry. — *Eur. J. Mineral.* **15**, 103–115. <http://dx.doi.org/10.1127/0935-1221/2003/0015-0103>
- CASSINIS, G., CORTESOGNO, L., GAGGERO, L., PEROTTI, C. R. & BUZZI, L. 2008: Permian to Triassic geodynamic and magmatic evolution of the Brescian Prealps (eastern Lombardy, Italy). — *Boll. Soc. Geol. It.* **127/3**, 501–518.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F. A., ROSSI, P. L., SELLI, L. & SIMBOLI, G. 1988: The Middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. — *Tectonophysics* **146/1–4**, 79–89. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90083-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(88)90083-2)
- CHALOT-PRAT, F., FALLOON, T. J., GREEN, D.H. & HIBBERSON, W. O. 2010: An Experimental Study of Liquid Compositions in Equilibrium with Plagioclase + Spinel Lherzolite at Low Pressures (0–75 GPa). — *Journal of Petrology* **51/11**, 2349–2376. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq060>
- CROS, E. & SZABÓ, I. 1984: Comparison of the Triassic volcanogenic formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic criteria. — *Acta Geologica Hungarica* **27/3–4**, 265–276.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., SIORPAES, Ch. & VAIL, P. 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). — *Memorie Scienze Geologiche* **45**, 1–27.
- DELLINO, P., GUDMUNDSSON, M. T., LARSEN, G., MELE, D., STEVENSON, J. A., THORDARSON, T. & ZIMANOWSKI, B. 2012: Ash from Eyjafjallajökull eruption (Iceland): Fragmentation processes and aerodynamic behavior. — *Journal of Geophysical Research* **117**, <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008726>
- DOGLIONI, C. 1987: Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). — *Journal Structural Geology* **9/2**, 181–193. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90024-1](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(87)90024-1)
- DOGLIONI, C. & NERI, C. 1988: Anisian tectonics in the Passo Rolle Area. — *Rend. Soc. Geol. Ital.* **11**, 197–204.
- DUNKL, I. 1990: A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában. — *Kézirat*, kandidátusi értekezés, MTA, Budapest, 177 p.
- DUNKL, I., HORVÁTH I. & JÓZSA S. 2003: A polgárdi Szár-hegy andezittelérei és szkarnos képződményei. — In: SZAKÁLL S. & FEHÉR B. (szerk.): *A polgárdi Szár-hegy ásványai*. — Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 179 p.
- FARABEGOLI, E. & GUASTI, M. 1980: Anisian lithostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, Southeastern Dolomites). — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/3–4**, 909–930.
- FARICS, É., JÓZSA S. & HAAS J. 2015: A Budai-hegység felső-eocén összletének bázisán települő lávaközet- és tufaklaszokat tartalmazó törmelékes üledékes kőzetek petrográfiai jellegei. — *Földtani Közlemények* **145/4**, 331–350.
- FISHER, V. R. 1961: Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. — *Geological Society of America Bulletin* **72**, 1409–1414. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1961\)72\[1409:PCOVSA\]2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1961)72[1409:PCOVSA]2.0.CO;2)
- GAETANI, M., FOIS, E., JADOU, F. & NICORA, A. 1981: Nature and evolution of Middle Triassic carbonate Buildup in the Dolomites (Italy). — *Marine Geology* **44**, 25–57. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90112-2](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(81)90112-2)
- GAETANI, M., GNACCOLINI, M., JADOU, F. & GARZANTI, E. 1998: Multiorder sequence stratigraphy in the Triassic system of the western Southern Alps. — In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. — *SEPM Special Publication* **60**, 701–717.
- GALLITELLI, P. & SIMBOLI, G. 1971: Petrological and Geochemical Research on the Rocks of Predazzo and Monzoni (North Italy). — *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **2**, 326–343.
- GIANOLLA, P., DE ZANCHE, V. & MIETTO, P. 1998: Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution. — In: Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication* **60**, 723–751. <http://dx.doi.org/10.2110/pec.98.02.0719>
- GYALOG L. & CSÁSZÁR G. 1990: A Bakony hegység fedetlen földtani térképe M = 1 : 50 000. — *A Magyar Állami Földt. Int. kiadv.*, Budapest
- GYALOG L. & HORVÁTH I. (szerk.) 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25000) és a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000). *Magyarország tájegységi térképsorozata*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 316 p.
- GUDMUNDSSON, M. T., THORDARSON, Th., HÖSKULDSSON, Á., LARSEN, G., BJÖRNSSON, H., PRATA, F. J., ODDSSON, B., MAGNÚSSON, E., HÖGNADÓTTIR, Th., PETERSEN, G. N., HAYWARD, C. L., STEVENSON, J. A. & JÓNSDÓTTIR, I. 2012: Ash generation and distribution from the April–May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland. — *Scientific Reports* **2**, 572, <http://dx.doi.org/10.1038/srep00572>
- HAAS, J. & BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* **50/6**, 459–475.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZTYN, L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. — *Tectonophysics* **242**, 19–40. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00157-5](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(94)00157-5)
- HARANGI, Sz., SZABÓ, Cs., JÓZSA, S. & SZOLIDÁN, Zs. 1996: Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Setting in the Northwestern Part of Tethys. — *International Geology Review* **38**, 336–360. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819709465339>
- HORVÁTH, E. & TARI, G. 1987: Middle Triassic volcanism in the Buda Mountains. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sect. Geol.* **27**, 3–16. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00499.x>
- JÓNSDÓTTIR, T. 2015: Grain size distribution and characteristics of the tephra from the AD 871±2 Vatnaöldur and Katla 1918 eruptions, Iceland. — *Manuscript*, M.Sc. dissertation, University of Iceland, Reykjavik, 166 p.
- KÓKAY, J. & RAINCSÁK, Gy. 1983: Földtani leírás a Várpalota és Hajmáskér (Lőter) jelű 20 000-es földtani térkép területéhez. — *Kézirat*, Földt. Int. Középhegységi Adattár (1. sz. Vp32), 37–53.
- KUBOVICS, I. 1985: Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* **28/3–4**, 141–164.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz. & JÓZSA, S. 1990: Petrology and petrochemistry of mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas – an overview. — *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* **25/3–4**, 345–371.
- KUSTATSCHER, E. & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J. 2005: The Ladinian Flora (Middle Triassic) of the Dolomites: palaeo-environmental reconstructions and palaeoclimatic considerations. — *Geo. Alp.* **2**, 31–51.
- MARROCCCHINO, E., COLTORTI, M., VISONÀ, D. & THIRWALL, M. F. 2002: Petrology of Predazzo magmatic complex (Trento, Italy). — *Geochim. Cosmochim. Acta* **66/15A**, Suppl. 1, A486–A486.
- MAURER, F. & SCHLAGER, W. 2003: Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Triassic interplatform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). — *Sedimentology* **50**, 1–22. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00499.x>

- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993: *Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks*. — National Library of Australia, 198 p.
- NÉMETH, K. & BUDAI, T. 2009: Diatremes cut through the Triassic carbonate platforms in the Dolomites? Evidences from and around the Latemar, Northern Italy. — *Episodes* **32/2**, 74–83.
- OBENHOLZNER, J. H. 1991: Triassic Volcanogenic Sediments from the Southern Alps (Italy, Austria, Yugoslavia) – a Contribution to the Pietra Verde Problem. — *Sedimentary Geology* **74**, 157–171. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90038-f](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90038-f)
- PÁLFY, J., PARRISH, R. R., DAVID, K. & VÖRÖS, A. 2003: Middle Triassic integrated U-Pb geochronology and ammonoid biochronology from the Balaton Highland (Hungary). — *Journal of the Geological Society* (London) **160**, 271–284. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764902-029>
- PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E. 1978: Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo a dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). — *Memorie Società Geologica Italiana* **18**, 63–92.
- PISA, G., CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P. L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E. 1980: Middle Triassic magmatism in the Southern Alps. I.: A review of general data in the Dolomites. — *Riv. Ital. Pal.* **85/3–4**, 1093–1110.
- RAINCSÁK Gy. 1980: A Várpalota-Iszkaszentgyörgy közötti triász vonulat szerkezete és földtani felépítése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1978**, 187–196.
- RAVASZ, Cs. 1973: Mineralogical Petrographical studies on Middle Triassic tuffs of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. — *Acta Min.-Petr. Szeged* **21/1**, 123–139.
- ROSSI, P. L., VIEL, G. & SIMBOLI, G. 1977: Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcanica, vulcano-clastica ladinica superiore nell'area del Monte Civetta. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **95**, 433–458.
- SACERDOTI, M. & SOMMAVILLA, E. 1962: Pillowlave, ialoclastiti e altre formazioni vulcanoclastiche nella Regione Dolomitica occidentale. — *Studi Trent Sc. Nat.* **39**, 423–473.
- SCHMIDT, R. 1981: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. — *Geology* **9**, 41–43. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9%3C41:dnacop%3E2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9%3C41:dnacop%3E2.0.co;2)
- SCHOLLE, P. A. & ULMER-SCHOLLE, D. S. 2003: A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. — The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, U.S.A. *AAPG Memoir* **77**, 474 p. <http://dx.doi.org/10.1306/13521924m1093637>
- SLOMAN, L. E. 1989: Triassic shoshonites from the Dolomites, Northern Italy: alkaline rocks in a strike-slip setting. — *Journal Geophysical Research* **94**, 4655–4666. <http://dx.doi.org/10.1029/jb094ib04p04655>
- SOHN, Y. K., PARK, K. H. & YOON, S-H. 2008: Primary versus secondary and subaerial versus submarine hydrovolcanic deposits in the subsurface of Jeju Island, Korea. — *Sedimentology* **55/4**, 899–924. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00927.x>
- STAMPFLI, G., MARCOUX, J. & BAUD, A. 1991: Tethyan margins in space and time. — In: CHANNEL, J. E. T., WINTERER, E. L. & JANSÁ, L. F. (ed.): Paleogeography and paleoceanography of Tethys. — *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **87**, 373–410. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90142-e](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(91)90142-e)
- STRECKEISEN, A. L. 1978: IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* **141**, 1–14.
- SZABÓ, I. & RAVASZ, Cs. 1970: Investigation of the Middle Triassic volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. — *Ann. Hist. Natur. Mus. Nat. Hung.* **62**, 31–51.
- TROMBETTA, G. L. 2011: Facies analysis, geometry and architecture of a Carnian carbonate platform: The Settsass/Richthofen reef system (Dolomites, Southern Alps, Northern Italy). — *Geo. Alp.* **8**, 56–75.
- VIEL, G. 1979: Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi-Meridionali). I–II. — *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* **85/1**, 85–125, **85/2**, 297–352.
- VISONÀ, D. 1997: The Predazzo multipulse intrusive body (Western Dolomites, Italy). Field and mineralogical studies. — *Memorie di Scienze Geologiche, Padova* **49**, 117–125.
- VÖRÖS, A. 2000: The Triassic of the Alps and Carpathians and its interregional correlation. — In: HONGFU YIN, J. M., DICKINS, G. R. SHI & JINNAN TONG (eds): *Permian–Triassic Evolution of Tethys and Western Circum–Pacific*. — Elsevier, 412 p. [http://dx.doi.org/10.1016/s0920-5446\(00\)80011-4](http://dx.doi.org/10.1016/s0920-5446(00)80011-4)
- VÖRÖS, A., BUDAI, T., LELKES, Gy., MONOSTORI, M. & PÁLFY, J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoöklógiai vizsgálatok alapján. — *Földtani Közöny* **127/1–2**, 145–177.
- YOSE, L. Y. 1991: Sequence stratigraphy of Mixed Carbonate/ Volcanoclastics Slope Deposits Flanking the Sciliar (Schlern)–Catinaccio Buildup, Dolomites, Italy. — In: BRANDNER, R., FLÜGEL, E., KOCH, R. & LYNDON, Y. A.: *The Northern Margin of the Schlern/Sciliar–Rosengarten/Catinaccio Platform*. — Guidebook Excursion A, Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Ortisei, 17–39.

Kézirat beérkezett: 2016. 06. 21.