

A telkibányai Cser-hegy–Ó-Gönc riolit-perlit vonulat fáciesgenetikai és paleovulkáni rekonstrukciója

SZEPESI János¹, KOZÁK Miklós¹

¹ Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék H-4010 Debrecen, Egyetem tér 1.

Palaeovolcanic reconstruction of the Cser Hill – Ó-Gönc rhyolitic range, Telkibánya, NW Tokaj Mts

Abstract

The textural and geochemical systemizing of domestic acid rock series based on common factors was not completed within the scope of the raw material exploration and mapping which took place in the 1970's. The genetic scheme of acid lavas established during the geological investigation of the Tokaj Mts left many problems unsolved and the principal one of these is the genetic dismembering and interpretation of the perlite-rhyolite rock association. The latter often has thicknesses which exceed 100 m. The explanation of the questions required a new volcanological model combining Hungarian and international scientific experiences. With the relief of this model, facies of the acidic bodies can be easily placed on the time scale of the eruptions due to their essential textural characters. The palaeovolcanic reconstruction becomes easier and more precise with the application of this method. One of our study areas is a hilly range on the right side of the Ósva Valley near Telkibánya in the NW part of the Tokaj-mountains. The diversity of acid lavas and rock facies have made this territory a classic study area and research has been carried out there for a long time. The rocks were emplaced mostly after the explosion phase in the Sarmatian age (i.e. Szerencs Rhyolite Tuff Formation, Kishuta, Pálháza Member). The volcanic cycle tapped a small amount of residue melt and started with a lava flow system (Kőgát), followed by intensive dome activity (e.g. Cser Hill, Ó-Gönc, Ork Hills). The textural zonality of the bodies was formed as the resultants of the mechanical stresses during the emplacement, cooling rates, pressure relations and volatile content. Parts near the surface were chilled and became glass-like due to the fast cooling with the intensive vesiculation and brecciation of the edges. The textural variety of the rhyolites was formed by the higher temperature which caused devitrification and groundmass crystallization toward the insides. The morphological differences influenced the heat flux directions and thus subhorizontal textural zonality was formed at the base of the steep lava domes. The flattened flows had a subvertical arrangement. The original forms and distinct mechanical stability of the glassy and crystalline facies explain the present day morphology.

Keywords: perlite, rhyolite, dome, lava flow, facies, genetic system

Összefoglalás

A hazai savanyú lávakőzet-sorozatokat egységes szempontok alapján történő genetikai szöveti és geokémiai tagolása, értelmezett rendszerezése az 1970-es évek térképezési-nyersanyagkutató munkái keretében nem vált teljessé. A savanyú vulkanitokra a Tokaji-hegység földtani térképezésekor kidolgozott genetikai rendszer több problémát nyitva hagyott, amelyek közül legfontosabb a gyakran 100 méter vastagságot meghaladó perlit-riolit kőzetasszociáció szövet-típusainak genetikai értelmezése. A kérdések tisztázása egy új, a hazai és a nemzetközi szakirodalmi ismereteket ötvöző vulkanológiai modell kialakítását igényelte. A modell segítségével a savanyú vulkán testek fáciesei — alapvető szöveti jellegeik alapján — elhelyezhetők a kitorések időskáláján. Vizsgálataink egyik modellterülete a Tokaji-hegység ÉNy-i részén, a telkibányai Ósva-völgyet É felől keretező hegység. Fáciestani változatossága miatt e terület a származata korszak explóziós vulkán szakaszát követő, döntően lávakőzeteket szolgáltató savanyú vulkanitok (Szerencsi Riolituffa Formáció Kishutai és Pálháza Tagozat) klasszikus, régóta vizsgált előfordulása. A kismennyiségű maradékolvadékok megcsapoló vulkán ciklus egy riolit lávaárszerkezet létrejöttével indult (Kőgát), amelyet intenzív dómtevékenység (Cser-hegy, Ó-Gönc, Ork-hegyek) követett. A testeken belüli szöveti övezetesség a helyfoglaláshoz kapcsolódó mechanikai igénybevétel, a hűlési ráta, a nyomásviszonyok, és a könnyenilló tartalom eredőinek függvényében alakult ki. A testek felszínhez közeli részei a gyors lehűlés eredményeként üvegesen dermedtek meg, a peremek intenzív

horzsásodása, breccsásodása mellett. A belső részek felé emelkedő hőmérséklet devitrifikációt, alapanyag krisztallizációt okozva hozta létre a riolit szöveti változatait. A hőkiáramlás irányait befolyásoló morfológiai különbségek miatt a meredek dómok bázis részein a szöveti zónák szubhorizontális, míg a lapultabb lávaárak esetében szubvertikális elrendeződése alakult ki. Az elsődleges formák, az üveges és kristályos fáciesek eltérő mechanikai szilárdsága a mai eróziós formakincset is értelmezhetővé teszik.

Tárgyszavak: perlit, riolit, dóm, lávaár, fácies, genetikai rendszer

Problémafelvetés, célkitűzések, adatforrások

A savanyú lávaközetekkel kapcsolatos kőzettani-fáciestani észlelések a XVIII. századig nyúlnak vissza (FICHTTEL 1791, TOWNSON 1797, ESMARK 1798). A RICHTHOFEN által 1861-ben nevesített átfogó „riolit” kőzetkategoría genetikai kérdéseinek (pl. perlitképződés) tisztázására azonban a XX. második feléig várni kellett.

A Tokaji-hegység földtani térképezésekor PANTÓ (1964) és ILKEYNÉ PERLAKI (1964, 1972a) által kialakított genetikai rendszer legfontosabb érdeme az addig már sok kutatót tévútra vezető obszidián-perlit-riolit asszociáció fő és átmeneti kőzettípusainak elkülönítése volt. A térképezés tapasztalatait összegezve azonban komplex vulkanológiai értelmezésre, a fácies-forma kapcsolatok tisztázására csak a kisebb testek esetében nyílt lehetőség. Az akár több 100 méter vastagságot meghaladó lávaközet-sorozatok tagolása az addig napvilágot látott nemzetközi analógiák alapján nem valósulhatott meg.

Az extruzív-effuzív savanyú vulkáni rendszer genetikai és fáciestani kérdéseit az USA Ny-i részén (Kalifornia, Oregon, Idaho) nagy tömegben jelentkező savanyú lávaközetek részletes terepi és fúrómagvizsgálatokon alapuló feldolgozása tudta egységesen értelmezett rendszerbe rendezni (MANLEY & FINK 1987, FINK [ed.] 1987 stb.). Ennek eredményei azonban, sajnos csak a legutolsó tokaji-hegységi perlit prognózist (GYARMATI 1981) követően láttak napvilágot.

A savanyú lávaközetekkel kapcsolatban végzett korábbi kutatásaink (KOZÁK 1979, GYARMATI et al. 1986, SZEPESI et al. 1999) és a terepbejárások során a következő célkitűzések fogalmazódtak meg:

1. a korábbi kutatások fűrészdokumentációinak újrafeldolgozása,
2. a fáciesek és szöveti változatok nevezéktani, genetikai újraértékelése,
3. a helyfoglalási folyamatok tagolása, a szöveti változatok elhelyezése a kitorések relatív időskáláján,
4. paleovulkáni dóm és lávaár helyfoglalási modell megrajzolása,
5. a kiválasztott modellterület 200 métert meghaladó lávaközet-sorozatának tér és időbeli tagolása.

A telkibányai Ósva-patakot keretező vulkáni hegység újrvizsgálatát a testek és fáciesek változatossága (lávaár, összetett és monogenetikus dagadókúpok), a fő- és mellékvölgyek által biztosított eróziós feltártság, a nyersanyagkutatás szolgáltatta mélyfűrészi információk indokolták. A terepbejárások feladata az eredeti formák és főként a szegegyfáciesek erőteljes erodáltsága miatt azoknak a szöveti

bélyegeknél az azonosítása volt, amelyek a testek szerkezetének és kapcsolatrendszerének rekonstrukcióját lehetővé teszik. A részletes mintavételezés eredményeként a szöveti vizsgálatokhoz mintegy 15 nagyméretű felületi és több mint 150 mikroszkópi vékonycsiszolat készült, ahol a szöveti irányítottság indokolta, ott egymásra merőleges, orientált metszeteket is vizsgáltunk. A földtani kort a Cser-hegy riolitjából e tanulmányhoz, a Debreceni Atommagkutató Intézetben készült K/Ar kormeghatározás tisztázta.

A kőgáti területen a perlit nyersanyagkészleteinek megismerésére két felderítő kutatás is történt (ILKEYNÉ PERLAKI 1972b, GYARMATI 1981). A kőzetváltozatok petrográfiai és geokémiai jellemzéséhez a kutatási zárójelentések leírásait és főelem-analíziseit (61 db) is felhasználtuk. A nyomelem- és ritkaföldfém-eloszlás összehasonlító elemzése irodalmi források (DOWNES et al. 1995, RÓZSA et al. 2006) és tanulmányunkban publikált adatsorok alapján lett összeállítva. Elemzéseink a Magyar Állami Földtani Intézet geokémiai laboratóriumában készültek. A főelemek ICP-AES, a nyomelemek és ritkaföldfémek ICP-MS módszerrel kerültek meghatározásra (BARTHA & BERTALAN 1997).

Kutatástörténeti vázlat

Telkibánya a Kárpát-medencei érchordozó neutrális és a fáciesgazdag savanyú vulkanizmus egyik klasszikus előfordulási területeként több mint két évszázada vonzza a hazai és külföldi kutatókat (FICHTTEL 1791, ESMARK 1798, ZIPSER 1817). Az észlelések zöme azonban nagyon sokáig csak a Kánya-hegy központú aranybányászati terület kőzetanyagára vonatkozott, míg a savanyú lávaközetekkel kapcsolatban csak szórványos említések történtek. A XIX. század második fele a magmás petrográfia forradalmi időszaka volt, ekkor kezdődött meg a korábbi ismeretek rendszerezése. Ennek egyik legfontosabb állomásaként RICHTHOFEN (1861) ásványtani és kémiai vizsgálatok alapján létrehozta a riolit kőzetkategoriót. Szintézisének megalkotásakor egyik fontos kutatási területe volt Telkibánya környéke, ahol elkülönítette az alapvető riolit (fluidális, litoidos) és perlit (obszidiános, szferolitós) típusokat. A perlit keletkezését a korabeli „neptunista” felfogást képviselve a láva vízbeömlésével magyarázta. A terület első 1: 144 000 méretarányú földtani térképének elkészítése WOLF (1869) nevéhez fűződik.

SZABÓ J. bányamérnök geológust, a riolitok első hazai kutatója szorosan kötődött a Hegyaljához és tágabb értelemben a Tokaji-hegységhez. Az obszidiánokkal kapcsolatban Telkibányán is végzett megfigyeléseket és a perlit

obszidiánból történő származása mellett foglalt állást (SZABÓ 1867), amelyet később kísérletekkel is igazoltak (ROSS & SMITH 1955). A Szabót követő petrográfiai leírások (SZÁDECZKY 1886, 1890, VENDL 1927) genetikai kérdéseket nem feszegettek, osztályozásaik alapját a csekély mennyiségű fenokristály-tartalom jelentette, melynek alapján ortoklász és plagioklász riolitokat különítettek el.

A terület kőzetanyagának első monografikus leírása Liffa A. nevéhez fűződik, aki alapvető munkájában több mint 20 éves kutatásainak eredményeit foglalta össze (LIFFA 1953a, b). Helyesen ismerte fel, hogy „a perlit a riolitláva fáciéseként tódult a felszínre”, ám ezt a nagyon fontos megállapítást a későbbi kutatások nem vették figyelembe. A ciklus utolsó képviselőjeként HERMANN (1952) foglalkozott a riolitok közettani és geokémiai jellemzésével. Aprólékos mikroszkópi vizsgálatokkal elkülönített, a devitrifikáció sokszínűségét tükröző riolit típusainak terepi lehatárolása azonban szinte lehetetlen feladat.

Az 1960-as években a Tokaji-hegység földtani térképezésének és nyersanyagkutatásának megindulása új modell kialakítását tette szükségessé. A nemzetközi vulkanológiában ekkor csúcsonyuló ignimbrit kérdéskörrel párhuzamosan PANTÓ és ILKEYNÉ PERLAKI ekkor alakították ki a láva-habláva-piroklasztikum ár fő kategóriákból álló genetikai rendszerüket. A láva (obszidián-perlit) és habláva (riolit) kategóriákat illótartalom alapján egyértelműen különválasztották, s a közöttük lévő szoros kapcsolatot nem tartották valószínűnek. Az ide vonatkozó korábbi megfigyeléseket (LIFFA 1953a, VARJÚ 1956) nem illesztették rendszerükbe. Eredményeik összefoglalását a Sátoralja-újhely 1:200 000 magyarázó (PANTÓ in BÓCZÁN et al. 1966) és a Tokaji-hegység savanyú vulkanizmusát egészében felölelő monográfia tartalmazza (ILKEYNÉ PERLAKI 1972a). Vizsgálataink területünk kőzetváltozataira vonatkozó részletes észleléseket a Gönc és Nyíri 1:25 000 méretarányú földtani magyarázó és térképlapok közölnek (ILKEYNÉ PERLAKI 1966, 1978). A Telkibánya környezetében (főként a Kőgát környékén) azonosított nagy mennyiségű perlit feltárására és készleteinek meghatározására két ciklusban folyt nyersanyagkutatás (ILKEYNÉ PERLAKI 1972b, GYARMATI 1981). Bár az orosz kísérleteken alapuló modellel (VOLAROVICS 1944) a perlit haszonanyag eloszlásában rejlő törvényszerűségek értelmezhetők voltak, a fáciések és az eróziós formakincs kapcsolatának feltárásával adósk maradtak. A Csenkő-vízgyűjtő felépítésének és eróziós transzport folyamatainak vizsgálatakor (KOZÁK 1979) ezek a kérdések részben megfogalmazódtak, de megoldásukra akkor még nem nyílt lehetőség.

A kutatások a Kurtabérci-patak mentén jelentkező opálváltozatokra is ráirányították a figyelmet és tisztázták a riolitváltozatokkal fennálló genetikai kapcsolatokat (KOZÁK 1979, GYARMATI et al. 1986). A hazai ásványlelőhelyeket feldolgozó sorozat keretében 1994-ben jelent meg a Telkibányára vonatkozó földtani ismeretek monografikus összefoglalása. Bár ez nagyobb részben a kánya-hegyi érces terület ásványtani-petrográfiai ismereteit tartalmazza, a riolitos terület kőzetföldtani viszonyait, az opál történetét,

ásványtani vizsgálatának eredményeit is ismerteti (KOZÁK 1994, PAPP 1994, TAKÁCS 1994).

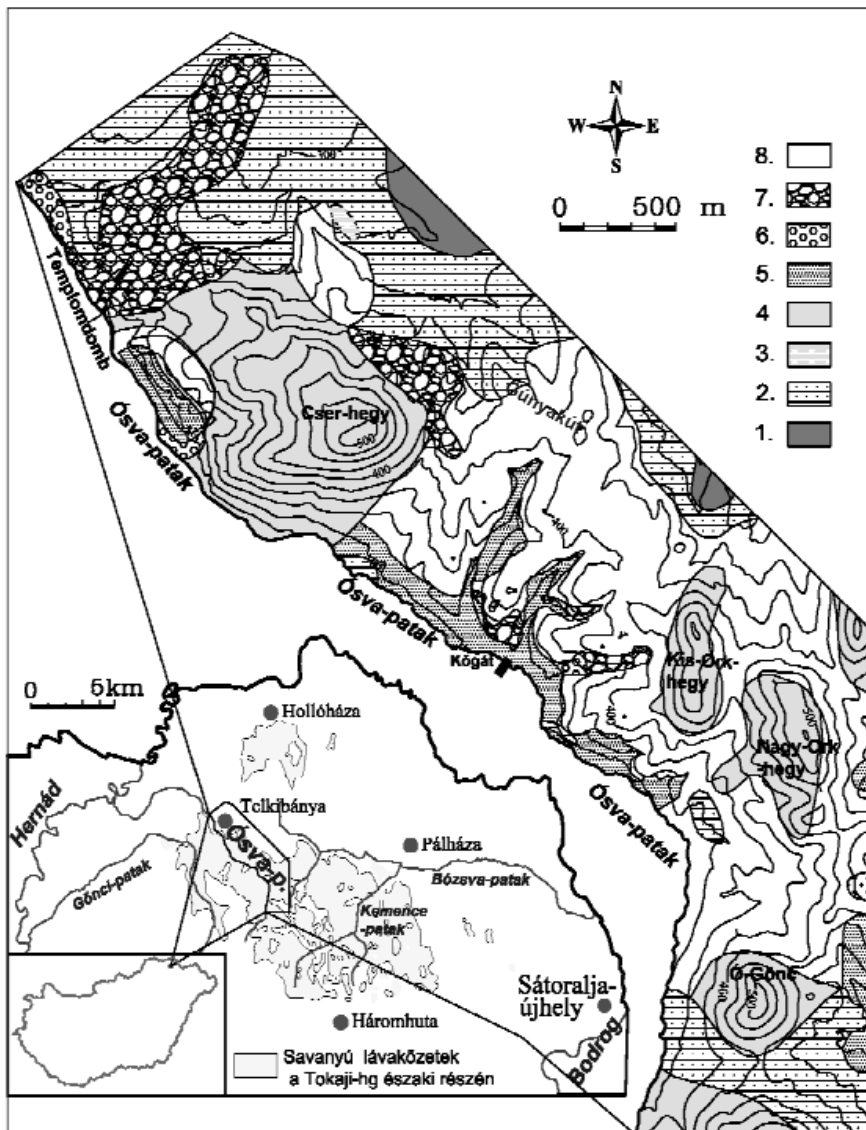
Szerkezeti viszonyok, földtani környezet

A jelen munkában vizsgált riolit-perlit vulkáni vonulat Telkibányától DK-i irányban, a község fölött magasodó, tájképileg is jellegzetes Cser-hegytől az Ó-Göncig húzó alacsony középhegységi erodált vulkáni hegysort öleli fel. A savanyú vulkanizmus termékei jóval nagyobb felszíni elterjedésben K-i irányban Pálházáig, DK felé Óhuta környékéig követhetők a felszínen (1. ábra).

A kitörési centrumok némileg centrolabiális jelleggel a tágabb térség mezotektonikai szerkezetéhez, az alaphegységi aljzat töréseihez igazodnak. E szerkezetfejlődés fő fázisai és tendenciái a közeli Bükk hegység és az Uppony–Szendrői paleozoos küszöb kiemelt alaphegységi tönkjain tanulmányozhatók legjobban. Az ottani mérések egyértelműen igazolják, hogy az északkelet-magyarországi térség a késő-jurától a jelen időszakig alapvetően két fő, egymásra közel merőleges kompressziós hatásnak volt kitéve. Ezek részben ismétlődtek, részben térben és időben átfedték egymást (KOZÁK et al. 2001). Ugyanakkor a két fő térrövidülési irány (ÉK-i, ÉNy-i) azonos orientációja, fejlett haránttörései és diagonális törésrajai meghatározták a köpenyig felhasadozott kéreg magma-felnyomulási irányait. A kettő közül az ÉK-i vergenciájú tekinthető elsődlegesnek és korábban lecsengő hatásának az ÉNy-ival szemben. A Tokaji-hegység esetében a kétféle kompresszió erőteljes kiemelkedést és kétirányú gyűrődést eredményezhetett, a mezozoos rétegsor csaknem teljes lepusztulását idézve elő. A későbbiekben, feltehetően a miocén során a két erő megújult eredőjeként északias vergenciájú kompresszió érvényesült, melynek É–D-i haránttörései és konjugált litoklázisai a Tokaji-hegység aljzatában is érzékelhetők.

A badeni korszak elején egy 100 km hosszú, ÉÉK–DDNy-i csapású vulkano-tektonikus sülydedékben kezdődött meg a ma szlovákiai Eperjes–Szalánci-hegységgel földtani egységet alkotó Tokaji-hegység rétegvulkáni komplexumának kialakulása. A vonulatnak a Belső-Kárpáti-öv tagjaihoz hasonló markáns bimodalitása mellett egyediségét az andezites és a riolitos termékek közel azonos arányú megjelenése adja. A működés az általános medencefejlődési tendenciáknak megfelelően szubmarin környezetben indult, majd a vulkáni anyag mennyiségének növekedésével a szárazföldi térszín fokozatos dominánssá válását idézte elő.

Az andezites-dácitos centrumok mellett (Baskó-Regéc, Vágáshuta-Fekete-hegy), tufaárakat, pliniuszi kitöréseket szolgáltató savanyú vulkáni központok működtek (Telkibánya–Pálháza, Erdőbénye–Erdőhorváti, Abaújszántó–Szerencs–Bodrogkeresztúr). A sekélyszintű magmakamrák fejlődési tendenciáinak megfelelően (COLE et al. 2005) a nagy vastagságú tufahorizontok kialakulását a kitörési energia csökkenésével, változó intenzitású, int-



1. ábra. A vizsgálati terület egyszerűsített földtani térképe és tágabb környezetének helyszínrajza. Készült a Gönc és Nyíri M = 1:25 000, valamint a kőgát (ILKEYNÉ PERLAKI 1972b) és a tokaji-hegységi perlit prognózis (GYARMATI 1981) M = 1:1000 és 1:5000 földtani térképlepok felhasználásával

Feküképződmények (szarmata): 1 – Piroxénandezit (Baskói Andezit Formáció), 2 – Savanyú piroklasztikumok (átalmozott, hullott és ártufák), 3 – Agyag (Szerencsi Riolituffa Formáció, Kékedi Tagozat, Füzérkomlói Tagozat), Savanyú lávaközetek (szarmata-pannoniai, Szerencsi Riolituffa Formáció Kishutai Riolit és Pálháza Perlit Tagozat): 4 – Riolit (szürke fluidális és vörös), 5 – Perlit (gyöngyköves, obszidián jellegű), 6 – Szférolitos perlit, 7 – Perlitbreccsa, 8 – Horzszaköves perlit

Figure 1. Geological map of the study area with the layout of the surroundings (Based on Gönc and Nyíri M = 1:25 000 and M = 1:1000, 1:5000 geological maps of Telkibánya-Kőgát (ILKEYNÉ PERLAKI 1972 b and Tokaj Mts (GYARMATI 1981) perlit predictions

Bedrocks (Sarmatian): 1 – Andesite (Baskó Andesite Formation) 2 – Acid pyroclastics (reworked, ash fall tuffs and ignimbrites, 3 – Clay (Szerencs Rhyolite Tuff Formation, Kékedi, Füzérkomlós Sections), Acid lavas (Sarmatian-Pannonian, Szerencs Rhyolite Tuff Formation, Kishuta Rhyolite and Pálháza Perlit Members), 4 – Rhyolite (grey fluidal and red), 5 – Perlite (obsidian-like, grey perlit), 6 – Spherulitic perlit, 7 – Perlit breccia, 8 – Pumiceous perlit

ruzív-extruzív jellegű dóm és lávaár tevékenység követte. E ciklusokból a hegység fejlődéstörténete folyamán 3 zajlott le (badeni, szarmata, szarmata-pannoniai). A szarmata ciklus („felső-riolituffa”, Szerencsi Riolituffa Formáció Pálháza és Kishutai Riolit Tagozata, KOZÁK & PÜSPÖKI 1999, GYALOG & BUDAI 2004) legnagyobb területi kiterjedését és intenzitásmaximumát a Tokaji-hegység északi riolitterületén érte el, SZÁDECZKY (1886) szavaival „Magyarország legnagyobb riolitmasszáját” hozva létre. A Gönc-től Pálházáig húzódó terület a vulkanizmus

őskörnyezeti viszonyai és az extruzív-működés arányának jelentős eltérései alapján területileg kisebb egységekre tagolható (SZEPESI 2004). Így jelen vizsgálati körzetünk a gönci Nagy-patak és a Sényő-völgy közötti lávaközet dominanciával jellemezhető Gönc-Telkibányai-egység része (1. ábra).

Az Ósva-patak vízgyűjtőterületének felszínét mintegy 20%-ban felépítő perlit- és riolitváltozatok felkijét a szarmata első felében kiújuló extruzív vulkanizmus hullott és sekélytengeri körülmények között áthalmazott, gyakran üledékekkel keveredő agyagos-tuftos változatai képviselik (Szerencsi Riolituffa Formáció Kékedi Tagozata). A tufasorozat kialakulása vulkanotektonikus beszakadásokat idézett elő, melynek következményeként a telkibányai pincesoron még felszínén lévő összlet K–DK felé változó mélységbe került. Míg a Kis-Ork-hegy K-i oldalán mélyült Telkibánya Tb–3 fúrás máshol nem észlelt, kiemelt helyzetben 420 méter tszf. magasságban harántolta, az Ósva patak völgytalpán (313 m tszf.-tól) mélyített 100 méteres Tb–5 fúrás nem érte el és talpig fluidális riolitban haladt (6., 7. ábra). Területünk-től D-re, a gönci Nagy-patak völgyében mélyült Tb–7-es fúrás 276 méter tszf. magasságban ért el egy összesült riolit ártufaszintet. Ezek alapján a kutatási terület 20 km²-es környezetében egy mozaikosan, 200 métert is meghaladó szintkülönbségekkel tagolt, egyenetlen aljzatú, D–DK-i lejtésirányú szarmata paleovulkáni térszín rajzolható meg.

A kutatásunk tárgyát képező lávaközetek (Szerencsi Riolituffa Formáció Pálháza, Kishutai Riolit Tagozat) a Cser-hegy riolitjának

K/Ar korvizsgálata alapján 11,77±0,33 millió évvel ezelőtt, már szárazföldi környezetben kezdték meg helyfoglalásukat. Az olvadékok felszínre kerülése az aljzat töréseivel és az ártufa szolgáltatási központok beszakadási irányaihoz igazodott (egy ilyen központot Telkibánya ÉNy-i részén azonosítottak HORVÁTH & ZELENKA 1994). A vizsgált vonulat csapásiránya az ÉNy–DK és az erre merőleges lefutású törérendszer dominanciáját támasztja alá.

A savanyú vulkáni ciklus extruzív és a lávaközeteket szolgáltató extruzív ritmusával térben és időben össze-

fogazódva, több fázisban intermedier magmafelyomulás történt. A vizsgálati területtől északra kálimetaszomatizist szenvedett andezittek találhatók (*Baskói Andezit Formáció, Telkibányai Kálimetaszomatit Tagozat*). Az Ósya-patak DNy-i vízvázalástól vonulatának tetőrégióját, a riolit erodált felszínére települve a Tokaji-hegység utolsó intermedier ciklusát képviselő savanyú, lemezes piroxénandezit centrolabiális centrumokhoz köthető lávaárroncsai építik fel („tetőandezit” *Amadévári Andezit Formáció*).

A vulkanitok Telkibánya környéki bimodális kifejlődése több eltérő mélységben kialakult, változóan differenciált és kontaminált anyagú másodlagos-harmadlagos magmakamra közel egyidejű létezését valószínűsíti. Ezek orientált hőkiáramlása, felfűtő, elemeket és pórusfolyadékokat remobilizáló hatása okozhatta a terület főként É-i részének káliumban gazdag, kovás, néhol érces oldatok által létrehozott eleműsüléseit (K-metaszomatózis, hidrotermás ércesedés, É–D-i csapású szubvertikális dőlésű kovás és limonitos telérek, agyagosodás, hidro- és limnokvarcit-képződés).

A savanyú vulkáni testek rekonstrukciójának módszertani kérdései

A vulkáni testek típusai, helyfoglalási modellek

A savanyú lávák helyfoglalásakor kialakuló fácies-sorozat első teljes leírását Tolcsva környezetének térképezésekor VARJÚ (1954) készítette el. A hegység más területeire kiterjesztett hasonló rekonstrukció a térképezési, nyersanyag-kutatási célkitűzések mellett háttérbe szorult. CSILLAG & ZELENKA (1999) közelmúltban megjelent modell szerű közelítése a helyfoglalási környezetek átfogó ismertetését nyújtja, de a korábbi kutatási anyagok megállapításainak átvétele mellett részletes folyamat-elemzéssel nem foglalkoztak.

A savanyú vulkáni testeknek két fő típusa ismert a dóm és a lávaár (a látatú a geológiai időskálán rövid életű képződmény). Az olvadékok két különböző jellegű helyfoglalása döntően az olvadék mennyisége és a paleovulkáni térszín morfológiai adottságainak a függvényében választható szét. A vulkáni dómok esetében a kisebb tömeg és az enyhe lejtőszög nem tesz lehetővé nagy mértékű mozgást, az olvadék dagadókúpot képezve a kürtő közelében halmozódik fel. A lávaárak esetében a lejtőszög növekedése a felszínre került olvadék kürtőtől való folyamatos eltávolodását segíti, amelynél így az anyag laterális szétterjedése dominál (FINK & MANLEY 1987). A dómok növekedése összetett folyamat. Ha az olvadék a test belső részén típusos dagadókúp jelleggel akkumulálódik, akkor endogén (9. ábra), ha a felszínre elérve kisebb lávalebeny formájában szétterül, akkor exogén növekedésről beszélhetünk. Az egy rövidebb ciklus alatt létrejött kisebb testek az ún. monogenetikus dagadókúpok. A szakaszos működés,

az endogén és exogén ciklusok váltakozása nagyobb méretű, összetett testeket eredményez, ami a faciéstani rekonstrukciókat jelentősen megnehezítheti (pl. Erdőbénye–Tolcsva, Pálháza).

A fációs genetikai értelmezése

Az elmúlt 30 évben hazai elméleti kutatások hiányában szükségessé vált nemzetközi kutatások (amerikai, új-zélandi, ausztrál, és örmény) eredményeinek összehasonlító feldolgozása. Ez főként egyes jelenségek kiváltó okainak (pl. horzsásodás, mikroexplóziók), hatásmechanizmusainak átértékelését (devitrifikáció,) nevezéktanai és genetikai (breccásodás) egységesítését jelentette. Az I. táblázat az olvadék kialakulásától a posztgenetikus folyamatokig tartalmazza az egyes jelenségek aktivitási intervallumait. A savanyú lávafációs kialakulásában a hőmérséklet (hűlési ráta) vezérlő szerepe mellett a mechanikai igénybevétel, az illótartalom, és a nyomásváltozás lesznek a legfontosabb vezérlő tényezők. Ezek a testen belül elfoglalt térbeli pozíció és a kitörés relatív időrendjének megfelelően juthatnak vezető szerephez és hoznak létre egyedi tulajdonságokkal rendelkező szöveti zónákat-fációsseket.

A savanyú extrúziók sokváltozós rendszere két *elsődleges* faciéstípust hoz létre. A testek leggyorsabban lehűlő szegélyei üvegesen dermednek meg (obszidián), míg az instabil üveg szerkezeti átalakulását előidéző üveg-telenedés (devitrifikáció) és alapanyag-kristallizáció hozza létre a riolit kőzetcsoporthoz. Az üveg-riolit arányokat a felszínközeli vagy felszíni kifejlődés határozza meg. A legkisebb hűlési ráta a kürtő közelében mérhető. A lefjott környezetben, a nagyobb hőtartalom okozta lassú hűlés miatt a keskeny kontaktzónák kivételével szinte az egész anyag devitrifikálódik, a létrejövő riolit aránya a 90%-ot is meghaladhatja. Felszíni körülmények között gyorsabb hűlés miatt az üveg-riolit megoszlás a test méretétől függően tág határok között változhat. Kisebb dómok akár teljesen üvegesek is lehetnek, a méret növekedése a riolitos „mag” arányának növekedéséhez vezet. A lávaárak esetében vastagságtól függően a nagyobb hőmérsékletű, intenzív devitrifikációt szenvedett belső részletek aránya 8–70% között ingadozik (MANLEY & FINK 1987, ORTH & MCPHIE 2003).

A fációs elrendeződése a hűlés irányára alapvetően merőleges, ami a testek morfológiai különbségei miatt eltéréseket mutat. A lapultabb morfológiájú lávaáraknál a fekvő lefutásával párhuzamos, vertikális kőzetsorozat alakul ki (6., 8. ábra), szemben a dómoknál (főként a bázisrészen) a kürtő köré koncentrikusan rendeződő szubhorizontális övezetességgel (9., 10. ábra).

I. táblázat. Lavafáciesek és szövetpusok genetikai rendszere és kialakulása a savanyú erupciós ciklusok elvi folyamatában BONNICHSEN & KAUFMANN (1987), STEVENSON et al. (1994) alapján átdolgozva (a kitöltött téglalapok az adott jelenség intenzitását jelölik)

Table I. Genetic system and formation of the acidic lava facies and textural types in the principled course of an acidic eruption cycle, based and modified on BONNICHSEN & KAUFMANN (1987), STEVENSON et al. (1994) (the coloured rectangles mark the intensity of a manifestation)

| Jelenségek | Relatív kiterjesztési időszakok | | | | | | Fáciesek (szöveti zónák) | Szövetpusok, szerkezeti elemek |
|---|---------------------------------|-----------------------------|-----------------|-------------------------|-----------------------------|------------|--------------------------|---|
| | 1. Olvadék kialakulása | 2. Magma-áramlás a kúrtóban | 3. Kiterjesztés | 4. Extruzió, lavafolyás | 5. Bl. áramozgás megszűnése | 6. Kihűlés | | |
| ILLÓVÁNDORLÁS (kigázosodás módok) piroklasti aktivitás (sok könnyenilló) | | | | | | | | hűdött riolittufák, ártufák |
| horzasodás (keves könnyenilló) | | | | | | | | horzsás obszidiánok |
| nagy méretű gáz-akkumuláció („gázszak”) | | | | | | | | |
| BRECCSÁSODÁS (mozgási-hűlési különbségek) lavafar perem breccsa (blokklava, talus) | | | | | | | | breccsák |
| érintkezési breccsa (lavafarbaázis, dómszegély) mikroexploziós breccszónák (vörös-fekete breccsa) | | | | | | | | |
| belső riolitos breccszónák | | | | | | | | |
| DEVITRIKÁCIÓ (hőörténet) gyors lehűlés nincs devitrikáció | | | | | | | | obszidiántpusok |
| szírtelítos, axiolitos devitrikáció, litofraképződés | | | | | | | | rioltsávós obszidián |
| diszperz alapanyag kristallizáció újrafelhevülés, diagenetikus devitrikáció | | | | | | | | riolit (szürke ereszű, vörösy) |
| HIDRATÁCIÓ (perlitisedés) szingenetikus vízfelvétel | | | | | | | | |
| posztgenetikus vízfelvétel | | | | | | | | perlitválatatok (pl. perlitbreccsa, szírtelítos, gyöngykeves perlit) |
| KRISZTALLIZÁCIÓ (növekedés, töredezés) fenokristályok, zónás továbbnövekedés | | | | | | | | porfíros, mikroporfíros, trachitos, vitrofíros, lávalinos, vitrofíros szövet |
| mikrofenokristályok, mikroliotok, trichitek fenokristály fragmentáció | | | | | | | | |
| FLUIDALITÁS (mozgási irányultság) fluidális szövet kialakulása | | | | | | | | laminaritás, vénáság |
| redők kialakulása útragyűrődés | | | | | | | | örvényáramos szerkezetek |
| ELVÁLÁSOK (kihűlés, kigázosodás) a kúrtó függőleges-íves elválási felületei a belső zónák függőleges elválási felületei vízszintes elválási felületek | | | | | | | | szubvertikális elválás oszlopos elválás lemezség |

A vizsgálati terület kőzettípusai

Az II–III. táblázatokban szereplő kőzettípusok ismertetése a testek hűlési viszonyainak függvényében a külső övektől befelé halad. Az egyes fáciesövek esetében

feltüntettük, a testeken belüli elhelyezkedésüket, szerkezeti, szöveti tulajdonságaikat. A létrehozó domináns folyamat rövid összegzése mellett az értelmezés irodalmi hivatkozásait is szerepelnek.

II. táblázat. A telkibányai perlitfáciesek genetikai-szöveti jellemzése

Table II. Genetic-textural characterization of perlite facies zones at Telkibánya

| | Szöveti zóna | Helyzet | Létrehozó folyamat | Szín, szerkezet | Szöveti jellemzők | Előfordulás | Irodalom |
|----------------|--|---|---|--|---|--|--|
| Perlitfáciesek | Horzsás perlit (I. 1. tábla) | Dóm és lávaár szegély | A láva maradék illótartalma a külső zónákban akkumulálódik és a felszín felé migrálva gáz-áramlást csatornázhat létre | Szürke, rózsaszín, változó mértékben oxidált üveges, fluidális alapanyag, gyenge egyenetlen fejlettségű perlit-es szerkezettel | A gázáramlás horzsa csövei 10-100 µm átmérővel. A horzsásodott alapanyag aránya 5-40 térf. közötti | Kögáti nyersanyag kutató fúrások, Cser-hegy üveges szegélyei (ÉK, DNy). | ILKEYNÉ PERLAKI 1964, PANTÓ 1966, FINK & MANLEY 1987 |
| | Kontakt láva-breccsa (I. 1. tábla) | Dómszegélye lávaárak bázisa | Az olvadékmozgás (dómnál endogén, exogén növekedés) és a gyors hűlés a test szegélyeken mechanikai aprózódást okoz | Szürke szögletes blokkok (30-60 cm) világos színű finom törmelkes (cm-mm) mátrixban | Változó mértékben horzsásodott alapanyag, a kontaktustól távolodva a tömör üveg arányának fokozatos növekedésével. A kontaktus közelében a mátrix limonitosan, agyagosan bontott | Templondomb K-i DK-i szegélye, Tb-11 fúrás 73,5-83,9 m | RICHTHOFEN 1860, SZÁDECZKY 1886, ILKEYNÉ PERLAKI 1972 a |
| | Blokk láva (talus I. 1. tábla) | Szubareális dóm és lávaárfelszín | A kis extrúziós sebesség, a nagy viszkozitás és a gyors hűlés a lávaárszegélyeken intenzív blokkos fragmen-tációt eredményez | Szürke-rózsaszín, blokkok, (Ø <0,5 m, ritkán Ø >0,5 m) finomabb törmelkes (~mm-cm), változó mértékben perlit-es mátrixban | A felszínhez közel dominál a horzsás alapanyag, a belső részek felé egyre tömöttebb, üveges szerkezettel | Kögáti nyersanyag-kutató fúrások legfelső szakasza (~0-20 m) | RICHTHOFEN 1860, ILKEYNÉ PERLAKI 1972a, b |
| | Mikro-explóziós breccsa (kemény perlit-breccsa) | Mozgó lávaár húzásos felszíni szakaszai | Csökkent viszkozitású, illóakkumulációs zónák olvadékmozgás kiváltotta hűzőfeszültség alá kerülése autobreccsás mikroexplózióhoz vezet | Szürke-fekete perlit-es szerkezetű, ép üvegfolttal a tufaszzerűen fragmentálódott vöröses mátrixban | Az oxidálódott, vörös, horzsás mátrixba (<cm) (mm-cm), üveges alapanyagú vagy gyengén devitrifikálódott törmelék ágyazódik. | Kögáti nyersanyag-kutató fúrások változó vastagságú (~m) szintjei | ILKEYNÉ PERLAKI 1972a,b, FINK & MANLEY 1987 ANDERSON et al. 1998 |
| | Perlit (obszidián jellegű, gyöngyköves, I. 1. tábla) | Dóm és lávaár külső átmeneti öv | A növekvő litosztatikai nyomással a horzsásodás megszűnik. A perlit-es szerkezet szín- vagy posztgenetikus gömbszimmetrikus levelesedés és hidratáció eredménye | Obsz. jell. perlit. Fekete-üvegfenyű kagylós törésű változat gyengén fejlett perlit-es szerkezettel (~mm), Gyöngyköves perlit. Szürke, morzsálékos változat jól fejlett (mm-cm) perlit-es szerkezettel | Fluidálisan irányított üveges alapanyag, az egymásba ágyazódó gyöngyköstruktúrák, hagymahéj-szerű, koncentrikus lefutási vonalaival | Ósua és mellékvölgyei Templondomb Cser-hegy Kossuth utcai védett feltárás | SZABÓ 1866, ROSS & SMITH 1955, PANTÓ 1966 ILKEYNÉ PERLAKI 1972a,b |
| | Szferolitós perlit (I. 2. tábla) | Dóm és lávaár középső átmeneti zóna | A nagyobb hőmérséklet hatására meginduló devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció az üveges alapanyagot mikro-, kriptokristályos, szferokristályos struktúrába rendezi | Fluidálisan irányított szürke perlit (1-50%), Sugaras szferoitómegek (10-60 cm) nagyméretű litofizákkal (~cm-dm). Kihengerelt litoidos riolit sávok változatos litofizákkal (cm, dm) | Perlités szöveti közetüveg mikrokristályos-felzites foltokkal, több generációs fluidális szferolit (mm-cm), füzerekek. A nagyméretű litofizák felszíni-nét tridimit kérgezi be. Egy részüket opál (méz, tej viasz, nemes) néha kalcedon töltötte ki | Kögáti fúrások perlit-riolit közötti átmeneti zónái, Cser-hegy Kossuth utcai védett feltárás | ILKEYNÉ PERLAKI 1972a,b KOZÁK 1979 GYARMATI et al. 1986 STEVENSON et al 1994 |

III. táblázat. A riolittípusok genetikai-szöveti jellemzése

Table III. Genetic-textural characterization of rhyolite types at Telkibánya

| | Szöveti zóna | Helyzet | Létrehozó folyamat | Szín, szerkezet | Szöveti jellemzők | Előfordulás | Irodalom |
|---------------|--|--|--|--|---|--|---|
| Riolitok | Szferolitós riolit (I. II. tábla) | Dóm, lávaár középső átmeneti zónája, lávaár alsó kontakt öve | A hűlés szakaszosságát bizonyító szferolitok gyors hőmérsékletváltozás eredményei, a mikrokristályos részletek további hővezetéssel, tartósan nagy hőmérsékleten, alapanyag-krisztallizációval képződtek | Világos, mikrokristályos alapanyag változatos morfológiájú, szürkes színű szferolitgenerációkat (mm-cm) ágyaz magába | A felzites, ekvigranuláris krisztobalitis mezők alkotta mátrixban sugaras elrendeződésű kristálytömbök álló szferolitok. Nyílt szerkezettel (0,5-2 cm) a felzites mátrix a szferolitok között is jelentkezik. A zárt, gömbszerű tömegek kisebb méretűek (<0,5 cm) | Cser-hegy, Ó-Gönc, Kis-és Nagy-Ork-hegy A kögáti lávaár mélyebb tagozatai (fúrásokban) feltárás: Kutyszerítő | SZABÓ 1866, ZIRKEL 1873, SZÁDECZKY 1890, PANTÓ 1966, ILKEYNÉ PERLAKI 1972a KOZÁK 1979 |
| | Malomkő riolit | Csak dombelső | A dombelsőbe jutó, változó könnyenilló tartalmú olvadákok a csökkenő nyomású körülmények között intenzív hólyagüregképződéssel „felhabzanak”. | 1. A stresszmentes környezetben egyenesen felhabzott „darázsok” 2. olvadékmozgás által fluidálisan deformált, ellapult hólyagüregek | Felzites, szferolitós, alapanyag, változó méretű (mm-cm) buborék-generációkkal. | Cser-hegy, Ó-Gönc | PANTÓ 1966 |
| | Szürke erezésű fluidális riolit (I. II., III. tábla) | Dóm, lávaár centrum | A láva lamináris vagy örvényszerű áramlása miatt kialakult folyásos szerkezetet a szövet alkotóelemeinek (devitrifikált övek, litofizák, fenokristályok) irányítottá váló elrendeződése rajzolja ki. | Szürke üveges és világos mikrokristályos részletek mm-cm nagyságrendű változásoka megtorlódo részekben örvényszerű rajzolatokkal. Oszlopos (0,2-2,5 m), pados-lemez (cm-dm) elválási felületekkel. | Felzites, mikrofelzites (<10 µm) övek, szferokristályokkal (100-150 µm), ekvigranuláris krisztobalitis mezőkkel (250-500 µm). A hópehely (snowflake) szövet szabálytalan rekrisztallizálódott foltokként (200-1000 µm) jelenik meg. | Cser-hegy csúcs Ó-Gönc, Ork-hegyek törmeléke, Ósua-völgy menti feltárások, a Kögáti fúrások mélyebb tagozatai. | RICHTHOFEN 1860, SZABÓ 1866, PANTÓ 1966, MANLEY & FINK 1987 |
| | Vörös riolit | Lávaár, dombelső | A szferolitós perlit és fluidális riolit átmeneti zónájában intenzív kovásodás eredményeként létrejött változat. Több helyen erőteljes agyagos elbontás is érte. | 1. Fészkes-litoidos változat 10-30 cm átmérőjű gumók vagy kihengerelt sávok, szürke fluidális riolitban 2. Összefüggő réteg Több méter vastagságban kovásodott zónák | A szferolitós perlit elsődleges szöveti jellegét felülírta a kovásodás. Fluidálisan rendezett felzites, szferolitós alapanyag (felzit, krisztobalitis). Az apró hólyagüregek (mm) falát opál, tridimit, kalcedon kérgezi be | Kutyaszerítő-feltárások, A Kögáti fúrásokban a forrás hasadék csapásában (ÉÉNy-DDK) azonosítható | PÁLFY 1915 BORBÉLY 1922 PANTÓ 1966 ILKEYNÉ PERLAKI 1972a,b, 1978 KOZÁK 1979 |
| Riolitbreccsa | Lávaárbelso, alsó kontakt öv | A olvadékmozgás okozta igénybevétel a hűléssel csökkenő plaszticitási értékek miatt változó mértékű breccsásodást idéz elő a devitrifikáció és alapanyag-krisztallizáció alatt álló belső zónákban | Világos színű szögletes (mm-cm), sajátanyagú törmelék. Az átmeneti hőmérsékleti zónákban (belső, alsó) a mátrixot sötétebb színű üvegananyag adja | A korábban fluidálisan rendezett szferolitós-felzites alapanyagú sávok szabálytalanul illeszkedő törmelékékké deformálódtak. Az igénybevétel a fenokristály töredékek arányának jelentős megnövekedése is jelzi. | Tb-11 fúrás Tb-18 fúrás | PANTÓ 1966 ILKEYNÉ PERLAKI 1972a, b, 1978 KOZÁK 1979 FINK & MANLEY 1987 | |

Savanyú vulkáni üvegek

Recens vulkáni területek esetében ezt a közetcsoportot kizárólag az obszidián és változatai (horzsás, breccsás, szferolitos) alkotják. A paleovulkáni környezet általános sajátossága, hogy a kőzeteik változó mértékű hidratációt szenvednek. ROSS & SMITH 1955, NASEDKIN & PETROV 1962 kísérletileg posztgenetikai, deszcendens vízfelvételt igazoltak. A testek belső részeiben előforduló perlites részletek jelenléte azonban megkérdőjelezi a folyamat ilyen mértékű hatóságát. Itt a mozgás megszűnését követő, kis hőmérsékleten (100–200 °C) bekövetkezett szingenetikus hidratáció valószínűsíthető (MÁTYÁS 1971, DAVIS & MCPHIE 1996).

Riolitok

A riolitok szöveti sokféleségének tudományos igényű rendszerezésére és értelmezésére vonatkozó hazai genetikai álláspont a Tokaji-hegység földtani vizsgálata során alakult ki. PANTÓ (1964) és ILKEYNÉ PERLAKI (1964) a szövétváltoztatásokat „hipomagmaként” a láva változó, általában nagy illótartalmához kapcsolják.

A későbbi külföldi kutatások rámutattak, hogy az olvadék már a kürtőben hatékony illóvesztésen megy keresztül és a gáztartalom a felszínre eljutva jelentősen lecsökken (<0,3%), nem jön létre a habláva állapot (STEVENSON et al. 1994, STASIUK et al. 1996). A szöveti változatok kialakulásának értelmezésében már a hűlés sebességének és időtartamának dominanciája érvényesült. Nevezéktanilag a riolitnak a hűlési folyamat során létrejött összes kristályos szöveti struktúrájának kialakulása a devitrifikáció gyűjtőfogalom alatt került összevonásra. SWANSON et al. 1989 és STEVENSON et al. 1994 a devitrifikáció fogalmát csak a szferolitos, axiolitos és litofizák kialakulására korlátozták. A finom kristályos szöveti részletek kialakulását (ekvigranuláris krisztobalít, felzit, granofiros-hőpehely szövet) az alapanyag-krisztallizáció fogalomkörébe sorolták. A devitrifikáció az olvadék teljes kihűlésével nem ér véget, de a fő hatótényező (a hőmérséklet) megszűnésével jelentősen lelassul (felzítképződés: $\sim 10^{-23}$ cm²/sec, MARSHALL 1961). Ebben további erősödést csak a későbbi extrúziós ciklusok újrafelhevítő hatása jelenthet, amely tényleges rekrisztallizációs szöveti nyomokat eredményez.

A savanyú kőzetváltozatok ásványtani, geokémiai sajátosságai

Az ásványos összetétel a vulkanológiai-morfológiai egységek esetében nem mutat számottevő változatosságot. A kőgáti fúrások modális elemzési eredményeinek összegzése (KOZÁK 1979) és újabb vékonycsiszolat kontroll vizsgálataink alapján a fenokristály tartalom átlaga 10% alatti. Szintelen kőzetalkotók közül a plagioklász a leggyakoribb (8%), ami a korábbi osztályozás alapján a kőzeteket a plagioklász riolitok csoportjába sorolja. Kristályai több méretkategóriában (generációban) fordulnak elő (0,1–1 mm). Kifejlődésük méretüktől függően táblás, léces

megjelenésű, gyakran ikres (albit, karlsbadi) és zónás. A kvarc mennyiségi átlaga 1% vagy az alatti volt, a kerekded, hipidiomorf szemcsék gyakran rezorbeáltak, alapanyag-zárványosak. Alárendelten szanidin is előfordult.

Színes alkotóként rendszeresen tűs, táblás, léces habitusú biotit jelentkezett (<0,1 mm) de csak 1–2% közötti mennyiségben. Pleokroizmusa zöld-barna-fekete, gyakran oxidált, opacitosodott. A barna amfibol gyakorisága bár megközelítette a kvarcét, összmennyisége nem érte el az 1%-ot (0,63%). Ritkaságként 1-2 augitkristály is megjelent, mint a differenciálódás korai stádiumából visszamaradt reliktum.

A lávaár külső öveiben uralkodik az üveges alapanyag, amelynek mennyisége az obszidián jellegű perlitnél éri el a maximumát (akár 100% is lehet). A devitrifikáció öveiben a rekrisztallizálódott alapanyag mennyisége 35–80% közötti, dominál a mozaikos szerkezetű ekvigranuláris krisztobalít, amely sávokban, foltokban jelentkezik. A devitrifikációs litofizák és hűlési repedések felszínét gyakran 0,1–1 mm nagyságot is elérő fenn-nőtt tridimit kérgezi be. Az olvadékkal együtt mozgó kovaanyag maradványából a szferolitos perlit üregeiben opálok váltak ki (nemes, tűz, viasz, méz), míg a Kutyaszorító környéki kovásodás a hólyagüregekben kalcedon megjelenését okozta (KOZÁK 1979).

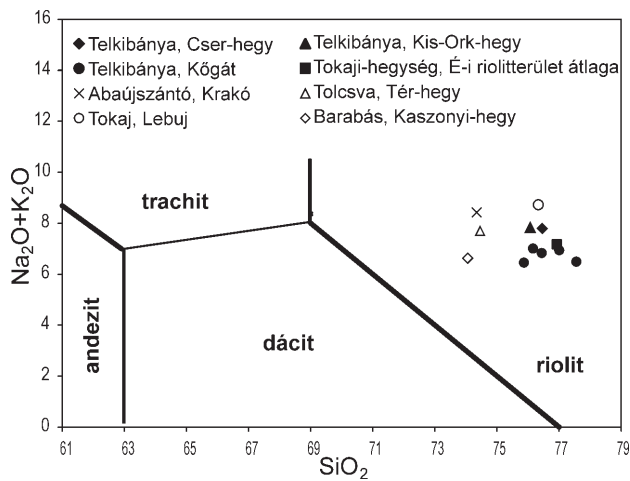
Az Ósva-völgyből felhasznált geokémiai adatokat a nyersanyagkutatás jellegéből adódóan nagyfokú területi és kézzentani koncentráció jellemzi. A Kőgátbérc és szűkebb környezetére korlátozódó vizsgálatok döntően csak a legjobb haszonanyagoknak tekinthető (gyöngyköves, obszidián jellegű, horzsaköves perlit, perlitbreccsa) típusokat érintették (50 db elemzés). A minőség romlása döntően devitrifikációhoz köthető, így e változatok (riolitos perlit, riolit) megkutatottsága is gyengébb (11 db elemzés).

A mintasort nagyfokú homogenitás jellemzi. Eltéréseket a makro és mikro méretekben egyaránt jelentkező szöveti heterogenitás okoz, ami a reprezentatív mintavételt jelentősen megnehezíti (pl, perlitbreccsa, riolitos perlit). A kőzetváltozatok nevezéktani besorolásához leginkább az SiO₂, az alkáliák, a vas és a víztartalom használhatók fel.

A területre összegyűjtött 61 db elemzést megvizsgálva csak 7 felelt meg az ún. Total Alkali Silica (TAS) diagramban való ábrázolhatóság kritériumainak (2. ábra). A vizsgálati terület értékei mellett egyéb tokaji-hegységi riolit- és obszidián-előfordulások és a Kaszonyi-hegy riolit-adatai is szerepelnek (IV., VI. táblázat).

A kőgáti terület elemzései jó összhangot mutatnak az északi riolitterület átlagával, de a Cser- és az Ork-hegy értékei inkább a Tokaji-hegység déli (Tokaj-Lebuj) és középső riolitterületéről (Tolcsva) származó minták értékei felé mozdultak el. Ez Telkibánya környezetében két, kemizmusában kissé különböző kitorési fázist valószínűsít.

A Fe₂O₃/FeO arány módosulását előidéző oxidációs folyamatok leginkább a riolitos perlit és a perlitbreccsa típusú érintették, de riolitok is mutattak kiemelkedő értékeket (V. táblázat). Ezek a változások azonban leginkább a breccsásodás és a devitrifikáció, valamint a horzsásodás öveiben



2. ábra. A telkibányai Ósva-völgy savanyú kőzetváltozatainak helyzete a Total Alkali Silica (LE MAITRE et al. 1989) diagramban

Figure 2. Comparative data of the Ósva Valley acidic rock types in the Total Alkali Silica diagram (LE MAITRE et al. 1989)

IV. táblázat. A telkibányai terület savanyú kőzetváltozatainak főelem összetétele

Table IV. Major elements composition of the acidic rock types of Ósva Valley, Telkibánya

| | Szürke ereszű fluidális riolit | | | | Szferolitós perlit | | | Horzszaköves perlit | | Perlitbreccsa | | Obsz. jell. perlit | Gyöngyköves perlit | |
|--------------------------------|--------------------------------|-------------|-----------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------|---------------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| | 1. Cser-hegy | 2. Ork-hegy | 3. Tb-15. 47,5-50,0 m | 4. Tb-21. 69,4-74,3 m | 5. Tb-11. 96,0-101,3 m | 6. Tb-24. 75,9-80,0 m | 7. Tb-25. 106,1-110,6 m | 8. Tb. Kógát 23. akna 1,8-3,1 m | 9. Tb-11. 58,3-62,2 m | 10. Tb-23. 6,0-8,5 m | 11. Tb-25. 7,5-13,5 m | 12. Tb-13. 39,8-42,8 m | 13. Tb-23. 35,6-40,6 m | 14. Tb-25. 54,3-60,4 m |
| SiO ₂ | 72,91 | 76,33 | 73 | 74,9 | 75,01 | 73,1 | 73,6 | 72,98 | 71,24 | 72,9 | 72,8 | 72,02 | 74 | 73,6 |
| Al ₂ O ₃ | 13,46 | 13,93 | 12,95 | 13,1 | 13,33 | 13,1 | 13,1 | 13,63 | 13,98 | 13,24 | 13,8 | 12,62 | 12,75 | 13,1 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,73 | 0,28 | 1,26 | 0,74 | 0,78 | 0,97 | 1,09 | 0,58 | 1,21 | 1,23 | 1,19 | 0,74 | 0,85 | 1,09 |
| FeO | 0,61 | 0,4 | 0,38 | 0,44 | 0,34 | 0,18 | 0,03 | 0,49 | 0,22 | 0,16 | 0,06 | 0,7 | 0,51 | 0,03 |
| MnO | 0,12 | | 0 | 0,02 | ny | 0,02 | 0,024 | 0,03 | ny | 0,023 | 0,023 | 0,08 | 0,32 | 0,024 |
| MgO | 0,25 | | 0,37 | 0,15 | 1,3 | 0,12 | 0,14 | 0,55 | 0,4 | 0,15 | 0,35 | 0,2 | 0,11 | 0,14 |
| CaO | 1,32 | 0,77 | 1,98 | 1,15 | 0,81 | 1,33 | 1,41 | 1,55 | 1,26 | 1,23 | 1,88 | 1,46 | 1 | 1,41 |
| Na ₂ O | 3,08 | 3,01 | 3,45 | 3,1 | 2,76 | 2,49 | 2,65 | 2,61 | 2,34 | 2,7 | 2,68 | 2,46 | 3,08 | 2,65 |
| K ₂ O | 4,96 | 4,85 | 2,76 | 3,65 | 4,14 | 4,04 | 4,25 | 4,38 | 4,15 | 3,69 | 4,03 | 3,9 | 3,72 | 4,25 |
| TiO ₂ | 0,22 | ny | 0,06 | <0,02 | 0,01 | 0,08 | <0,01 | 0,01 | ny | 0,2 | <0,01 | 0,06 | 0,07 | <0,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | | 0,01 | <0,02 | 0,01 | 0,01 | <0,01 | ny | 0,01 | 0,008 | <0,01 | 0,01 | 0,01 | <0,01 |
| CO ₂ | 0,09 | 0,02 | 0,73 | 0,05 | 0 | 0 | 0,06 | ny | 0 | 0 | 0,06 | 0,75 | 0 | 0,06 |
| H ₂ O ⁺ | 0,98 | 0,42 | 1,72 | 1,85 | 0,9 | 3,81 | 2,54 | 3,75 | 4,21 | 3,81 | 3,8 | 5,47 | 3,2 | 2,54 |
| H ₂ O ⁻ | 0,37 | 0,22 | 2,45 | 0,15 | 0,44 | 0,06 | 0,1 | 0,16 | 0,47 | 0,36 | 0,14 | 0,02 | 0,25 | 0,1 |
| Σ | 100,11 | 100,23 | 99,72 | 99,35 | 99,83 | 99,31 | 99,284 | 100,72 | 99,49 | 99,701 | 100,833 | 100,49 | 99,482 | 99,284 |

1-2. HERMANN (1952); 3., 6., 9-11. ILKEYNÉ PERLAKI (1972); 4-5., 12-16. GYARMATI (1981). Elemzők: 1. SÜRÜ J.; 2. EMSZT K.; 3-6. SZIRMAINÉ; 11. EMSZT M.-SOHA I-né; 5., 9. GUZYNÉ-SOHÁNÉ; 4., 10., 13. SOHÁNÉ-SZÜCSNÉ; 6., 8. SZIRMAINÉ-SOHÁNÉ; 7., 8., 14. BAKÓ Gy.-SOHÁNÉ 3, 12

1-2 HERMANN (1958); 3, 6, 9-11 ILKEYNÉ PERLAKI (1972); 4-5, 12-16 GYARMATI (1981). Analysis: 1 SÜRÜ J., 2 EMSZT K., 3-6 SZIRMAINÉ, 11 EMSZT M.-SOHA I-né, 5, 9 GUZYNÉ-SOHÁNÉ, 4, 10, 13 SOHÁNÉ SZÜCSNÉ, 6, 8 SZIRMAINÉ-SOHÁNÉ, 7, 8, 14 BAKÓ Gy.-SOHÁNÉ 3, 12

jelentkeztek legmarkásabban. ILKEYNÉ PERLAKI (1972a) hosszúköi fluidális rioliton elvégzett vizsgálatai arra mutattak rá, hogy a devitrifikált, litoidos sáv vasban, míg az üveges káliumban volt dúsabb. Egyelőre nem bizonyítható, hogy ez általánosítható tendencia-e. A perlitváltozatok általános jellegzetessége a nagy víztartalom (2-5%). A hidratációs folyamatok előrehaladásával a legszorosabb korrelációt az Na₂O és a SiO₂ csökkenése mutatta. Legnagyobb víztartalommal a horzszaköves, legkisebbsel a szferolitós perlit rendelkezett., ami összefügg az üveges struktúrák nagyobb fajlagos felületével és bomlékonyságával.

A Cser-hegy riolitjából készült fő-, nyom- és ritkaföld elemesort (DOWNES et al. 1995) Tokaji-hegységi obszidián

(RÓZSA et al. 2006) és saját riolitelemzésekkel (Abaújszántó, Kaszonyi-hegy) hasonlítottuk össze (3., 4. ábra). A normaszámításhoz mindkét elemcsoport esetében kondritértékeket használtunk (THOMPSON 1982, SUN 1980), kivéve a Rb, K és a P adatait, ahol a számítás primitív köpenyértékek alapján készült. A Cser-hegy adatai illeszkednek a tokaji-hegységi előfordulások által kijelölt trendbe. Az obszidiánok (Tokaj-Lebuj, Tolcsva) koncentráció viszonyai nem különböznek jelentősen a riolitokétól. A kis mennyiségű fenokristály tartalom miatt a riolitos átlagminták esetében is a mintasorok jellemzőit az alapanyag tulajdonságai, az inkompatibilitás határozta meg. Az elemek között intenzív csökkenést mutatott a Ba, a Sr és a Ti. Kisebbs elmozdulás volt észlelhető a Nb és a P esetében. Az obszidián minták összehasonlító vizsgálata rámutatott, hogy a Nb csökkenése a mészkáli jelleg erősödésével vált egyre kifejezettebbé (RÓZSA et al. 2006). A Zr negatív anomáliája alól Abaujszántó és Barabás jelentett kivételt.

A ritkaföldek esetében a legnagyobb koncentrációt az abaujszántói Krakó, a legkisebbsel a Kaszonyi-hegy esetében észleltük. A ritkaföldfém eloszlása a könnyű ritkaföldfémek (La-Nd) erőteljesebb, míg a nehéz ritkaföldfémek (Sm-Lu) kevésbé kifejezett dúsulását mutatja. A diffe-

V. táblázat. A telkibányai Ósva-völgy savanyú kőzetváltozatainak Fe₂O₃/FeO hányados értékei

Table V. Fe₂O₃/FeO proportions of the acidic rock types, Ósva Valley, Telkibánya

| Fe ₂ O ₃ /FeO | Riolit | Szferolitós perlit | Horzszaköves perlit | Perlitbreccsa |
|-------------------------------------|-----------|--------------------|---------------------|---------------|
| Átlag | 3,03 | 13,37 | 2,15 | 4,09 |
| Szórás | 1,28-9,77 | 2,2-36,33 | 0,70-5,5 | 0,75-20,66 |

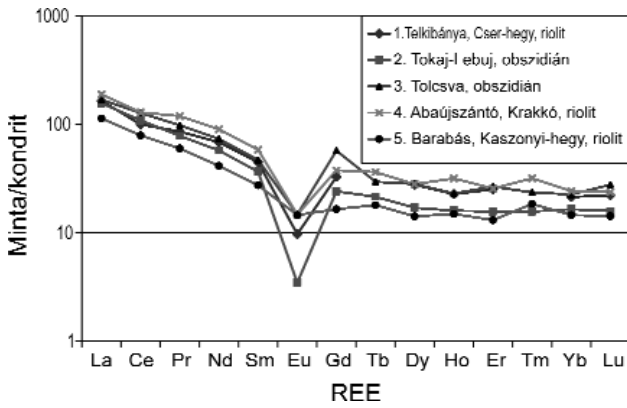
VI. táblázat. A telkibányai Cser-hegy riolitjának összehasonlító fő nyomelem- és ritkaföldfém-tartalma

Table VI. Comparative main, trace and rare earth element data of the Telkibánya Cser Hill rhyolite

| | 1. Telkibánya Cser-hegy (riolit) | 2. Tolcsva, Tér-hegy (obsz) | 3. Tokaj Lebuj (obsz) | 4. Abajszántó, Krakó (riolit) | 5. Barabás, Kaszonyi-hegy (riolit) |
|----------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------|--------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|
| SiO ₂ | 76,25 | 74,15 | 75,78 | 73,6 | 73,2 |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,09 | 0,07 | 0,195 | 0,258 |
| Al ₂ O ₃ | 12,62 | 14,83 | 12,85 | 13,5 | 13,5 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,94 | 1,39 | 1,2 | 2,05 | 1,92 |
| FeO | | | | <0,02 | 0,17 |
| MnO | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,045 | 0,022 |
| CaO | 0,84 | 1,36 | 0,67 | 1,27 | 2,26 |
| MgO | 0,23 | 0,07 | 0,03 | <0,15 | 0,253 |
| Na ₂ O | 3,59 | 3,58 | 3,38 | 3,96 | 3,52 |
| K ₂ O | 4,18 | 4,08 | 5,28 | 4,38 | 3,03 |
| -H ₂ O | 0 | 0 | 0,56 | 0,25 | 0,58 |
| +H ₂ O | 0,23 | 0,17 | 0 | 0,57 | 0,99 |
| P ₂ O ₅ | | 0,05 | 0,08 | <0,15 | <0,15 |
| Össz. | 99,73 | 99,81 | 99,93 | 99,82 | 99,794 |
| Li | | 70 | nd | | |
| B | | 60 | nd | | |
| V | 2 | 1,6 | 0,8 | | 14 |
| Cu | 8 | 23,3 | nd | 22,5 | 3 |
| Zn | 38 | 52 | 48 | 62,2 | 35 |
| As | | 7,5 | nd | 10,9 | |
| Rb | 171 | 221 | 223 | 172 | 111 |
| Sr | 46 | 75 | 12 | 65 | 131 |
| Y | 40 | 34 | 26 | 38,9 | 25 |
| Zr | 96 | 138 | 86 | 248 | 207 |
| Nb | 12 | 19 | 11 | 14,2 | 15 |
| Sb | | 0,4 | nd | 0,7 | |
| Cs | | 9,9 | 10 | 6,07 | |
| Ba | 766 | 729 | 109 | 645 | 619 |
| La | 40 | 41 | 38 | 45,9 | 26,2 |
| Ce | 63,18 | 80,6 | 69 | 81,8 | 48 |
| Pr | 8,23 | 9,4 | 7,5 | 11,4 | 5,5 |
| Nd | 32,18 | 34,6 | 27 | 42,4 | 19,1 |
| Sm | 6,85 | 7,2 | 5,6 | 8,93 | 3,4 |
| Eu | 0,56 | 0,8 | 0,2 | 0,85 | 0,8 |
| Gd | 6,64 | 11,6 | 4,9 | 7,64 | 3,3 |
| Tb | | 1,1 | 0,8 | 1,35 | |
| Dy | 7 | 7,1 | 4,3 | 7,09 | 3,5 |
| Ho | 1,28 | 1,3 | 0,9 | 1,79 | 0,7 |
| Er | 4,15 | 4,4 | 2,6 | 4,22 | 2 |
| Tm | | 0,6 | 0,4 | 0,81 | |
| Yb | 3,51 | 3,7 | 2,7 | 3,98 | 2,2 |
| Lu | 0,56 | 0,7 | 0,4 | 0,6 | 0,4 |
| Hf | | 5,3 | 3,4 | 6,31 | |
| Ta | | 1,9 | 1 | 1,18 | |
| Pb | 26 | 36,4 | 33 | 22 | 14 |
| Th | 22 | 32,4 | nd | 18,3 | 12 |
| U | | 7,1 | 5,2 | 4,06 | |
| La _N /Yb _N | 7,69 | 7,47 | 9,49 | 7,78 | 7,79 |
| La _N /Sm _N | 3,67 | 3,58 | 4,27 | 3,23 | 4,14 |
| Eu/Eu* | 0,25 | 0,26 | 0,11 | 0,30 | 0,66 |
| Gd _N /Yb _N | 1,52 | 2,53 | 1,46 | 1,55 | 1,13 |

1 DOWNES et al. 1995 (ICP-OES), 2-3 RÓZSA et al. 2006 LA-ICP-MS, 4-5 ebben a tanulmányban publikálva. (Elemezte BALLÓKNÉ, KISS B. MÁFI, ICP-AES, ICP-MS)

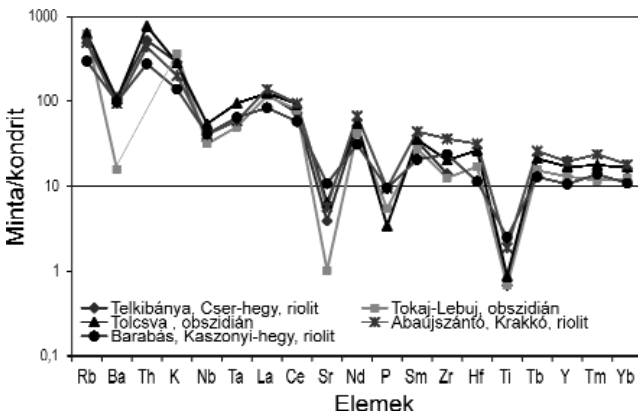
1 DOWNES et al. 1995 (ICP-OES), 2-3 RÓZSA et al. 2006 (LA-ICP-MS), 4-5. published in this study (ICP-AES, ICP-MS, Analysts: BALLÓKNÉ, KISS B.)



3. ábra. A kiválasztott előfordulások kondritra normált nyomelem diagramja. A számításához THOMPSON (1982) adatait használtuk fel kivéve a Rb-ot, K-ot, és a P-ort, ahol normaszámítás SUN (1980) primitív köpenyre megadott értékei alapján történt.

Figure 3. Chondrite normalized trace element variation diagram for the selected outcrops.

The normalizing constants are from THOMPSON (1982) but Rb, K and P are based on the values given for primitive mantle by SUN (1980).



4. ábra. ÉK-magyarországi savanyú vulkanitok kondritra normált ritkaföldfém mintázata.

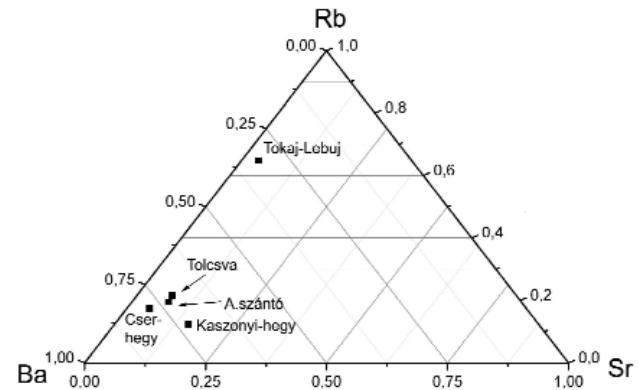
Figure 4. Chondrite normalized REE patterns of NE Hungarian acidic rocks.

renciáció magasabb fokára utal a savanyú olvadékok negatív Eu-anomáliája. Ez a Tokaj-Lebuj esetében volt a legerőteljesebb, amit a Cser-hegy követett. A legkisebb elmozdulás a Kaszonyi-hegynél észlelhető.

A vizsgálatok alapján a nagyobb ritkaföldfém- és nyomelem-koncentráció gyenge korrelációt mutatott a kisebb SiO₂ tartalommal. Az elemek kristallizációs viselkedését leíró *partíciós koefficiens* egyértelműen mutatja egy ásványi fázis frakcionálódásakor a kiválasztott elem kompatibilis vagy inkompatibilis voltát. A felhasznált ásvány/olvadék partíciós koefficiens alapján (ROLLINSON 1998) a Sr és az Eu erőteljes plagioklász, a Ba-káliföldpát, a Rb-biotit kompatibilitása érzékelhető. A Sr és az Eu mennyisége a Lebuj és a Cser-hegy mintáiban volt a legkevesebb. (3., 4., 5. ábra) Az elempár anomáliája a barabási riolitnál volt a legkisebb, a plagioklász nagy, 10% körüli modális arányának köszönhetően. A Ba minden mintában nagy értékekkel jelentkezett kivéve a Lebujt (4., 5. ábra).

Az adatok alapján a vizsgált minták más jellegű kristallizációs, kontaminációs folyamatokon mentek keresztül.

A Cser-hegy esetében a szanidin hiánya a Ba- és K-gazdag oldatoknak az olvadékfejlődési folyamat késői szakaszában, sekélyebb szinten bekövetkezett hozzákeverését valószínűsítik, ami a frakcionációs folyamatokon érdemben már nem tudott változtatni. A legdifferenciáltabb kőzetnek a Lebuj obszidiánja mutatkozott, amelynek egykori olvadéka intenzív plagioklász és szanidin frakcionálódást is átélt. A



5. ábra. ÉK-magyarországi savanyú vulkanitok helyzete a Rb-Sr-Ba háromszög diagramban.

Figure 5. Position of NE Hungarian acidic rocks in the Rb-Sr-Ba ternary plot.

Kaszonyi-hegy kisebb elemkoncentrációi a differenciáció kevésbé előrehaladott voltát, a fejlődési folyamat megszakadását igazolják. Erre utal a korai olvadékokból visszamaradt, reliktum ásványok (piroxén, opak) számottevő jelenléte is.

A vulkánmorfológiai alegységek fáciestani rekonstrukciója

A riolitvulkánok domborzatát vizsgálva szembevetően két morfológiai szint rajzolódik ki, amelynek okai a testek eltérő genetikájában és ezzel összefüggésben az egyes fáciések eltérő eróziós sajátosságaiban keresendők. Az 500 m fölötti tetőszint mindig az ellenálló riolittól épül fel (1. ábra, Cser-hegy, Kis és Nagy-Ork-hegy, Ó-Gönc).

A második, 400 méteres morfológiai szint a Cser-hegy K-i, DK-i oldalán indul és a Kis-Ork-hegyig tart, s részben az Ósva-patak DNy-i oldalán is követhető (Szalonnás-bérc), ezt horzsaköves perlit és breccsás változatai építik fel. A kőzettani és morfológiai sajátosságok a területen 3 területi egység elkülönítését indokolták.

a) *A kőgát-gúnyakúti erodált riolit lávaár.* Az alacsonyabb, 400 méteres morfológiai szint egy közepes méretű lávaár, könnyebben erodálható tetőrégióit reprezentálja. A völgyfejlődés a völgytalpak közelében az erózióknak ellenálló kőzetváltozatok jelenléte miatt lelassult.

b) *A Templomdomb-Cser-hegy összetett dagadókúpja.* A Ny-i hegység rész egyik legnagyobb, összetett dómként értelmezhető egysége, ami döntően riolittól épül fel, 520 méteres magasságával a savanyú extrúziók legmagasabbra

nyomult tagja. Az Ósva- és Vörös-patak a szegélyfácieseket erodálva preparálta ki a dómot környezetéből.

c) *Monogenetikus riolit lávadómak.* A terület DK-i részén megjelenő Kis- és Nagy-Ork-hegy, valamint az Ó-Gönc a Cser-hegyhez képest kisebb méretű riolitdómak, amelyek a ciklus befejezésekként kerültek felszínre. Tetőrégiójuk szintén az 500 méteres morfológiai szint része.

A kőgáti erodált savanyú lávaárszerkezet

A két kutatási fázisban lemélyített 15 darab mélyfúrás (ILKEYNÉ 1972b, GYARMATI 1981) 1137 méter összes hosszúságban, mintegy 200 méter vastagságban harántolta a különböző perlit- és riolitváltozatokat, amely a Kőgát környezetét a Tokaji-hegység egyik legjobban feltárt riolitterületévé tette. A kutatás döntően a perlitkészletek feltárására korlátozódott, a riolitot csak a Tb-11 és a Tb-5 fúrások harántolták relatíve nagyobb mélységben, de annak felüjét egyik sem érte el. A képződmények legnagyobb feltárt vastagsága így 207 méter volt (6–7. ábra).

A rekonstrukcióhoz megpróbáltuk mélyfúrási rétegsorok fáciesöveinek lefutását követni. A lávaár szerkezetben négy fő határzónát jelöltünk ki (7. ábra):

1. A felszínközeli övben a horzsásodás megszűnése és a tömött üveges (perlit) változatok uralkodóvá válása (*külső átmenti öv*).

2. A devitrifikáció erősödésével nagyobb méretű (cm–dm), változó mértékben szétkelt szferolitos, litoidos sávok megjelenése (riolit >10%, *középső átmenti öv*).

3. A riolitos fácies uralkodóvá válása (riolit/perlit >50%, *belső átmenti öv*).

4. Kovásodott fészkek, övek (vörös riolit) megjelenése.

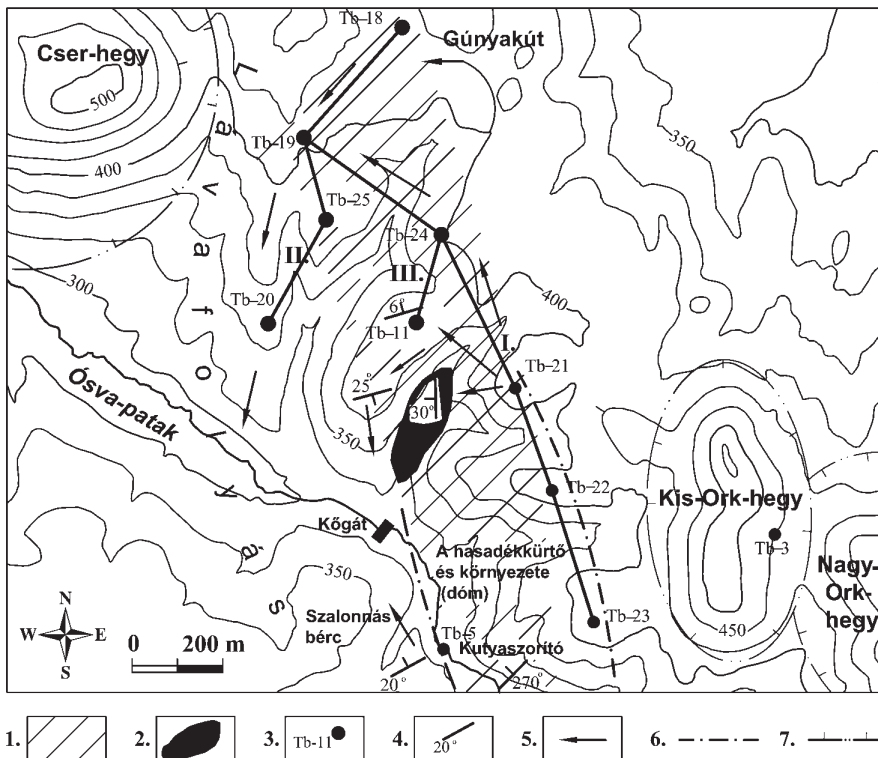
A horzsásodás alsó határának meghúzását a mikroexplóziós breccsatömegek (vörös-fekete perlitbreccsa) nehezítették. Az explóziók bekövetkezése a mélyebb (obszidián) szintek anyagát is felszakította. A létrejött keveréket lencseszerűen ékelődik a horzsásodott és a tömör perlitváltozatok közé, mindkettő anyagát tartalmazva.

A riolitfáciest a nemzetközi szakirodalom nem tagolja tovább. A fúrás rétegsorokban és feltárásokban a hazai közettani munkák által (PÁLFFY 1915, BORBÉLY 1922, KOZÁK 1979) hagyományosan elkülönített, vörös rioliktént definiált zóna is azonosításra került. Kialakulása azonban nem elsődleges folyamat, hanem a szferolitos perlitet meghatározott mélységben és csapásban ért kovásodás eredménye.

A hossz- és keresztmetszvények által kirajzolódó szubvertikális faciéstani övezetesség (7. ábra) megfelelt a savanyú lávaárak jellegváltozásainak (hőmérséklet, nyomás és könnyenilló tartalom). Az üveges fáciesek (perlitváltozatok) kiugróan nagy aránya a felszíni (és a submarin) kifejlődés elsődleges indikátora (ORTH & MCPHIE 2003). Ez

54–103 méter közötti értékekkel még a jelenlegi erodált formában is általánosan meghaladja a test becsült méretének 30%-át, (7. ábra). Eredeti állapotban általánosan 50% fölötti érték valószínűsíthető, ami a gyorsabban hűlő peremi részletek felé még jobban eltolódhatott az üveg javára. A hegység D-i riolitterületein az erodált lávaárak bázisöveinek jelenségei feltárásokban tanulmányozhatók (Tokaj-Lebuj, Abaújszántó-Sátor-hegy SZEPESI et al. 1999, SZEPESI 2007). Ezek vizsgálata és a Tb-11 mélyebb szintjein (73,5–83,9 m) feltárt riolitos horzsakőbreccsa és a Tb-5 fúrásban perlitrel váltakozó riolitrétegei alapján megállapítható, hogy a lávaár egy korábbi láciklus változó mértékben erodált felszínére települ. Az alsó kontakt zóna folyamatainak pontosabb értelmezését a fúrási rétegsorok részletes makroszkópos újrvizsgálata tudta volna tisztázni. A minták sajnos a magraktárak racionalizálásakor megsemmisültek

A fáciesövek DK–DDK felé követhető emelkedése a hasadékk

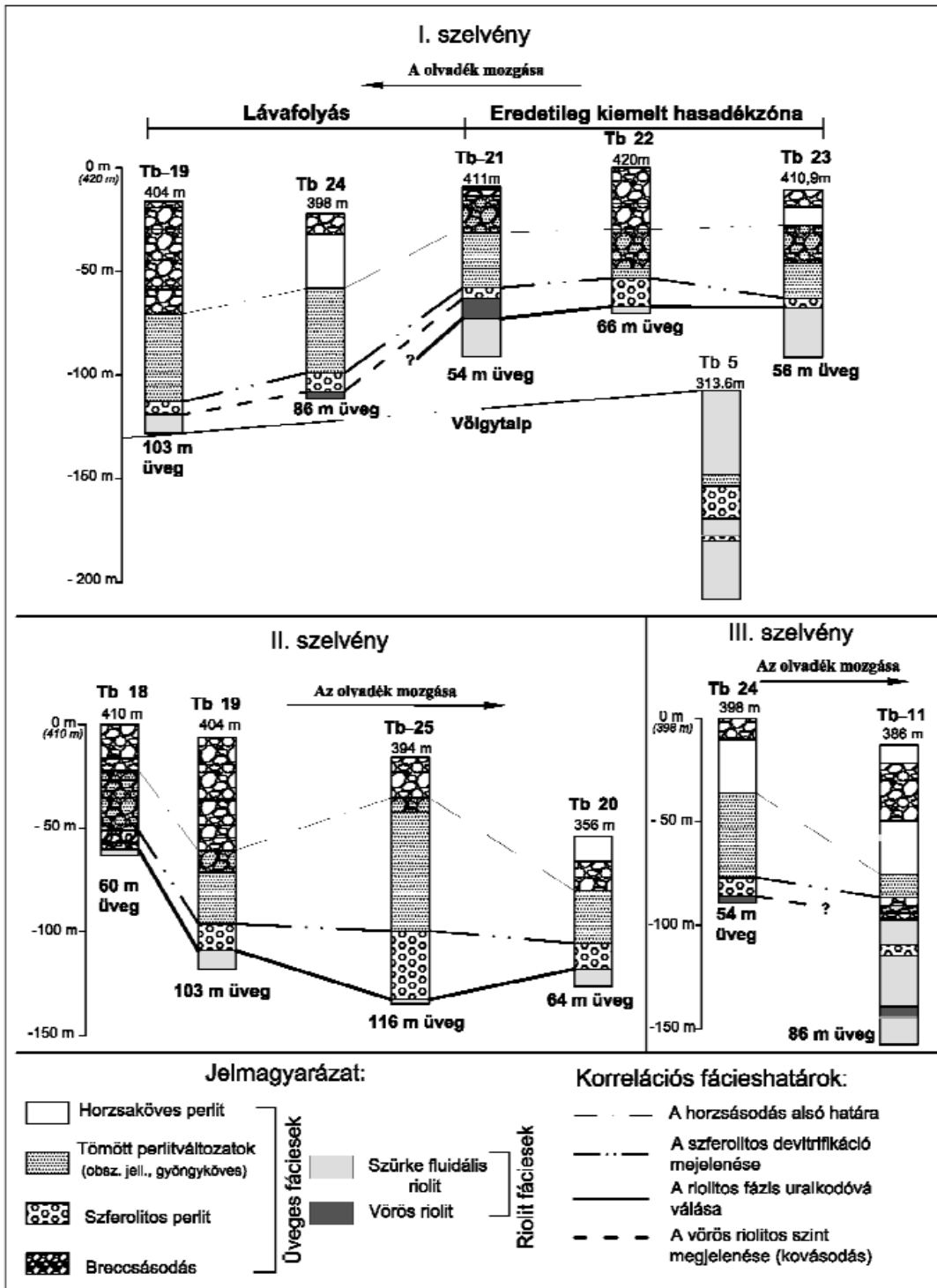


6. ábra. A Telkibánya-kőgáti perlitkutató fúrásokon keresztül szerkesztett szelvények helyszínrajza

1 – Intenzív kovásodás, 2 – Ismert opál előfordulások (Kurtabérci-völgy), 3 – Nyersanyag kutató fúrások, 4 – Dőlésadatok, 5 – A láva valószínű mozgás irányai, 6 – A hasadékkürtő és környezete, 7 – Lávadómak határvonala (M = 1:10 000 térkép felhasználásával)

Figure 6. The layout of the constructed profiles through perlit boreholes at Telkibánya Kőgát

1 – Intensive silicification, 2 – Known opal occurrences (Kurtabérc Valley), 3 – Boreholes, 4 – Dipping data, 5 – Presumable lava flow directions, 6 – The fissure vent and its environs, 7 – Lava dome boundary (based on M = 1:10 000 topographic map)



7. ábra. A kógátai nyersanyag kutatási terület fúrás rétegsoraiból szerkesztett vulkán rekonstrukciós szelvények az azonos fáciesövek korrelációs határvonalaiival. A szelvények viszonyítási alapszintjeit a legmagasabb helyzetű fúrás tengerszint feletti magassága jelentette. Az üveges fáciesek alsó határát a riolitós fázis uralkodóvá válása jelölte ki, a vastagságadatokat a fúrásokban e határvonalig mérhető üvegarányra vonatkoznak

Figure 7. Length and cross section volcano reconstruction profiles of the Kógát raw material exploring site with correlation lines of the identical facies. The comparison base level of the profiles was highest positioned drill-hole. The boundary of the glassy facies is pointed out by the predominating of the rhyolitic phase. The thickness data refer to the measurable glass proportion until this boundary line

kürtő kiemeltebb helyzetét és ilyen irányú elvégződését jelöli ki. Ebben az irányban az üveges fáciesek aránya több mint 15%-kal csökken (7. ábra). Ez a nagyobb reliefenergiával rendelkező kürtőrégió intenzívebb eróziójára utal (6., 7., 8. ábra), amit a fekküepződmények

(áthalmazott riolituffa és ártufa) magas térszíni jelenléte is alátámaszt (1., 6. ábra, Kis-Ork-hegy, Tb-3 fúrás).

A szerkezeti-szöveti elemek (fluidalitás, padosság) lefutásában tapasztalható irányváltások a forma további tagolását tették lehetővé. A Tb-5, -21, -22, -23 fúrások

rétegsoraiban, valamint a Kutyaszorító környezetében kipreparálódott kovásodott perlitmonolitokon általánosan szubvertikális fluidalitás és lávapidősség jelentkezett, az oszlopos elválás átmetsző lefutási vonalaival (III. tábla). A kis lejtőszög miatt a hasadékból kilépő lávaanyag nem volt képes nagymértékű mozgásra, az olvadék itt még legyezőszerűen szétterülve halmozódott fel (8. ábra). E zónától távolodva a „befagyott” mozgásirányokat őrző fluidalitás szöge fokozatosan csökkent. A szétterülő lávaár középső részén, a vulkáni lejtő dőlésszögével növekvő húzófeszültség miatt a fluidalitás általánosan 5–45° közötti értéket vett fel (6., 8. ábra).

A lávaár hosszúságának becslését több tényező is nehezíti. A lávaár elvégződése nem tárul fel, mert a vizsgálati területünkől Ny-ra a lávalebenyek változó mértékben erodált peremeire további riolitos (Borinzás, Bíró-hegy), majd később andezites fedőképződmények települtek. Észak felé a kiemeltebb helyzet miatti nagyobb eróziós veszteség jelent problémát. A közepes méretű szubareális lávalebenyek hosszúsága az USA Ny-i részéről származó előfordulások leírásai alapján 1,5–5 km, a terület 0,1–4 km² (MANLEY & FINK 1987, ORTH & MCPHIE 2003), ami egyezik a tokaji-hegységi adatokkal.

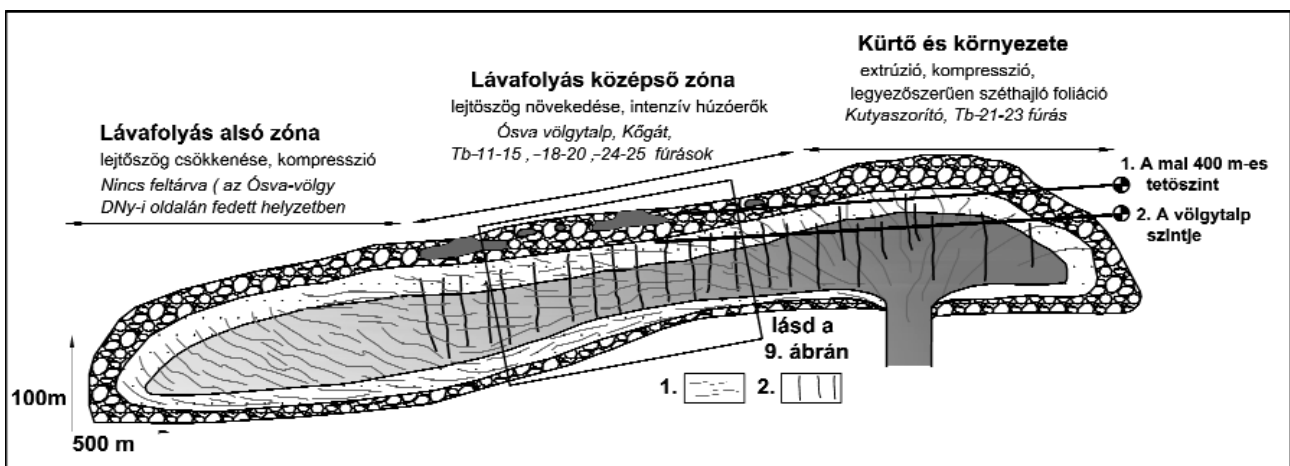
A külső fáciesövek kifejlődésében a mechanikai igénybevétel, a hűlési folyamatok és a könnyenillók vándorlása játszották a fő szerepet. A mozgás közben kialakuló mikrorepedés-hálózat intenzív illóvándorlás lehetőségét teremtette meg. A kis litosztatikai nyomáskörülmények között erősödő vezikulációt az olvadékmozgás segítette buborék egyesülés tette hatékonyabbá, a horzsacső-nyalábok aránya néhol a 40%-t is elérhette. A lávaárfelszín horzsásodott anyaga a hűlés és mozgás okozta mechanikai igénybevételre intenzív breccsásodással válaszolt, ami a peremek felé egyre kifejezettebbé vált. A Tb–18, –19 fúrások esetében a breccsaöv már több 10 méter mélységig lehúzódik. A Tb–19 fúrásban a blokkméret eléri az 1 méteres nagyságrendet, amelyre az extrúzió záró periódusában az intenzívebb hűlés

és mérséklődő olvadék-utánpótlás által kiváltott blokkos fragmentáció ad magyarázatot (ANDERSON et al. 1998). A felszín felé migráló illók az olvadék előrehaladásával kialakult redők kupolarészén gázzsákokat képezve akkumulálódtak (8., 9. ábra). A hasadéktól távolodó, mozgás által kiváltott húzóerők hatása alatt lévő olvadékban a gázzsákok diapirikus felemelkedésével mikroexplóziók oldódtak ki (vörös-fekete perlitbreccsa). A felszín felé kürtővel kapcsolódó anyag lencseszerűen húzódtott az épen maradt horzsacsőves részek alá (9. ábra)

A lávaár mélyebb részei felé haladva a litosztatikai nyomás növekedésével fokozatosan megszűnt a horzsásodás lehetősége (középső átmeneti öv) és tömöttebb üveges változatok jelentkeznek, amelyek a keresztiszelvények alapján az Ósva-völgy irányában, DNy felé vastagszanak ki (7–8. ábra, Tb–24, –25 fúrás).

A lávaárszerkezetek hűlési profilját megvizsgálva nagymértékű aszimmetria állapítható meg. A hőközpont nem a test mértani középrégiójában, hanem ettől mélyebben helyezkedett el. A belső zónák felé továbbhaladva a hűlési ráta csökkenésével devitrifikáció és alapanyag-kristallizáció indult meg. Ez kezdetben csak egyes sávokra koncentráltódott (riolitos perlit), majd fokozatosan az anyag nagy részére kiterjedt (riolit). A sferolitós-felzites zónák kialakulása már az olvadékmozgás fokozatos megszűnéséhez köthető (I. táblázat). A csökkenő plaszticitású mikrokristályos öveket a extrúzió befejező fázisában még érték mozgásból származó erőhatások, amelyek a húzónyomó erőátmeneteknél kis mértékű, lokális breccsásodást okoztak (belső riolitbreccsák).

A lavamozgás megszűnését követően, a megszilárdulás végső stádiumában még intenzív mineralizációs folyamatok zajlottak, amelyek a litofizákban (cm–dm) gazdag, oldatmozgás szempontjából legátjárhatóbb riolitos perlit kőzet-típuszt érintették. A gőzfázis kondenzációjával a már konszolidálódott üregfalakon tridimit vált ki. A kristallizáció utolsó fázisaként a litofizákat változó SiO₂ koncentrációjú

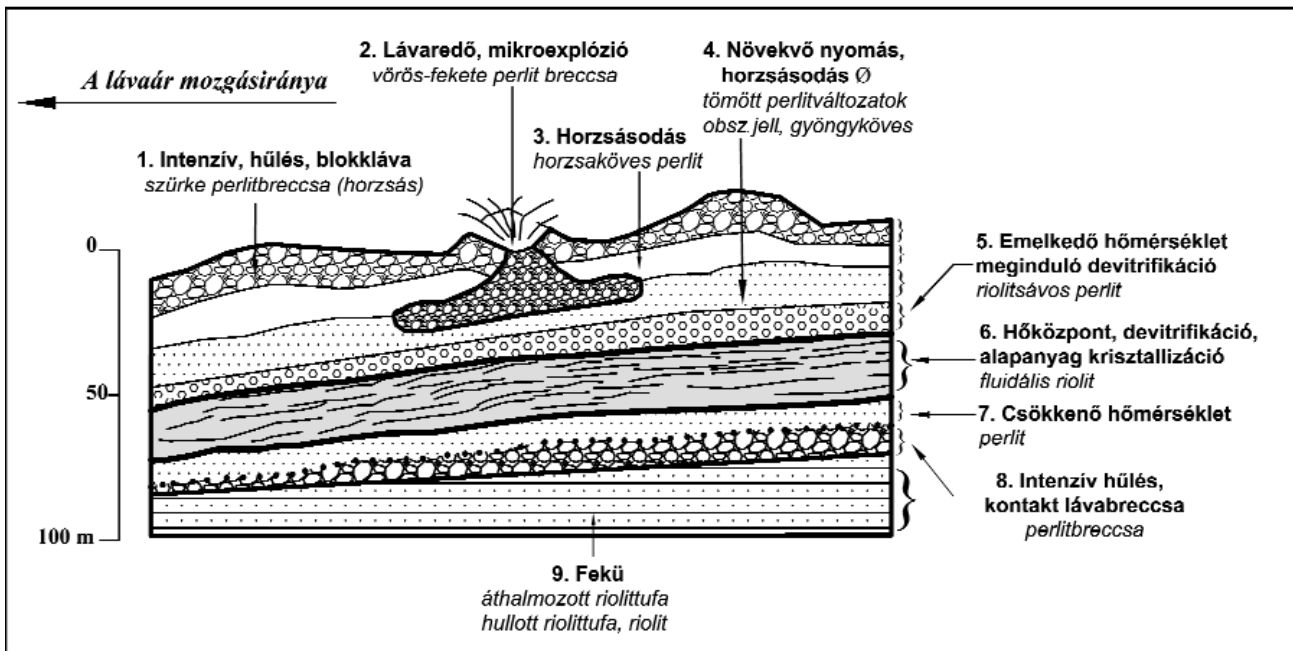


8. ábra. Egy savanyú lávaár szerkezete és fáciesövei. CAS & WRIGHT 1987, BONNICHSEN & KAUFMANN 1987 alapján módosítva, a fáciesövek jelkulcsa megegyezik a 7. ábrával. A szürke árnyalat halványodása a olvadék hűlését jelzi

1 – Fluidalitás lefutási vonalai, 2 – Oszloposág

Figure 8. Structure and facies belts of an acidic lava flow. Based and modified on CAS & WRIGHT 1987, BONNICHSEN & KAUFMANN 1987. The legend of the facies zones is same with Figure 7. The melt cooling is indicated by the fading of grey colour

1 – Fluidality lines, 2 – Columnar joints



9. ábra. Egy lávafolyás középső zónájának fáciesövei és folyamatai

Figure 9. Processes and facies belts of the middle zone of an acidic lava flow

oldatok többnyire amorf, ritkábban kriptokristályos kiválásai töltötték ki. A Kurtabérci-völgy változatos opál előfordulásai (nemes, tűz, viasz, tej), a Kutyaszorító és a fúrások riolitos perlitfáciéseinek intenzíven kovásodott, „vörös riolit”-fészkei, -rétegei egy ÉÉNy–DDNy csapású, mintegy 300 méter szélességben és km hosszúságban követhető zónát jelölnek ki (6. ábra). Ez megfelel az olvadékok megcsapoló és a kovásodás és opálosodás pályáit is kijelölő forrás hasadék rendszer lefutási vonalának.

A Templomdomb–Cser-hegy összetett dagadókúp együttes

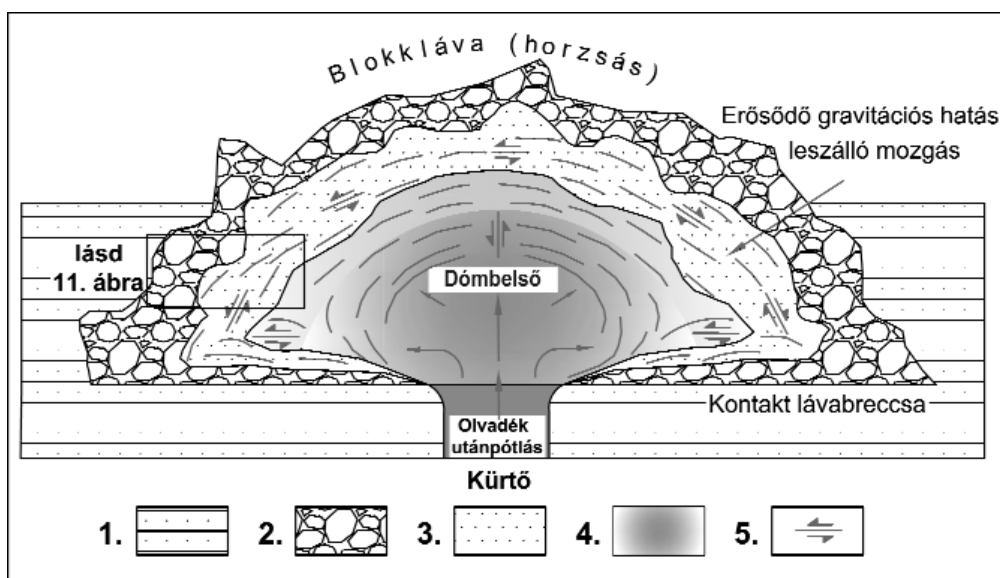
A cser-hegyi extruzív dóm a riolitváltozatok egyik „locus classicus”-aként ismert (PANTÓ 1966). Az elsődleges forma jelentős eróziót szenvedett. Szalkőzet kibúvások csak a csúcson, valamint az Ósvára és Vörös-patak völgyére ereszkedő lejtőoldalak mentén találhatóak. Az oldalakat számos helyen sűrű lejtőtörmelék fedi, amely a fő és oldal csúcsok környezetében a kőtenger méretig feldurvulhat. A Vörös-pataktól kelet felé haladva az üveges szegélyek és a centrális riolitos zónák váltakozása többszakaszú helyfoglalásra, több közel azonos időben létrejött testre utal.

A völgytalpak menti bázis részek (Templomdomb, Kossuth utca) a tufával közvetlenül érintkezve, nagyrészt abba ágyazódó szegéllyel rekedtek meg. A hideg tufa és az olvadék érintkezésén a hűlési ráta változásának függvényében jellegzetes szöveti övezetesség alakult ki (10., 11. ábra), amelyhez hasonlóan VARJÚ (1954) írt le a tolcsvai Tér-hegyről.

A dómokon belül a fáciesek a forma és a helyfoglalás törvényszerűségeinek megfelelően a lávaárral ellentétben szubhorizontálisan követik egymást. Az olvadék felszínközeli, endogén jellegéből adódóan a feszültség a test

belsejében akkumulálódott, állandó nyomás alatt tartotta a már dermedő külső zónákat. Az erőhatások egyenetlenségét a közvetlen kontaktuson létrejött üveges szegélyfáciések változó mértékű fragmentációja jelzi. Az olvadékmovement irányában összegződő erőhatások legintenzívebben a Templomdomb K-i részét érintettek, ahol a kontakt breccsaöv vastagsága meghaladja a 100 métert, és a horzsásodás övének kívül a tömöttebb változatokat is (perlit, riolitos perlit) érintette. A helyfoglalás szakaszosságának bizonyítékai a Kossuth utcai védett feltárás, kipreparálódott, vertikális fluidalitású riolitos perlit erei. Ezeket a dóm leszálló olvadékmovementtel jellemezhető peremzónáiból (10. ábra) a kürtő felől érkező olvadékinjekciós hatás préselte ki a már lehűlő, de még plasztikus deformációra képes üveg (obszidián) anyagba, mintegy hasadékszerűen áttörve azokat.

A peremi üveges részletek a tufa-olvadék kontaktus utolsó állomásaként a nagy pórustérfogatú, vízzel telített tufaösszletből származó szingenetikus vízfelvétel eredményeként változó mértékben perlitestek, ami exhumálásuk után erodálhatóságukat is jelentősen elősegítette. A kürtő felé haladva a hűlési ráta csökkenésével egyre erősödő devitrifikáció, alapanyag-krisztallizáció miatt az üveg mennyisége egyre alárendeltebbé vált (belső átmenti öv). A kevésbé igénybe vett részekben (Csetemetekert) a magasabb hőmérsékletű riolitos részek még csak izolált foltokként jelentkeznek az üvegben. Ezeknek a szferoid tömegeknek (11. tábla) a belsejében az alapanyag krisztallizációval fokozatosan emelkedő illónyomás nagyméretű (~10 cm) litofizákat hozott létre. E zónától mintegy 100 m-re feltárul (Törő-kőfejtő) a legkisebb hűlési rátával jellemezhető dóm-belső tömegét alkotó a szürke és rózsaszín-fehér, változó mértékben fluidális, gyakran örvényáramos szerkezetű, oszlopos riolit.



10. ábra. Egy endogén savanyú lávadóm fejlődésének elvi modellje fáciesövekkel (BUISSON & MERLE 2002 alapján módosítva) 1 – mellékkőzet (áthalmazott riolituffa), 2 – breccsa (horzsás), 3 – üveg (perlites), 4 – riolit 5 – belső olvadékmovás

Figure 10. Conceptual development model of an endogenous acidic lava dome with facies belts (based and modified on BUISSON & MERLE 2002)

1 – host rock (reworked rhyolite tuff), 2 – breccia (pumiceous), 3 – intact glass (perlitized), 5 – rhyolite, 6 – interior melt movement

A kürtő irányából érkező, szakaszos anyag és hőutánpótlás meghatározza a fluidális riolit makro- és mikroszkópos szöveti képét. Ennek bizonyítékai a szferolitós riolit-zónában jelentkeztek a devitrifikáció (*szferolit, litofizák*), alapanyag-krisztallizáció (*felzit*) és rekrisztallizáció (*felzit, hópehely szövet*) szöveti elemeinek egymásmellettségével. A szferolitok hosszú kristálytűinek növekedése jelentősebb hőmérséklet csökkenés ($\Delta T = 115\text{--}315\text{ }^\circ\text{C}$) mellett történt (SWANSON et al. 1989). Kisebb hűlési ráta mellett a szferolit-méret csökkent, a nagyméretű nyílt struktúrákat (~cm), tömött zárt szerkezetű egyedei váltják fel.

A hűlési folyamat következő, kisebb hőmérsékletű, de tartósan elhúzódó lépcsőjét az alapanyag-krisztallizáció képviselte ($\Delta T = 200\text{--}100\text{ }^\circ\text{C}$). A mikrokristályos-felzites foltok megjelenése mellett ebben a stádiumban gyakran előfordult, hogy az idősebb szferolitgeneráció egyedei rekrisztallizálódtak, ahol csak az elmosódó sugaras szerkezet és az éles kontúr utal elsődleges formára (*I. tábla*). A folyamat az olvadékutánpótlás függvényében többször megismétlődhetett, amit a többgenerációs szferolitképződés bizonyít.

Az olvadékban az illótartalom eloszlásának egyenetlenségét a „malomkő riolit” reprezentálja legmarkánsabban, amely csak egy nagyon szűk nyomástartományban volt képes a „felhabzásra”. Mozgásmentes környezetben „darázs-kő” jellegű változat képződött. Már kismértékű mozgás hatására is a deformálódó gázhólyagok egyesültek és energiájukat elvesztítve fokozatosan ellapultak.

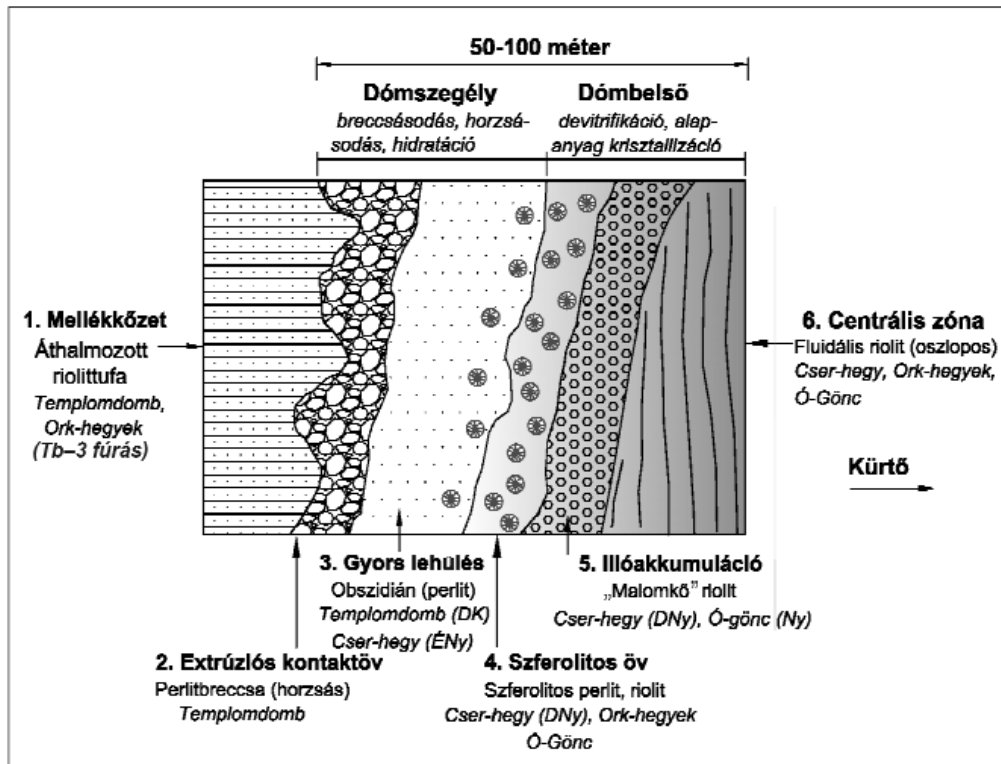
Monogenetikus riolit lávadómok

A dómtevékenység kisebb méretű (<1 km) testeket is létrehozott. Az Ó-Gönc az Ósva-völgy talpától egységes lejtővel emelkedik 513 méter fölé, míg a Kis- és Nagy-Ork-

hegy lába a 400 méteres morfológiai szintre támaszkodik. Az általános fáciesrend a Cser-hegynél vázolt modellt követi (*10., 11. ábra*), különbségek az illóeloszlásban, a helyfoglalás szakaszosságában és az erodáltsági fokban jelentkeznek. A monogenetikus jellegre a kisebb méret mellett a fáciesek még lejtőtörmelékben is azonosítható koncentrikus, övezetes elrendeződése utal.

A Kis-Ork-hegy az olvadék-utánpótlás egyenetlenebb voltát tanúsítja. A tetőrégióban intenzívebben igénybe vett, szferolitós megjelenésű változat már a devitrifikációs stádiumban szenvedett olvadékinjekciós hatást. A sötét szferolitós és a vöröses mátrix között cm nagyságrendű szabálytalan üregeket találunk. Az Ó-Gönc Ósva-völgyre néző oldalait szferolitós riolit sűrű törmeléke borítja, amely a láva nagyobb illótartalma miatt hólyagüreges megjelenésű. A szferolitok mérete 0,5–2 cm. Ez a szferolitós anyag a Nagy-Ork-hegyen már csak kisebb méretű szórta törmelékben jelenik meg. A testek magrészt alkotó fluidális riolit a legerősebben erodált tetőkön bukkan elő változó méretű blokkok (0,5–1 m) formájában. A dóm jelleg miatt a néha tökéletesen fluidális sávok gyakran széttágolódnak és örvényáramos rajzolatba mennek át (*III. tábla*). Gyakori szerkezeti elemként sugaras szerkezetű, gömbölyded, egyenetlen felszínű cm–dm átmérőjű litoid gumók jelennek meg.

A Cser-hegyhez viszonyított kisebb tömeg a felszínre került olvadék intenzívebb hűléséhez vezetett a fáciesarányokat az üveg mennyiségének növekedése felé tolva el. Ez azonban a testek kisebb mérete miatt abszolút értelemben alatta maradt a Cser-hegy méretű dóm üveg-mennyiségének. Az erózió a breccsás-üveges szegély egészét letarolta és már csak a szferolitós-fluidális riolitból álló magrészek maradtak meg. A faciéstani sorrend alapján



11. ábra. Az áthalmozott riolittufa és a lávadómolvadék érintkezésén a hűlési ráta függvényében létrejött a terepi megfigyeléseken alapuló elvi faciessorrend. Segítségével az eredeti vulkáni testek erodáltsága meghatározható

Figure 11. Lava facies zonation and its relative dimension developed at the contact of reworked rhyolite tuff and the dome melt as a function of cooling rate, based on field observations. With supporting of the model the degree of the primary volcanic form can be definable

(10–11. ábra) a szferolitos riolit sűrű törmelékével borított Ó-Gönc kisebb mértékű eróziója valószínűsíthető. A Kis- és Nagy-Ork-hegy esetében a fluidális riolit törmelékének dominánsá válása a kürtőhöz közeli, mélyebb helyzetű övek felszínre kerülésének a bizonyítéka, ami viszont az erőteljesebb eróziós feltáródásra utal.

Diszkusszió

Az eróziós folyamatok által átformált alacsony közep-hegységi, miocén vulkáni térszíneken az elsődleges vulkáni szerkezetek azonosítása csupán a morfológiai adottságok alapján nehézségekbe ütközik. Ilyen esetben meghatározó jelentőségű a vulkáni faciestan, amelynek törvényszerűségei alapján a gyakran bizonytalan mozaikkockák is többnyire helyükre illeszthetők. A kisebb egységekre elkészített rekonstrukciók összekapcsolásával, a réteg vulkáni sorozat felépülésének vitás kérdései elfogadható pontossággal oldhatók meg. Ehhez megfelelő részletességű információk szükségesek (térfélezési, mélyfúrási, petrográfiai, geokémiai, faciestani).

A telkibányai Ósva-völgy a tokaji-hegységi vulkanizmus egyik klasszikus bimodális helyszíne. Az andezites és riolitos termékek a szarmata-kora-pannoniai vulkáni működés szinte teljes időskáláját felölelve váltakozó dominanciával fogazódnak össze. A savanyú vulkanizmus intenzitás-

maximumát a szarmata elején a *Szerencsi Riolittufa Formáció* (felső riolittufa) sorozatának kifejlődésével érte el. A kezdetben sekélytengeri környezetben áthalmozódó anyagot (Telkibánya-Templomdomb), a tenger visszaszorulásával hullott és változó mértékben összesült ártufaképződmények váltották fel (Telkibánya: Cserepes, Tb-7 fúrás). Nagy mennyiségű piroklasztit felszínre kerülése az explóziós centrumok környezetében intenzív vulkanotektonikus beszakadásokhoz vezetett, amely a lávaközetek fekéjének morfológiáját mozaikossá tette. A magmakamra maradékolvadékait megcsapoló extrúziók a mélyaljzat törései és a beszakadási vonalak által preformáltak, az ÉNy-DK és az erre merőleges törérendszer dominanciája mellett kezdtek meg helyfoglalásukat.

A magas pórúsvíz-tartalmú tufaösszlet paleohidrogeológiai adottságai mind a kürtőben lévő olvadék tulajdonságait, mind a felszín alatt megrekedt testek kontaminációs, differenciációs, kristallizációs, explóziós folyamatokat jelentősen befolyásolhatták. Ennek egyik bizonyítéka az áthalmozott riolittufa felszínére települő, csak a Tb-3 fúrás által feltárt, csekély vastagságú, döntően horzsakő anyagú hullott riolittufa.

Az olvadékok geokémiai karakterére a magmakamra differenciációs folyamatai, valamint a kis extrúziós ráta miatt a kürtő menti mellékkőzet tulajdonságai voltak döntő hatással. Az adatok arra utalnak, hogy a mélyebb alaphegységi aljzat káliumban relatíve szegényebb volt, míg a

vulkáni-szubvulkáni befogadó környezetet jelentő savanyú tufák üveges, néhol agyagos törmeléke és pórusvíztartalma viszont gazdagabb. Az olvadék a felszín felé haladva a változó víztartalmú tufaösszlet könnyen aktiválható elemeit (K, Ba) szelektíven mobilizálhatta, ami további differenciálódáshoz (savanyodás, alkália dúsulás) vezetett. Az ekkor olvadékba került elemek már nem tudtak érdemileg változtatni a befogadó savanyú magma kristályosodási jellegén.

A telkibányai savanyú vulkáni effúziós-extrúziós ciklus a kőgáti lávaár kiömlésével indult. A rétegsorok újraértékelése során a korábbi perlitextrúziós modellel (ILKEYNÉ PERLAKI & BARABÁSNÉ 1964, MÁTYÁS 1971) szemben egyre több kétség fogalmazódott meg, amelyet csak a mélyfúrásokkal feltárt testek újraértelmezésével sikerült feloldani. A fáciesgenetikai bizonyítékok a kürtőt a mai Ork-hegyek környezetében valószínűsítik. A fácies-övezetesség a mechanikai igénybevétel hőmérséklet, illótartalom és nyomás változásainak függvényében alakult ki. Az olvadék maradék illótartalmának a külső zónákban történt akkumulációja horzsásodást idézett elő. A kürtőtől távolodva az erőteljes hűlés miatt lassú mozgású lávaanyag egyre intenzívebben breccsásodott. A nyomás növekedése a horzsásodás megszűnésével a tömött obszidiánban történő átmenethez vezetett. A szöveti változatok további fejlődésében a hőmérséklet vette át a vezető szerepet. A hőközpont közelében a kisebb hűlési ráta mellett megindult az alapanyag krisztallizációja. Az üvegben eleinte izoláltan jelentkező szferolitok és litoidsávok egyre dominánsabbá válása vezetett az intenzíven devitrikálódott, fluidális riolittól felépülő magrész kialakulásához. A mozgás megszűnése után a hűlési folyamat a hőkiáramlás törvényszerűségeit követve az oszlopos elválási felületek kialakulásával zárult.

A lávaárműködést intenzív dómtevékenység követte. A Cser-hegy olvadéktömege a kőgáti lávaár és az áthalmazott riolittufa közé nyomult be. Az üveges szegélyek és a centrális riolitövek horizontális váltakozása alapján a Templomdombtól K-i irányban a csúcs felé haladva több benyomulási fázis azonosítható, alátámasztva a test összetett jellegét. A Kőgáttól DK-i irányban található kisebb dómok egyszerűbb, monogenetikus módon nyomultak fel. A testek külső, üveges szegélyei a változó mértékű hidratáció eredményeként gyakran perlitesedtek. A folyamat a Cser-hegy tufával érintkező bázisrészein szingenetikusan, még a hűlés kisebb hőmérsékletű stádiumában következett be. A felszíni részeken a perlites szerkezet kialakulásának posztgenetikus volta valószínűsíthető.

A savanyú vulkanizmus nagyméretű lávaárredőkkel, blokkokkal tagolt felszínét hagyott maga után, amelynek eróziója, felaprózása már a vulkanizmussal egyidőben, a szarmata–pannóniai korszak nedves szubtrópusi klímaviszonyai között megkezdődött. A Tokaji-hegység eróziós adatainak SRTM adatbázis alapján történő becslését KARÁTSÓN & TIMÁR (2004) végezte el. Az erózió átlagos értéke számításai alapján 30 m/M év értékre adódott, amely mintegy 300 méter lepusztult anyagot eredményezett volna.

A vizsgálati terület azonban nem rendelkezett olyan nagy reliefenergiával, hogy ilyen mértékű eróziós rátát használjunk. Ezt alátámasztja az is, hogy a területen idősebb korú völgyrészek nem találhatók. A pliocén végéig a klimatikus adottságok függvényében az andezites területek (Kánya-hegy, „tetőandezit”) közötti hegyláb felszínként a vulkáni térszín változó mértékű alacsonyodása volt a jellemző.

A változó intenzitású tektonikus kiemelkedés, ill. a klimatikusan is igazolható lepusztulás, és völgybevágódás döntő szakasza a pleisztocén folyamán következett be. A völgyfejlődés a fő szarmata tektonikai irányt követve az üveges szegélyek mentén, a fáciesöveket azokat hagymahéjszerűen lefejtve haladt előre a kürtők irányába. A keményebb riolittanyag így az áthalmazott riolittufa és a kőgáti lávaár puhább anyagának gyorsabb pusztulása mellett került egyre magasabb térszíni helyzetbe.

A Cser-hegy esetében az üveges dómszegélyek az exponáltabb helyzetű tetőrégiókban és völgyszikületeknél (Törő-kőfejtő) kivétel nélkül eltűntek, itt a dombelső riolitfácieseit találjuk meg. A perlitváltozatok a szélesebb völgytalpak környezetében jelentkeznek, ahol a bevágódás és oldalalzó erózió nem tudta lepusztítani őket. A monogén dómok esetében a kisebb méret és az exponáltabb helyzet miatt több helyen a fluidális dombelső is feltárul.

A kőgáti erodált lávaár esetében a völgyfejlődés egy lenyesett, elegyengetett felszínen indult meg. A völgytalp kezdetben a felső üveges, horzsaköves és breccsás perlit-típusokba vágódott majd az Ósva-völgy felső szakaszáról (Köves-patak) és DNy-i oldaláról származó andezites görgeteg és törmelék anyag véső hatásának segítségével gyorsan mélyült és szélesedett. Ez a folyamat azonban a pleisztocén végére, holocén elejére a keményebb riolitos perlit és riolit kőzettípusokat elérve lelassult. Ma a változó vastagságú hordalékanyag alatt ezek alkotják a néhol fedetlen sziklatalapzatot völgytalpat.

A tektonikai vonalat követő Ósva mellett, a ma Csenkőnek nevezett alsó szakasz a Hernád völgye felől (1. ábra) eróziósan vágódott hátra, s összetett fejlődésű völgygé kapcsolta a szakaszokat. A pleisztocén bevágódás értéke egyes részeken a 150 métert is meghaladhatta (KOZÁK 1979), a holocén csak a völgyszikületek esetében (pl. Kutyaszorító) érte el a 8–10 métert.

Következtetések

1. A korábbi munkák (HERMANN 1952, LIFFA 1953, PANTÓ 1966, ILKEYNÉ PERLAKI 1972) legnagyobb problémája az volt, hogy petrográfiai nagy precizitással jellemzett fáciesek elsődleges formakincséhez kötését csak a kisebb testek esetében sikerült részben megvalósítani (dómok, dyke-ok). Bár a kőzetváltozatok leírása egyre jobban letisztult, fokozatosan elkülönültek az elsődleges és másodlagos jellegek, a terület bonyolultsága és a térképezési, ill. a nyersanyag-kutatási célfeladatok mellett a teljes genetikai rekonstrukció háttérbe szorult.

2. A felmerült kérdések tisztázása a nemzetközi tapasztalatok alkalmazásával és hazai kutatások újraértékelését igényelte, amellyel bizonyos jelenségek mozgatórugói, aktivitási intervallumai új megvilágításba kerültek. Az esettanulmányok és laboratóriumi vizsgálatok eredményeit összegző fáciestani modellek segítségével a paleovulkáni rekonstrukciónál a dómok és lávaárak egyedi szerkezeti sajátosságai alapján egyértelműen elkülöníthetővé váltak. A morfológiai egységek térbeli helyzetéből a relatív kitörési sorrend is megállapítható volt.

3. A már korábban is dómként értelmezett testek összehasonlító vizsgálata a formák összetett (Cser-hegy) vagy monogenetikus jellegére (Ó-Gönc, Ork-hegyek) világított rá.

4. A Kőgát környezetében a vizsgálatok egy több km² kiterjedésű lávaárszerkezet igazoltak, amelyet a szöveti zónák és szerkezeti elemek lefutási vonalainak segítségével horizontális (kürtő, lávafolyás) és vertikális metszetben (fácieszónák) tagolni lehetett.

5. A perlitesek nagyarányú horizontális és vertikális elterjedése a terület kisebb eróziós kitérítésének és a keményebb látatestek, illetve délen a fedőandezitek védő-

hatásának a következménye. A Tokaji-hegység más savanyú lávakőzet területeinek exponáltabb helyzete az üveges szegélyfáciesek sokkal intenzívebb lepusztulását (Erdőbénye–Tolcsva–Erdőhorváti) és esetenként szinte teljes megsemmisülését (Abaujszántó–Sátor-hegy) eredményezte.

6. Vizsgálati eredményeink a savanyú lávakőzet-sorozatok egységes, fáciestani-paleovulkáni újraértékelésének szükségességét vetik fel. A riolitfáciesek nagyobb arányú megjelenésével és intenzívebb erózióval jellemezhető kürtőrégiók orientációjának felismerése a perlit haszonanyag eloszlásának pontosabb becsüléséhez nyújt segítséget.

Köszönetnyilvánítás

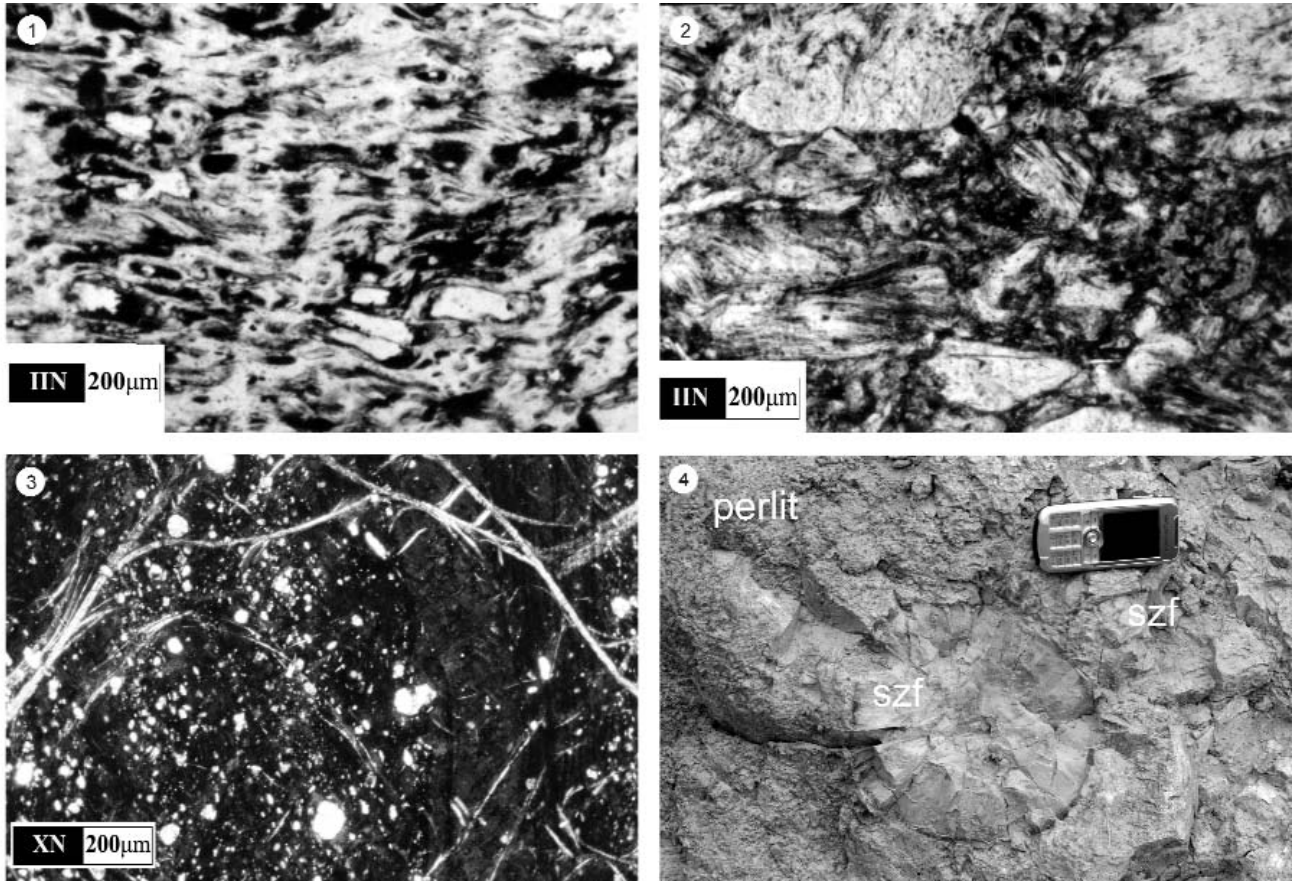
Köszönetünket szeretnénk kifejezni GYARMATI Pálnak a munkában nyújtott segítségért, a szakmai konzultációkért, a kutatási anyagok rendelkezésre bocsátásáért. Köszönet illeti továbbá a cikk bírálóit ILKEYNÉ PERLAKI Elvirát és ZELENKA Tibort, akiknek építő kritikái nagyban hozzájárultak, hogy a tanulmány elnyerje végső formáját.

Irodalom – References

- ANDERSON, S. W., STOFAN, E. R., PLAUT, J. J. & CROWN, D. A. 1998: Block size distribution on silicic lava flow surfaces: Implication for emplacement conditions. – *Geological Society of America Bulletin* v. 110 no. **10**, 1258–1267.
- BARTHA, A. & BERTALAN, É. 1997: Determination of the rare earth elements of rock samples by ICP-MS using different sample decomposition methods. – *Acta Minerologica-Petrographica, Szeged*, **38**, 131–149.
- BEUDANT, F. S. 1822: *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année (1818)*. – Chez Verdière Libraire Quai Des Augustines No. 25, Paris, 659 p.
- BONNICHSEN, B. & KAUFFMANN, D. F. 1987: Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho in The emplacement of silicic domes and lava flows. – *Geological Society of America Special Paper* **212**, 119–145
- BORBÉLY A. 1922: Pálháza környékének rhyolitos kőzetei. – *Egyetemi doktori értekezés, Szeged*.
- BUISSON, C. & MERLE, O. 2002: Experiments on internal strain in lava dome cross sections. – *Bulletin of Volcanology* **64**, 363–371.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1987: *Volcanic successions, modern and ancient*. – Allen and Unwin, London, 75–89.
- COLE, J. W., MILNER D. M. & SPINKS K. D. 2005: Calderas and caldera structures: a review. – *Earth Science Reviews* **69**, 1–26.
- CSILAG J., & ZELENKA T. 1999: A magyarországi perlitelőhelyek földtani-genetikai típusai. – *Építőanyag* 51. évf. 2. szám
- DAVIS, B. & MCPHIE, J. 1996: Spherulites, quench fractures and relict perlite in a Late Devonian rhyolite dyke. – *Queensland, Australia Journal of Volcanology and Geothermal Research* **71**, 1–11.
- DOWNES, H., PANTÓ, GY., PÓKA, T., MATTEY, D. P. & GREENWOOD, P. B. 1995: Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, Northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. – *Acta Vulcanologica* **7/2**, 29–41.
- ESMARK, I. 1798: *Kurze Beschreibungen einer mineralogische Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Bahnat*. – Freyberg, Craz, 191 p.
- FICHTEL, J. E. 1791: Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen. II. – Vienna, 381–730.
- FINK, J. H. (ed.) 1987: The emplacement of silicic domes and lava flows. – *Geological Society of America Special Paper* **212**, 1–145.
- FINK, J. H. & MANLEY, C. R. 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite domes and flows in The emplacement of silicic domes and lava flows. – *Geological Society of America Special Paper* **212**, 77–89
- GYARMATI P. 1981: Tokaji-hegységi perlitprognózis. Összefoglaló jelentés az 1978–80 között elvégzett munkáról. – *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, No. 9476.
- GYARMATI P., KOZÁK M. & SZÉKYNÉ FUX V. 1986: Telkibányai opál előfordulás földtana és genetikája. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről*, 355–376.
- GYALOG L. & BUDAI T. (szerk.) 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2002*, 195–232.
- HERMANN M. 1952: Telkibányai riolitok és andezitek petrográfiaja és petrokémiája. – *Földtani Közlemények* **82**, 349–367.
- HORVÁTH J. & ZELENKA T. 1994: Új eredmények a telkibányai érces terület kutatásában. – In SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai területe érces ásványai. *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 87–112.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. & BARABÁSNÉ S. E. 1964: A horzszakó fogalma, szöveti jellege és genetikája. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1961-ről*, 535–556.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. 1967: *Gönc. Magyarazó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat* – MÁFI, Budapest, 48 p.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. 1972a: A Tokaji-hegység harmadkori savanyú vulkanizmusa. – *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 256 p.

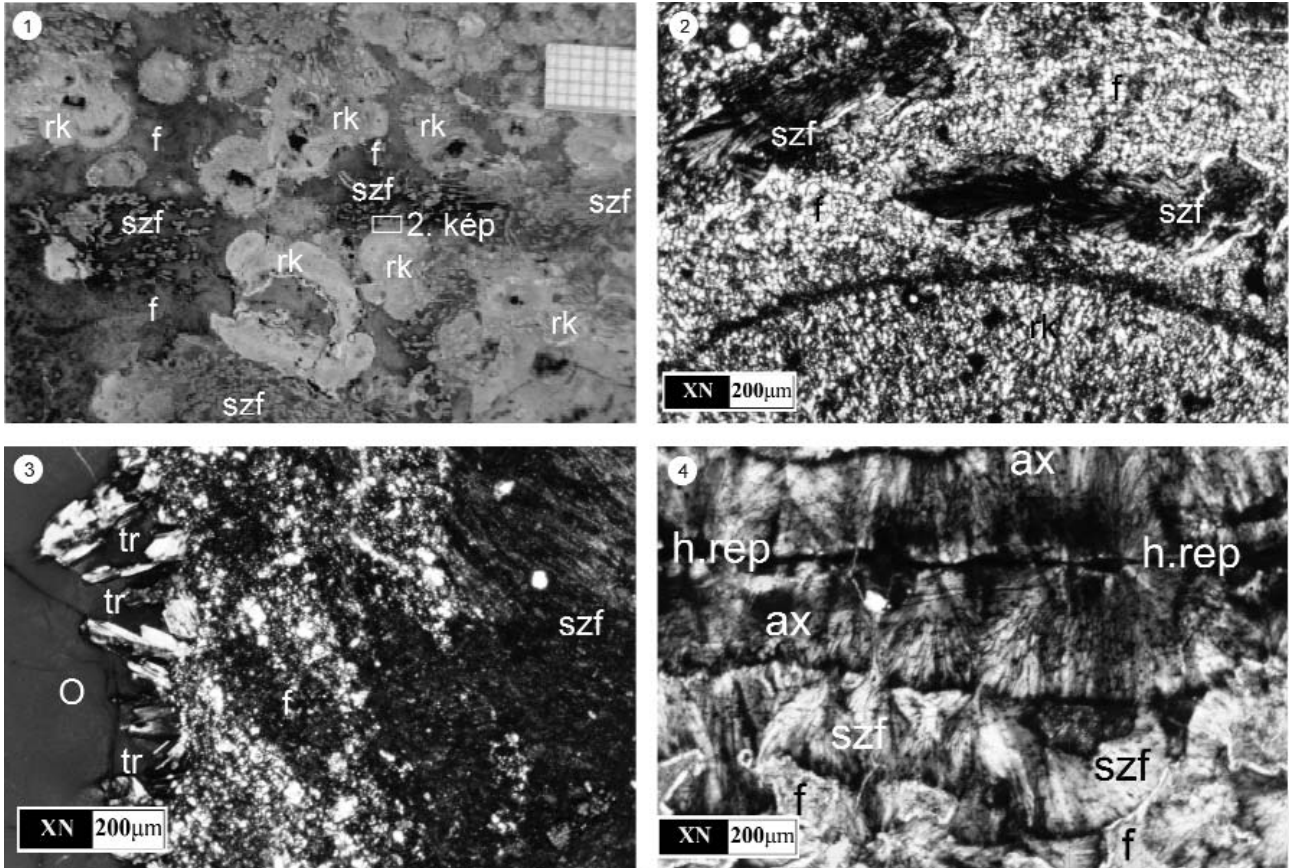
- ILKEYNÉ PERLAKI E. 1972b: A Telkibánya – Kögát-i perlit előfordulás felderítő kutatásának zárójelentése és készletszámítása. – *Kézirat*, Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 311 p.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. 1978. *Nyíri. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat*. – MÁFI, Budapest, 55 p.
- KARAPETIAN, S. G., JR BASHIAN, R. T., MNATSAKIAN, A. K. 2001: Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **112**, 189–220.
- KARÁTSÓN D. & TIMÁR G. 2004: Az Eperjes-Tokaji- és a Kelemen-Görgényi-Hargita vulkáni vonulat összehasonlító térfogatszámítása SRTM-adatok alapján: vulkanológiai és felszínfejlődési következtetések in A földrajz eredményei az új évezred küszöbén. – *A II. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei*, CD kiadvány.
- KOZÁK M. 1979: Lehordási modellterület felépítésének és kőzetanyag transzportjának földtani vizsgálata (Telkibánya). – *Kézirat*, Egyetemi doktori disszertáció, Debrecen, KLTE, 1–179.
- KOZÁK M. 1994: Telkibánya kőzetföldtani felépítése és fejlődéstörténete. – In: SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai terület érces ásványai. – *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 45–81.
- KOZÁK M. & PÜSPÖKI Z. 1999: Földtani összefoglaló a Hollóháza, Sátoraljaújhely és Nyíregyháza 1:100 000-es méretarányú térképlapok fedetlen neogén vulkanosztratiográfiai térképéhez. – *Kézirat*, Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék Adattára, Debrecen.
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. & MCINTOSH R. 2001: Structural development outline of the Bükk mountains reflecting recent regional studies. – *Acta Geogr. Geol. et Meteor. Debrecina* **80**, 135–175.
- LE MAITRE, R. W. (ed.) 1989: *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. – Blackwell, Sci. Publ., Oxford–London, 1–252.
- LIFFA A. 1953a: Telkibánya környékének földtana és közettana – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **41/3**, 1–78.
- LIFFA A. 1953b: Tokaji-hegység perlitelőfordulásai. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1951-ről*, 31–48.
- MANLEY, C. R. & FINK, J. H. 1987: Internal textures of rhyolite flows as revealed by research drilling. – *Geology* **15**, 549–552.
- MARSHALL, R. R. 1961: Devitrification of natural glass. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **72**, 1493–1520.
- MÁTYÁS E. 1971: A perlit, mint vulkáni kőzetfácies. – *Perlitkonferencia Balatonfüred, Épít. Tud. Egy.*, 21–75.
- NASEDKIN, V. V. & PETROV, V. P. 1962: Experimental production of a perlitic structure in volcanic glass. – *Dokl. Akad. Sci. USSR*. **146**, 153–155.
- ORTH, K. & MCPHIE, J. 2003: Textures formed during emplacement and cooling of a Plateoproterozoic, small-volume rhyolitic sill. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **128**, 341–362.
- PANTÓ G. 1964: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata, 1961. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1961. évről*, 471–481.
- PANTÓ, G. In: BOCZÁN B., FRANYÓ F., FRITS J., LÁNG S., MOLDAVAY L., PANTÓ G., RÓNAI A., STEFANOVITS P. 1966: *M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához*. – MÁFI, Budapest, 1–132.
- PAPP G. 1994: A telkibányai opál („Telkebanyerstein”) története. – In: SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai területe érces ásványai. *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 199–209.
- PÁLFY M. 1915: A Pálháza környéki riolitterület Abaúj-Torna vármegyében. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1914-ről*, 312–323.
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L. 1955: Water content and other volatiles in volcanic glasses. – *American Mineralogist* **40**, 1071–1089.
- RICHTHOFEN, F. 1861: Studie aus dem ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. – *Jahrb. d. k.k. Geol. Reichsanst.* **11 (2)**, 153–278.
- ROLLINSON, H. R. 1998: *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. – Practice Hall New York, 352 p.
- RÓZSA, P., SZŐÖR, GY., ELEKES, Z., GRATUZE, B., UZONYI, I. & KISS, Z. Á. 2006: Comparative geochemical studies of obsidian samples from various localities. – *Acta Geol. Hung.* **49/1**, 73–87.
- STASIUK, M. V., BARCLAY, J., CARROLL, M. R., JAUPART, C., RATTÉ, J. C., SPARKS, R. S. J. & TAIT S. R. 1996: Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). – *Bulletin of Volcanology* **58**, 117–130.
- STEVENSON, R. J., BRIGGS, R. M. & HODDER, A. P. W. 1994: Physical volcanology and emplacement history of the Ben Lomond rhyolite lava flow, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **37**, 211–221.
- SUN, S. S. 1980: Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. – *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A297**, 409–445.
- SWANSON, S. E., NANEY, M. T., WESTRICH, H. R. & EICHELBERGER, J. C. 1989: Crystallization history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California. – *Bulletin of Volcanology* **51**, 161–176.
- SZABÓ J. 1867: A Tokaj-Hegyalja obszidiánjai – *Magyarhoni Földtani Társulat munkálatai* **3**, 147–172.
- SZÁDECZKY GY. 1886: A magyarországi Obszidiánok, különös tekintettel geológiai viszonyaikra. – *Értekezések a Term. Tud. Köréből* **16**, 1–62.
- SZÁDECZKY GY. 1890: A magyarországi rhyolitokról. – *Pótfüzetek a Term. Tud.-i közlönyhöz az 1890. évi XXII. kötethez*, 71–77.
- SZEPESI J., ÉSİK Zs. & VINCZE L. 1999: Egy védett földtani objektum értéktartó-minősítő vizsgálata, A Tokaj-Lebuj riolit-perlit feltárás XXIV. – *Országos Tudományos Diákköri Konferencia Földtudomány tagozat, Környezetföldtan szekció DE, Ásvány és Földtani Tanszék Adattár*.
- SZEPESI J. 2004: A savanyú vulkanizmus sztratiográfiája és területi tagolása ÉK-Magyarországon. – *Nyíregyházi Főiskola Természettudományi Közlemények* **4**, 261–273.
- SZEPESI J. 2007: Az abaújszántói Sátor-Krakó hegycsoport földtani és morfológiai fejlődéstörténete. – In: FRISNYÁK S. & GÁL A. (szerk.): Szerencs, Dél-Zemplén központja. *IV. Tájföldrajzi konferencia előadásai*, 95–105.
- TAKÁCS J. 1994: A telkibányai opálváltozatok ásványtani vizsgálata. – In: SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai területe érces ásványai. *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 209–225.
- THOMPSON, R. N. 1982: Magmatism of the British Tertiary volcanic province. – *Scott. J. Geol.* **18**, 49–107.
- TOWNSON, R. 1797: *Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793. Chap. XI*. – G. G. and J. Robinson, London, 261–303.
- VARJÚ GY. 1956: Tolcsva környéki földtani térképezés. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1955–56. évről*, 375–405.
- VENDL A. 1927: A magyarországi riolittípusok. – *Math. és Term. Tud. Közl.* **36**, 1–96.
- VOLAROVICS, M. P. 1944: Opütü po nagrevanju obszidiánov pod davleniem v szvjazi sz voproszom genezisa pemzü Zap Vszerosz. – *Mineralog O. va/1*, **13**,
- WOLF, H. 1869: Erlauterung zu den Geologischen Karten der Umgebung von Hajdunás, Tokaj und Sátoraljaújhely. – *Jahrb. D. k. k. Geol. Reichsanst.* **19**, 235–264.
- ZIPSER, C. A. 1817: *Versuch eines topographisch-mineralogisch Handbuchs von Ungarn*. – Oedenburg, 440 p.
- ZIRKEL, F. 1873: *Die mikroskopische beschaffenheit der mineralien und gesteine*. – Verlag von Wilhelm Engelmann, Leipzig, 265–345.

I. tábla – Plate I



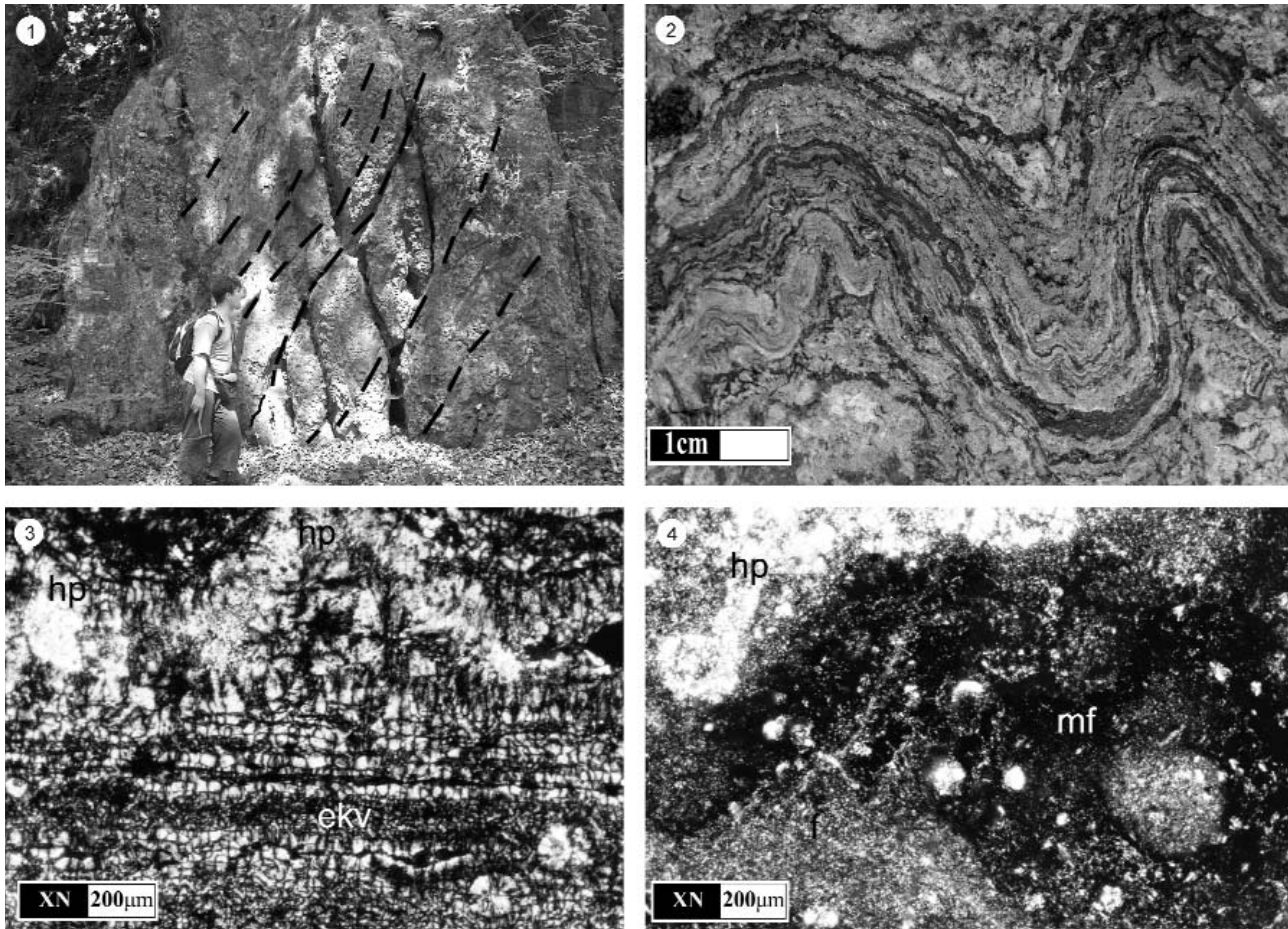
1. Horzsaköves perlit melyben, a gázáramlás mikropillárisai (sötét szín) 30–100 μm szélességűek (IIN).
1. Pumiceous perlitic, in which the gas flow microcapillaries (dark coloured) are 30–100 μm wide (IIN).
2. Horzsás alapanyagú szürke perlitbreccsa finomtörmelékű mátrix, a kőgáti lávaár tetőrégiójából (IIN).
2. Finely fragmented matrix of grey perlitic breccia with pumiceous groundmass from the peak region of Kőgát rhyolite flow (IIN).
3. A perlit szövetében a koncentrikus elválás vonalai között már a kezdődő alapanyag-kristallizáció felzites, szferokristályos foltjai (világos foltok) jelennek meg (XN).
3. In the texture of perlitic between the concentric perlitic lines appear the felsitic patches and spherocrystals (light coloured) of the starting groundmass crystallization (XN).
4. Sugaras szerkezetű riolitós szferoid gömb ($\varnothing > 10$ cm, szf) szürke perlitben, a Cser-hegy dóm középső átmeneti zónája, Csemetekert
4. Rhyolitic spheroid orb with radiating fabric ($\varnothing > 10$ cm, szf) in grey perlitic, middle transition zone of Cser Hill dome, Csemetekert (Sapling garden).

II. tábla– Plate II



1. Szferolitos riolit a Cser-hegy tetőrégiójából a többszakasú hűlés során kialakult szöveti bélyegekkel. A világos színű rekrisztallizált foltok (rk) belsejében található kisméretű üregek falát tridimit burkolja. A nagyméretű (cm) nyílt szferolitok metszetei (foltok, szálak) világosszürkék. A mikrokristályos mátrix (f) sötétszürke.
1. *Spherulitic rhyolite from the peak region of the Cser Hill with textural markers of the multi-stage cooling. The small sized hollows of the light colored recrystallized masses (rk) are covered by tridimite. The intersections of the large sized open spherulites (patches, fibres, szf) are light grey. The microcrystalline matrix (f) is dun colored.*
2. A kiemelt rész mikroszkópi felvétele. A legkorábban lehűlt, hólyagüreges szferoid gömbök (rk) teljes egészében felzitesen rekrisztallizálódtak, csak éles kontúrjuk választja el a hasonló mátrixtól. A második szferolit generáció (sötét foltok, szf) egyedei üdék (XN).
2. *Microscopic view of the highlighted area The early cooled vesicled, spheroidal masses (rk) entirely suffered felsitic recrystallization and only dark, sharp outline (bottom) separate these from the similar matrix. The 2nd spherulite generation (dark patches, szf) are fresh (XN).*
3. Hólyagüreges vörös rioliter szürke gyöngyköves perlitből tridimit bevonattal (tr) és viaszopál üregkitöltéssel (Kurtabérci-völgy). A szöveti változatok jobbról: szferolitos sáv (sötét, szf.), felzites sáv (világos, f), hólyagüreg, falán tridimittel (tr) majd az egészet kitöltő opállal (O), (XN).
3. *Amygdaloidal rhyolite vein from grey perlite with tridimite coating and vaxopál filling. The texture zones from right: spherulitic band (dark, szf), felsitic band (light, f), an amygdale with tridimite on the wall tr, and the filling up opal (O), (XN).*
4. Szferolitos riolit az Ósva-völgyből. Az egyenetlen hűlési folyamat eredményeként fejlődött, hűlési repedés menti több generációs axiolit (ax) és szferolit (szf) képződéssel, alárendelt mennyiségű felzittel (f), (XN).
4. *Spherulitic rhyolite from Ósva Valley. The development of few generations of axiolites (ax) and spherulites (szf) along a cooling crack and the subordinate felsite (f) are the evidences of uneven cooling(XN).*

III. tábla– Plate III



1. A hasadék kürtő környezetében (Ósva-völgy, Kutyaszorító) a meredek dőlésű vastag pados elválási rendszer átmetszi az oszloposág függőleges lefutási vonalait.

1. *The steep dipping slabs cut through the columnar joint lines at the environment of the fissure vent (Ósva Valley, Kutyaszorító).*

2. Fluidális riolit a Nagy-Ork-hegy, tető régiójából. A lávaredőkkel tagolt fluidális szövetben, a világos sávok felzites alapanyag kristallizációt, a szürke sávok szferolitos devitrifikációt mutatnak.

2. *Fluidal rhyolite from the Nagy-Ork Hill peak region. The texture is dissected by multiple lava folding, the light bands show felsitic groundmass crystallization, the grey bands spherulitic devitrification.*

3. Fluidális riolit a Kis-Ork-hegyről ekvigranuláris kristobalit (ekv) és hópehely (hp) szöveti foltokkal.

3. *Fluidal rhyolite from the Little-Ork Hill with ekvigranular crystalobalite (ekv), and snowflake (hp) texture patches.*

4. Különböző kristályossági fokú foltok mintázata fluidális riolitról hópehely szöveggel (világos részek 70-200 μm , hp), felzites (szürke foltok, 10-30 μm , f) és mikrofelzites (sötét területek <10 μm , mf) részletekkel (XN).

4. *Pattern of different crystallization scale patches of fluidal rhyolite with snowflake texture (light areas, 70-200 μm , hp), felsitic (grey patches, 10-30 μm , f) and microfelsitic regions (dark space, <10 μm , mf), (XN).*