

*Szepesi János*¹

Savanyú lávatestek paleovulkáni formáinak vizsgálata a Tokaji-hegységben

1. Bevezetés

A savanyú lávák helyfoglalási-hűlési folyamatainak, formáinak jellemzése a Cirkumpacifikus vulkáni területek (USA, Új-Zéland, Japán) részletes terepi, fúrás és laboratóriumi vizsgálatainak rendszerezése (CHRISTIANSEN, R. L. – LIPMAN, P. W. 1966, FINK, J. H.– MANLEY 1987, FINK, J. H. ed. 1987, STASIUK et al 1993, STEVENSON et al 1994, MERLE 1998 stb) csak az 1980-as, 1990-es évek fordulójára fejeződött be. A PhD kutatómunka a nemzetközi és hazai vulkanológiai kutatások eredményeinek párhuzamosítását és a palaeovulkáni rekonstrukció módszertani alapelveinek kidolgozását tűzte ki célul. A munka során a lávadóm és lávaárszerkezet modellszerű feldolgozása történt meg (Telkibánya: Ósvavölgy, Abaújszántó: Sátor-Krakó hegycsoport SZEPESI J. 2007a, b, c, SZEPESI J. – KOZÁK M. 2008), amelyek segítségével más előfordulások helyfoglalási folyamatai is új megvilágításba kerültek.

A savanyú vulkáni testeknek két fő, paleovulkáni környezetben is azonosítható típusa ismert a dóm és a lávaár (a lávatú forma a geológiai időskálán rövid életű képződmény). Ezekkel kapcsolatban elsőként a Tokaji-hegység déli részén elvégzett vulkanológiai vizsgálataiban ROZLOZSNIK P. (1931) tett megállapításokat, aki a testeket extruzív dóm vagy „tolid” formaként írta le. A Szerencsi-dombság szűkebb területéről napvilágot látott közettani-vulkanológiai munka (HOFFER A. 1937) a feltárt vulkáni szintek (kürtözóna, lávaárak, dómok belső részei) azonosítása az elsődleges formakincs eróziós veszteségének becslését is lehetővé tette. LIFFA A. (1953) felismerte, hogy „a perlit a riolitláva fácieseként tódult a felszínre”. A savanyú lávák elvi rétegsorának a nemzetközi analógiákkal is párhuzamosítható leírását a Tolcsva környéki földtani térképezés során VARJÚ GY. (1957) készítette el. Ezt követően a perlit készletek nyersanyagkutatásának (ILKEYNÉ PERLAKI E. 1972, GYARMATI P. 1981) elsődleges célja az iparban felhasználható fáciesek lehatárolása, technológiai minősítése volt. A formakincsel kapcsolatban a korábbi kutatók megállapításait vették át (PANTÓ G. 1966).

A hegység eróziós formakincsének vizsgálatában a fő irányvonalakat először – az elsődleges formák megmaradásának tagadásával – a tönkösödés (BULLA B. 1962, LÁNG S. 1953), majd a lepusztulási szintek kialakulása (pl. PINCZÉS Z. 1960, MARTONNÉ ERDŐS K. et al. 2007) képezte. Vulkáni hegységeink esetében az elsődleges formák jelentőségének felismerését követően e közelítés a Tokaji-hegység geomorfológiai jellemzésénél is hangsúlyos szerephez jutott (PINCZÉS Z. 1960, 1977, 1998, SZÉKELY A. 1997). De egyetértve a Mátra Ny-i részének vulkanológiai vizsgálatakor tett megállapítással (KARÁTSZON D. et al 2001) a kutatók adósak maradtak a forma definíciók vulkano-fáciestani igazolásával, amely a savanyú lávatestek és a tufatérshínek egykori kaldera szerkezetei esetében szembevetendő. E kutatómunka fáciesgenetikával és formákkal kapcsolatos megállapításait a hegységről nemrégiben monográfia vonatkozó fejezete tartalmazza (GYARMATI P. – SZEPESI J. 2007).

¹ Szepesi János Nyíregyházi Főiskola, Turizmus és Földrajztudományi Intézet, Nyíregyháza E-mail: szepesij@nyf.hu

2. Savanyú vulkáni formák

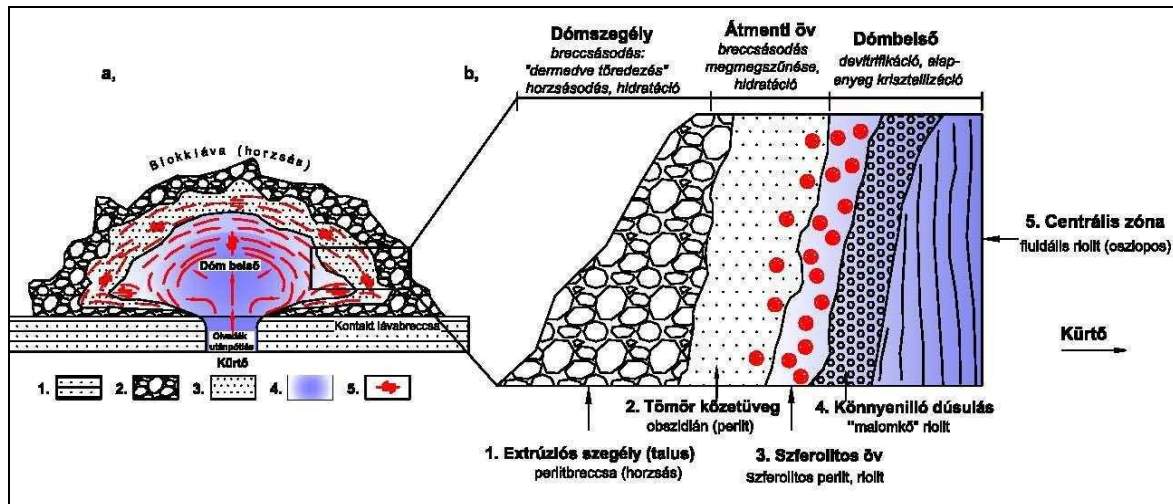
Eredményeink alapján a következőkben csak a riolitos lávaárak és lávadómok egyszerűsített vulkanológiai modelljei kerülnek ismertetésre. A fáciesgenetikai folyamatok részletes rekonstrukciója megtalálható SZEPESI J. (2007a, b, c), SZEPESI J. – KOZÁK M. (2008) munkákban.

A vulkáni kürtőből a lejtőn szétterülő láva, már mozgása közben intenzív hűtőhatásnak van kitéve, amit csak a kürtő felől érkező anyagutánpótlás és az általa közölt hőmennyiség képes ellensúlyozni. A testek külső részét a gyors hűlés és mozgás eredőjeként erőteljesen fragmentálódott, intenzív illó akkumulációval jellemezhető horzsás obszidián zóna alkotja (*1. a., b., 2. ábra*). Ez alatt az emelkedő litosztatikai nyomás a horzsásodás megszűnésével tömör obszidián öv alakul ki (felső obszidián öv). A lávaár bázis intenzív lehülése további közetüveg képződésével jár (alsó obszidián öv). A zóna fragmentációjának (breccsásodás) mértékét a fekü és a lehülő olvadék hőmérsékletkülönbsége szabályozza. Lassú mozgás a mellékközet intenzív felmelegítése akár breccsásodás mentes kifejlődést eredményez. A több mint 10 millió éves paleovulkáni környezetben az üveges változatok szín vagy posztgenetikus hidratációjával az obszidián változatai változó mértékben perlitesedtek.

A külső zónák és a bázis környezetének eltérő hűlési viszonyai, a hőközpont bázisrészek felé történő eltolódása a lávaár szelvények aszimmetrikus vertikális hőmérsékleti profiljában fejeződik ki. A felszíni zónák intenzív hőkiáramlása miatt a felső üveges (obszidián) öv nagyobb vastagságú, míg a feküvel történő érintkezés közelében a korlátozott hővesztés eredményeként ez a zóna keskenyebb. A lávaár belsejében uralkodó magasabb hőmérséklet miatt még olvadékállapotban megindul az üveges alapanyag apró kristályos mikrostruktúrákba történő rendeződése (devitrifikációja) és a riolit szöveti változatainak kialakulása.

3. Láva fáciesek

A paleovulkáni rekonstrukció alapját a fáciesek azonosítása, felszíni elterjedésének térképezése, fúrások alapján történő becslése képezi. Ezek tulajdonképpen a kitörés időbeli lefolyása során a testeken belül, az illótartalom, a nyomás és hőmérséklet változásának függvényében létrejött jellegzetes tulajdonságokkal rendelkező szöveti differenciátumok (SZEPESI J. – KOZÁK M. 2008). A sokváltozós fiziko-kémiai rendszer két *elsődleges* fácies típust hoz létre. A testek leggyorsabban lehülő szegélyei üvegesen dermednek meg (obszidián), míg a nagyobb hőmérsékletű belső részeken az instabil üveg újrastrukturálódását előidéző üvegtelenedés (devitrifikáció) hozza létre a riolit közetsorozatot. A fáciesek elrendeződése a hűlés irányára alapvetően merőleges, ami a testek morfológiai különbségei miatt eltéréseket mutat. A lapultabb morfológiájú lávaáraknál a fekü lefutásával párhuzamos, vertikális közetsorozat alakul ki (*2. ábra*), szemben a dómoknál (főként a bázisrészeken) a kürtő köré koncentrikusan rendeződő szubhorizontális övezetességgel (*1. a, b ábra*).



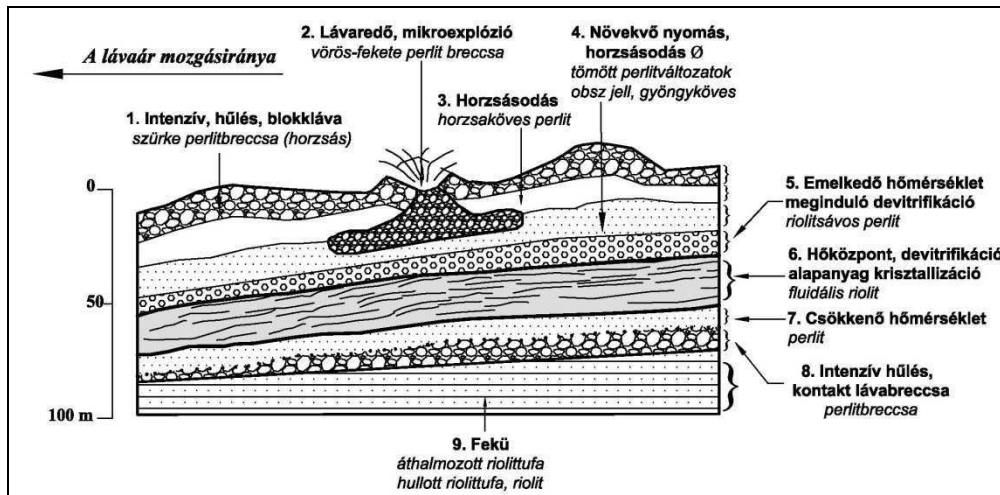
1.a ábra. Egy endogén savanyú lávadóm fejlődésének elvi modellje fáciesövekkel (BUISSON – MERLE 2002 alapján módosítva) Jelmagyarázat: 1. fekü (áthalmazott riolittufa), 2. blokkláva (horzsás-breccsás talus), 3. üveg (perlites), 4. riolit, 5. belső olvadékmozgás

1.b A lávadómok szegélyén a hűlési ráta függvényében létrejött, a terepi megfigyeléseken alapuló elvi fácies sorrend. Segítségével az eredeti vulkáni testek erodáltsága meghatározható.

A dóm forma fáciesstani tagolásakor 3 fő egység különíthető a peremi blokkos talus, a közbenső tömör üveg, és a kürtőközeli, legtöbbször riolit dominanciával jellemezhető részek (1. a, b ábra). Az egyes övek vastagsága a helyfoglalási környezet függvényében változhat. A meredek lejtőoldalak miatt a peremi öv gravitációs törmelék-lavinák formájában szubmarin és szubareális környezetben intenzíven áthalmazódik. A közbenső részeket tömör kőzetüveg jellemzi a kürtő felé meginduló alpanyag krisztallizációval, devitrifikációval. A kürtőközeli részekre változatos riolit fáciesek jellemzőek (fluidális, vörös, szferolitos, malomkő), de szubmarin környezetben a gyors túlhűlés miatt a riolitváltozatok megjelenése alárendelt.

A lávaarak külső részeinek esetében a breccsásodás mélységét a litosztatikai nyomás és a láva hőmérséklettől függő plaszticitási képessége befolyásolja, melynek függvényében a külső breccsás öv több 10 mélységig lehúzódhat. A szubmarin lávalebenyek esetében a hialoklasztizálódott öv vastagsága, a test méretének és az olvadékutánpótlásnak a függvénye. Akár a test egészére is kiterjedhet, fragmentáció mentes, belső tömeg kifejlődése nélkül. A közbenső, átmeneti övet a hőmérséklet emelkedésével laminárisan áramlás által kihengerelt devitrifikációs, litofizákban gazdag fáciesek (szferolitos obszidián, perlit) megjelenése jellemzi. A lávabelső homogén riolit (szferolitos riolit, vörös riolit) megjelenése 50 méternél nagyobb mélységben várható (2. ábra). Szubmarin, környezetben kisebb vastagságú, intenzíven túlhűlt, teljesen üveges lávalebenyek jöhetnek létre.

Az üveg-riolit arányokat a felszínközeli vagy felszíni kifejlődés határozza meg. Lefojtott környezetben, a nagyobb hőtartalom okozta lassú hűlés miatt 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 emelkedéséhez vezet. A lávaarak esetében vastagságtól függően a magasabb hőmérsékletű, intenzív devitrifikációt szenvedett belső részletek aránya 8-70% között ingadozik (MANLEY – FINK 1987, ORTH – MCPHIE 2003, SZEPESI J. – KOZÁK M. 2008).



2. ábra. Egy savanyú lávafolyás közepső zónájának fáciesövei és folyamatai (SZEPESI J. – KOZÁK M. 2008)

4. Az elsődleges vulkáni formakincs átalakulása

A szubareális savanyú vulkanizmus nagyméretű lávaár redőkkel, blokkokkal tagolt felszín hagyott maga után, amelynek eróziója, felaprózása már a vulkanizmussal egyidőben, a szarmata-pannon emelet nedves, szubtrópusi klímaviszonyai között megkezdődött. A pliocén végéig a klimatikus adottságok függvényében areális lepusztulás, hegyláb felszín képződés mellett a vulkáni térszín változó mértékű alacsonyodása volt a jellemző. A Tokaji-hegységben két jól elkülönülő lepusztulás lépcső alakult ki D-en 250 és 350 m (felső pannon, Sümegium), É-on 300 illetve 400 m magasságban (pannon-pliocén forduló, Bérbaltavárium (SCHWEITZER F. 1993). A hegység belső részében a vízhálózat kialakulása a hegyláb felszínnek létrejöttét kísérte (PINCZÉS Z. 1998).

A tektonikus kiemelkedés ill. a klimatikusan is igazolható lepusztulás és völgybevéágódás döntő szakasza a pleisztocén időszakban következett be. Először a külső üveges zónák lepusztulása és áthalmazása indult meg, majd az egyre nagyobb intenzitású fagy okozta aprózódás és lineáris erózió elérte a belső riolitos zónák anyagát. A völgyfejlődés a fő tektonikai irányokat követve haladt előre, és a lavaközetek a bevéágódás mértékének függvényében kerültek egyre kiemeltebb, nagyobb reliefenergiájú helyzetbe (Abaújszántó, telkibányai lávadóмок). Ezt alátámasztja, hogy a hegység belső területein idősebb korú völgyrésztetek nem találhatók (Telkibánya). Más volt a helyzet a hegységperemi, vulkáni működést követő tektonikai folyamatok (többszörös lezökkenések) által igénybe vett területeken. Ez jól látható a Bodrog-vonal, és Szerencs-patak völgye mentén, ahol a testek eróziós vesztesége is jóval nagyobb volt (1., 2. táblázat).

Összességében megállapítható a mai eróziós formakincs az elsődleges formák, az üveges és kristályos (riolit) fáciesek eltérő mechanikai szilárdsága, a völgyfejlődés és a reliefenergia viszonyok ismeretében értelmezhető. A periglaciális felszínformálás számára a savanyú lavaközetek nem jelentettek kedvező morfológiai feltételeket, a kis tengerszint feletti magasság, a laza perlit- üveges szegélyek miatt. A dómok meredek lejtőszöge miatt az andezit lávaárrakra jellemző krioformák (falak, lépcsők) még nagyobb tengerszint fölötti magasság esetén sem alakultak ki.

A morfológiailag megfelelő helyeken (pl. dómok csúcsrégiója, oldalgerincek) kedvező kisebb sziklatornyok, kőtengerek (pl. Telkibánya, Cser-hegy, Abaújszántó, Sátor, Krakó) és változó durvaságú lejtőtörmelék jellemző.

5. A vizsgált előfordulások paleovulkáni újraértékelése

A területi kereteket tekintve az előfordulások kijelölésekor nehézséget jelentett, hogy a paleovulkáni térszínbe mélyülő völgyek, eróziós bevágások, mesterséges feltárások csak a testek bizonyos részeit tárták fel (talus, lávaár centrum, lávaárbázis). Ez azt jelentette, hogy a paleovulkáni formák jellemzése csak 3-4 különböző helyszín feltárásainak összeillesztésével vált kivitelezhetővé. A nagyobb területeket érintő terepbejárások után a vizsgálandó lávadómok feltárásait a Telkibánya (Cser-hegy, Ork-hegyek) és Tokaj-Bodrogkeresztúr (Lebuj, Dereszla), a lávaárszelvényeket pedig Telkibánya Kögáti és Abaújszántó (Sátor-Krakó) környezetében jelöltük ki. Ezek korábbi vizsgálatok és a kutatómunka új megállapításai alapján a testek 3 csoportba sorolhatók:

- 1) Az előfordulások egy részénél a korábbi (vulkanológiai) munkák léptéke nem engedte, hogy a fáciesek jellemzésén túl a formakincssel kapcsolatban is megállapítások szülessenek (*Abaújszántó, Sátor-Krakó hegycsoport*).
- 2) A korábbi definíciók pontosítása és a testek részletesebb tagolása volt szükséges, dóm → összetett vagy monogenetikus lávadóm (*Telkibányai lávadómok, Tokaj-Lebuj*).
- 3) A fáciestani modellek alapján új értelmezés vált szükségessé, dóm → lávaár (Telkibánya, Kögáti lávaár).

▪ Lávadómok

A lávaárakhoz viszonyított, meredek lejtők (>30°) jelentette morfológiai különbségek, a völgytalpak fölötti változó kiemeltség az erózió mértékét és a feltároló fáciesek jellegét is meghatározta. A *telkibányai Ósva-völgy* É-i oldalán több időben és térben egymáshoz közeli extrúziós fázis eredményeként léterjött összetett (*Cser-hegy*) és az egy rövidebb anyagszolgáltatáshoz kapcsolódó monogetikus lávadómok egyaránt (*Ork-hegyek, Ó-Gönc*) definiálhatók (SZEPESI J. – KOZÁK M. 2008). A dómok tetőzónája eléri az 500 méteres tszf. magasságot, a meredek lejtőoldalak vastagabb talajtakaró kialakulását nem tették lehetővé. A sűrű lejtőtörmelék a szálközet kibúvások környékén a kőtenger méretig feldurvul. A Cser-hegy esetében az üveges dóm szegélyek az exponáltabb helyzetű tetőrégiókban és völgy szűkületeknél (Törő-kőfejtő) kivétel nélkül eltűntek, itt a dómbelső riolitfácieseit találjuk meg (erózió >70%). A perlitváltozatok a szélesebb völgytalpak környezetében jelentkeznek, ahol a bevágódás és oldalazó erózió nem tudta lepusztítani őket (pl. Templomdomb, 20-40% erózió). A monogenetikus dómok esetében a kisebb méret és az exponáltabb helyzet miatt több helyen a fluidális dómbelső is feltárol, amely az elvi fácies sorrend alapján (*1. a., b. ábra*) a kürtő környezetét reprezentálja, a Cser-hegy tetőzónájához hasonló eróziós mértékkel.

A bodrogkeresztúri lávadómok (*Dereszla és Lebuj*) több egymásra települő lávatestet dokumentáltak. A Dereszla és Lebuj alsó riolit egységei két lávaciklus közötti intenzív eróziót bizonyítanak. Ez a radiometrikus koradatok ($\pm 0,5$ millió év) bizonytalanságai értékein belüli erőteljes denudáció következménye. A Lebuj alsó-dóm felszíne szabálytalan lefutású akadályt képezett a rátelepülő lávaár számára, a Dereszla lemezes riolitjának eredeti helyzete (dóm, lávaár) nem határozható meg. A bodrogkeresztúri Dereszla esetében az eróziós forma egy riolitfelszínre települő két üvegebb lávatestet egyesít. A belső perlites dómra, epiklaszt fáciesként gravitációsan összeomlott (és újraolvadt) agglomerátum települ, de az eredeti felhalmozódási térszínről nincs információ (hegyláb, völgy?). Az üveges fáciesek nagyobb vastagsága miatt kisebb eróziós veszteség valószínűsíthető (50-60%).

1. táblázat. A vizsgált lávadóm előfordulások összefoglaló fáciestani, morfológiai és eróziós adatai, a lávafáciesek elhelyezkedése a 2. ábrán látható.

Előfordulás	Telkibánya, Cser-hegy	Telkibánya Kis és Nagy-Ork hegy, Ó-Gönc	Bodrogkeresztúr - Dereszla	Tokaj-Lebuj alsó dóm egység
Testek kiterjedése	Ø~2 km 0,5 - 5 km ²	Ø < km <0,5 km ²	Ø :1*2 km 1 km ²	feltártság nem megfelelő
Erózió mértéke (becslés)	tetőrégió: >70% völgytalp: 20-40%	>70%	40-50%	feltártság nem megfelelő
Peremi fáciesövek	horzsás perlit, perlitbreccsa (D-DK, É.)	erodálódott	horzsás, agglomerátum jellegű perlitreccsa	erodálódott
Belső fáciesövek	Obszidián jellegű és gyöngyköves perlit	erodálódott	perlitbreccsa, gyöngyköves perlit	erodálódott
Kürtőközei fácies	szferolitos riolit, malomkő riolit fluidális riolit	szferolitos riolit fluidális riolit	nem tárul fel	litofízás, fluidális riolit

▪ Lávaárak

Szubareális lávaár maradványa a korábban extruzív dómként (ILKEYNÉ PERLAKI E. 1972) értelmezett telkibányai *Kőgáti lávaár*. Egyediségét a hülési-mozgási folyamatok eredményeként intenzíven breccsásodott talus tanulmányozhatósága jelentette, a legkisebb eróziós veszteség (10% - 20%) mellett. Területén a pliocén végéig az andezites területek (Kánya-hegy, „tetőandezit”) közötti hegylábfelszínként a vulkáni térszín változó mértékű alacsonyodása volt a jellemző. 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 közettípusokat elérve lelassult. Ma a változó vastagságú hordalékanyag alatt ezek alkotják a néhol fedetlen sziklatalapzatot (SZEPESI J. – KOZÁK M. 2008).

Az *abaujszántói Sátor-Krakó hegyet* a vulkánmorfológia a dóm alakú dagadókúpok közé sorolta (SZÉKELY 1997, MARTONNÉ et al. 2007). A fáciestani vizsgálatok a Szerencsi és Vizsolyi Riolit tufa Formációk tufa és lávaközet sorozatainak egymásra települését tárták fel. (SZEPESI J 2007a,c), amely a forma eróziós jellegét (tanúhegy, lávataró roncsokkal) támasztják alá a dóm jelleggel szemben. A Sátor mai tetőszintje az idősebb, Ny-felé lejtő hegylábfelszín részét képezte, ebbe vágódott bele a pleisztocén időszak során a Szerencs völgy. Az eróziós folyamatok erősödése (fagyhatás, aprózódás, szoliflukció) intenzív völgy és lejtőfejlődést eredményezett. A Szerencs-patak völgytalpa fölött a legmagasabb térszíni helyzetben lévő riolitlávák a Sátor-hegyen csak néhány méter vastagságúak. A fáciestani analógiák (FINK 1987, SZEPESI J. – KOZÁK M. 2008) alapján eredeti vastagságuk biztosan elérte a 60-80 métert, így a lávaárszelvény mintegy 90%-os lepusztulásával számolhatunk (DK-i csúcs, ~10 m perlit-riolit vastagság). A riolit változatok az eróziós nyergen (Sátor-Krakó között) történő megszakadás után a Krakó magasabb (400 m tszf.) csúcsa irányában vastagszanak ki.

Hasonlóan intenzív eróziós folyamatok zajlottak a Bodrog-vonal mentén, amelyhez a Henye (vitatott eredetű) kavicsanyaga alapján intenzívebb abrázio is hozzájárulhatott. Ezt alátámasztja, hogy az abaujszántói Sátor-hegyen is 320 m tszf. magasságban kerültek azonosításra partközeli és sekélytengeri áthalmozott képződmények a lávaközetek fekéjeként (SZEPESI J. 2007a). Továbbá a Pannon-beltó partvonalának előrenyomulását is üledékes képződmények (*Megyasói Konglomerátum Formáció*) dokumentálják.

A Tokaj-Lebuj-i riolit-perlitfal felső lávaár szelvényének eróziója a felső-pleisztocén időszakra majdnem teljessé vált, amely a Tokaji-hegy K-ÉK-i oldalán több 10 méter vastagságot elérő periglaciális lösz üledék rátelepülésével állt meg. A riolit fácies öv megjelenése alapján (Telkibánya 70-100 méter láva mélység SZEPESI J. – KOZÁK M. 2008) 90 %-t meghaladó eróziós ráta határozható meg.

2. táblázat. A vizsgált lávaár előfordulások összefoglaló fáciestani, morfológiai és eróziós adatai, a lávafáciesek elhelyezkedése az 1. ábrán látható.

Előfordulás		Telkibánya, Kögát	Tokaj-Lebuj, felső lávaár egység	Abaujszántó, Sátor-Krakó (tetőrégió)
Testek kiterjedése		~km hosszúság 0,5 -5 km ²	feltártás nem megfelelő	hegycsoport: 5 km ² felső lávatararó: kb. 1,8 km ²
Erózió mértéke		<10-20%	>90%	70-90%
Külső fáciesövek	Talus	törmelék (>50cm) dominanciájú	erodálódott	erodálódott
	Tömör üveg	perlit (obsz. jell, gyöngyköves, riolitos)	perlit (obsz jell, gyöngyköves, riolitos)	erodálódott
Belső fáciesövek		fluidális riolit, kovás vörös riolit fészkekkel	fluidális riolit óriás litofizákkal	fluidális riolit
Alsó kontakt		agyagosan bontott riolitreccsa	fácies idegen helyzetű alábukott lávaárfront: vörös-fekete perlitbreccsa	gyöngyköves perlit, perlitbreccsa (20 cm) törmelék dominanciájú horzsás perlitbreccsa (újraolvadt)

Irodalom

- BULLA B. (1962) Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest
- CHRISTIANSEN, R. L. – LIPMAN, P. W. (1966) Emplacement and Thermal History of a Rhyolite Lava Flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada. Geological Society of America Bulletin, v. 77, pp. 671-684.
- FINK, J. H. Editor (1987) The emplacement of silicic domes and lava flows. Geological Society of America Special Paper 212, pp. 1-145.
- FINK, J. H. Editor (1990) Lava Flows and Domes: Emplacement Mechanisms and Hazard Implications. IAVCEI Proceedings in Volcanology, Vol.2, Springer Verlag, Berlin. pp. 1-280.
- GYARMATI P. – SZEPESI J. (2007) Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek. In: A Zempléni tájvédelmi körzet, Abauj-Zemplén határán monográfia, Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger pp. 15-44.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. (1972) A Tokaji-hegység harmadkori savanyú vulkanizmusa. Kézirat, MÁFI Adattár. pp. 1-256.
- KARÁTSÓN D. – CSONTOS L. – HARANGI SZ. – SZÉKELY B. – KOVÁCSVÖLGYI S. (2001) A Nyugat-Mátra vulkán szerkezeti rekonstrukciója. Az I. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei CD-ROM kiadvány, <http://geography.hu/mfk2001/>
- LÁNG S. (1953) Természeti földrajzi tanulmányok az Észak-magyarországi középhegységben. Földrajzi Közlemények LXXVII. 3. pp. 21-64.
- LIFFA A. (1953) Telkibánya környékének földtana és közettana MÁFI Évkönyv 41. 3. pp. 1-78.
- LIFFA A. (1953) Tokaji-hegység perlitelőfordulásai. MÁFI Évi jelentés 1951 évről pp. 31-45.
- MARTONNÉ E. K. – PINCZÉS Z – KISS G. (2007) Felszínfejlődés, felszínformák és felszínalaktani értékek. In: A Zempléni Tájvédelmi Körzet, Abauj és Zemplén határán, Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger pp. 55-91.
- PANTÓ G. (1966) In: Boczán B., Franyó F., Frits J., Láng S., Moldvay L., Pantó G., Rónai A., Stefanovits P. (1966): M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. Magyar- és Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. MÁFI, Budapest, pp. 1-132.
- PINCZÉS Z. (1960) A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza. Kandidátusi disszertáció, Debrecen
- PINCZÉS Z. (1977) Hazai középhegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei. Földrajzi Közlemények XXV. 1-2, pp. 29-45.
- PINCZÉS, Z. (1980) Production of planation surfaces and their types as illustrated on the examples of a tertiary volcanic and of a mesozoic mountain, Acta geographica Debrecina 1975-76, Tom XIV-XV., pp. 5-29.
- PINCZÉS Z. (1998) A Tokaji-hegység geomorfológiai nagyformái. Földrajzi Értesítő XLVII. 3., pp. 379-393.

- ROZLOZSNIK P. (1931) A Tokaj- hegyalja délnyugati részének földtani viszonyai. MÁFI adattár
- SZÉKELY A. (1997) Vulkanomorfológia. ELTE Eötvös Kiadó Kft. pp. 1-234.
- SZEPESI J. (2004) A riolitos vulkanizmus formáinak és fáciesének bemutatása digitális terepmodellek segítségével. HUNDEM konferencia 2004, Digitális domborzatmodellezés használata a környezet és mérnöktudományokban konferencia CD melléklete, Miskolci Egyetem, Természetföldrajzi Tanszék
- SZEPESI J. (2007) Az abaújszántói Sátor-Krakó hegycsoport földtani és morfológiai fejlődéstörténete. In: Szerencs, Dél-Zemplén központja a IV. Tájföldrajzi Konferencia előadásai pp. 95-105.
- SZEPESI, J. (2007) Textural zonation of the Cser-hill composite rhyolite lava dome, Telkibánya, Tokaj-mountains. Hungary 6th International conference of PhD Students pp. 249-254.
- SZEPESI, J. (2007) Textural zonation and geochemistry of an acidic lava flow base, a case study of Sátor-Krakó range, Abaújszántó, Tokaj-mountains. Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Geology, Geomorphology, Physical Geography Series 2. pp. 105-115.
- SZEPESI J. – KOZÁK M (2008) A telkibányai Cser-hegy – Ó-gönc riolitvonulat fácies genetikai és paleovulkáni rekonstrukciója. Földtani Közöny, 138/1 pp. 61-83.
- VARJÚ GY. (1956) Tolcsva környéki földtani térképezés. MÁFI évi jelentése 1955-56. évről pp. 375-405.