

XV. reál- és humántudományi Erdélyi Tudományos Diákköri Konferencia (ETDK)
Kolozsvár, 2012. május 10–13.

A Dési Tufa petrográfiai és granulometriai vizsgálata az Észak-Persány hegység peremvidékén

Szerzők:

Dénes Réka

Babeş–Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár, Biológia-Geológia Kar, mérnökgeológia szak, alapképzés, III. év

Szőcs Emese

Babeş–Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár, Biológia-Geológia Kar, mérnökgeológia szak, alapképzés, III. év

Témavezető:

Dr. Szakács Sándor egyetemi docens,

Sapientia Erdélyi Magyar Tudományegyetem, Természettudományi és Művészeti Kar,
Környezettudományi Tanszék, Kolozsvár

Tartalomjegyzék

Kivonat

1.Bevezetés	3
2.Földrajzi helyzet.....	4
3.Földtani háttér	5
4.A vulkáni tufa meghatározása.....	7
5.A Dési tufa általános leírása (Szakács, 2000) alapján	8
6.Kutatás	10
7.A feltárások leírása	10
7.1.Az alsórákosi feltárás	10
7.2.A Felső-Rákos környéki feltárások.....	11
7.3.A hidegaszói feltárás	12
7.4.A feltárásoknál mért GPS koordináták és tengerszintfeletti magasságok	13
8. Petrológia	14
8.1.Petrografia	14
9. A kőzetminták makroszkópos és a vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálata.....	16
9.1. Alsórákosi feltárás	16
9.2. Rika Sósút-patak-i feltárás	16
9.3. Rika-Nádas-patak völgye	17
9.4. Hidegaszó-i feltárások	18
10. Granulometria	24
11. Konklúziók.....	25
12. Köszönetnyilvánítás	26
13. Könyvészet.....	27

Kivonat

A Dési tufa az Erdélyi-medence egész területén megtalálható, miocén vulkáni tevékenység során keletkezett vulkáni-üledékes képződmény. Anyagának forrása a medencén kívül eső vulkáni központ, amelynek pliniusi típusú kitörése során jött létre a piroklasztanyag, melynek áthalmozódásával és egy tengeri medencében történő diagenizációjával keletkezett a Persány-hegység területén található (Persányi) tufa is. Ez a Dési tufának egy disztális változata. A finom üvegtufa túlnyomórészt vitroklasztokból (mikrohorzsakövek és vulkáni üvegszilánkok) áll. A krisztalloklasztok közül (<10%) jelentősebb a kvarc, a plagioklász földpát és biotit jelenléte. Járulékos ásványokként opak ásványokat találtunk. A muszkovit jelenléte áthalmozódásra utal. A granulometriai vizsgálatok alapján következtettünk a piroklasztanyag keletkezési és szállítási körülményeire.

Kulcsszavak: tufa, vulkanizmus, petrográfia, granulometria

1. Bevezetés

Dolgozatunk témája az Észak-Persány-hegység peremvidékén található Dési Tufa petrográfiai és granulometriai vizsgálata. Az itt feltáruló tufákat Persányi Tufá-nak is nevezik (Szakács, 2000). A tufák ezen a területen disztális településben találhatóak, távol a vulkánkitörési központtól.

A Persányi tufák tanulmányozása a XIX. századig nyúlik vissza. Híres magyar geológusaink közül Herbach Ferencz, Koch Antal és Bányai János is foglalkoztak tanulmányaikban ezen kőzetekkel.

Dolgozatunkban az alsórákosi, a Felsőrákos melletti Rika-patak völgyében, illetve a Vargyas-szoros melletti Hidegaszó-patak völgyében található feltárásokat vizsgáltuk.

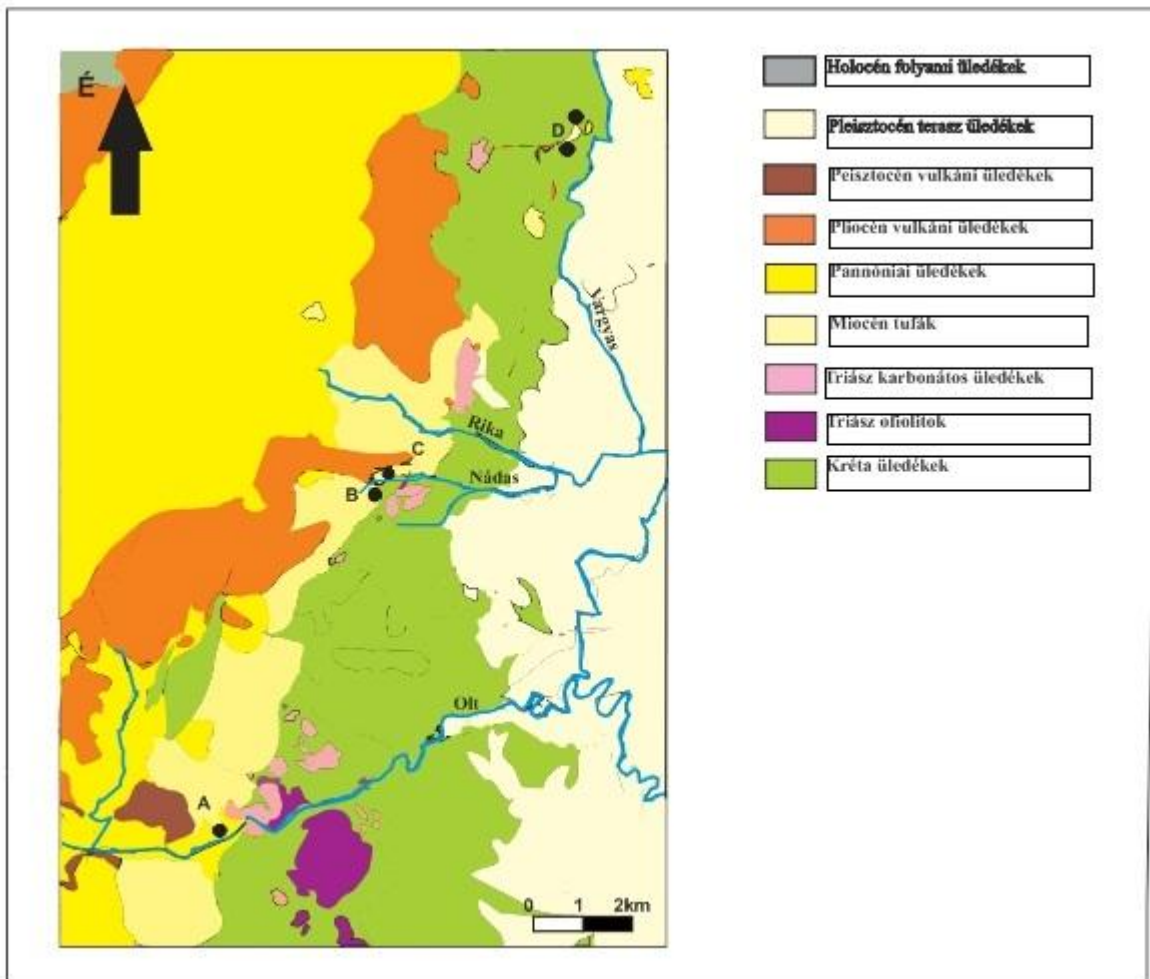
A Persány-hegység egész területén gyakoriak a dacittufaként emlegetett, különböző vastagságú rétegekben előforduló általában zöld színű vulkáni kőzetek.

Célunk ezen kevésbé kutatott tufák összehasonlítása az Erdélyi-medencében található Dési Tufával, kőzettani és granulometria szempontból.

2. Földrajzi helyzet

A Persány-hegység a Keleti-Kárpátok déli részén, az Olt folyó északi és déli oldalán található. Északon a Hargita-hegység, míg délen a Fogarasi-havasok határolják, elterülése ÉÉK-DDNy irányú.

Az általunk vizsgált feltárások földrajzilag az Észak-Persány-hegységhez tartoznak.



1. ábra A környék földtani térképe, Románia földtani térképsorozatának Udvarhely 20 lapja után módosítva. A fekete pontok a feltárások helyeit jelölik

3. Földtani háttér

A Dési Tufa feltárásai a Kárpátok és az Erdélyi-medence találkozási pontjai mentén találhatók. Fiatalabb üledékek által borítva szinte az egész Erdélyi-medence területén kimutatták jelenlétét a fúrásokban.

Az Erdélyi-medence egy poszt-cenomani üledékes medence, ami egy kréta időszak gyűrt takarós szerkezeten fejlődött. A takarós szerkezetek a Kárpátok ívmögötti területét képezik. Amíg más intrakárpáti medencék tipikus backarc fejlődésen mentek keresztül, addig az Erdélyi-medence jelentősen eltérő tektonikai és üledékföldtani fejlődéssel bírt. (Krézsek és Bally, 2006)

A medence aljzatát paleozoikumi kristályos egységek képezik, amelyeket ofiolitok, szigetív típusú vulkanitok és egy triász-késő kréta korú üledékes takaró követ. Ezek alkotják együtt a Tisza-Dácia mikrolemezeket (Csontos és Vörös, 2004).

Az Erdélyi-medence viszonylag vastag kontinentális kéreggel rendelkezik (Demetrescu et al., 2011), üledékei helyenként meghaladják az 5 km vastagságot, és négy tektonosztratigráfiai megaszekvenciába sorolhatóak: (1) felső-kréta rift, (2) paleogén poszt rift, (3) alsó-miocén flexurális medence, (4) közép-felső-miocén ívmögötti medence, az erre jellemző gravitációs tektonikával. (Krézsek és Bally, 2006)

Jelen dolgozat témája kapcsán ez utóbbi, negyedik, megaszekvencia üledékei érdekesek. Szeizmikus kutatások kimutatták, hogy a legjelentősebb medencét kitöltő üledék a só. Ez sósóréteg választja el az alsó-bádeni üledékeket a felső-bádeni és szarmata/pannóniai üledékektől. A medencében a só gyakran antiklinálisok formájában van jelen és két nagy diapíróvként, a medence nyugati és keleti széléin.

A Dési Tufa egy nagyon erős amplitudójú szeizmikus reflektor, ami az Erdélyi-medence egyik legjobban azonosítható nagyterjedésű szeizmikus határfelülete (Krézsek és Bally, 2006).

Üledékföldtani fejlődés szempontjából a közép-miocén egy erős transzgresszív eseménnyel vette kezdetét. A medence nyugati részén sekélytengeri üledékek rakódtak le, mint mészkövek és márgák. A medence központi és keleti részére turbiditek, pelagikus mikrofosziliák és különböző vulkáni tufa szintek jellemzőek, mint a Dési Tufa Formáció is.

A Dési Tufán végzett biosztratigráfiai és radiometrikus kormeghatározások hasonló eredményeket hoztak. A különböző planktonforaminiferák és nannoplanktonok alapján a Dési Tufa kora badeni. Ez a középső miocén középső Langhini korszaknak felel meg a standard geokronológiai skálán.

A különböző radiometrikus kormeghatározási módszerekkel végzett mérések (K-Ar, Ar-Ar, hasadvány nyom elemzés) eredményei, két csoportba sorolhatóak: 14,75-15 Ma és 11,4-12 Ma. A 11,4-12 Ma a tufa keletkezésének korát jelöli, de mivel az nem sokkal ezután áthalmozódott, ez a kor magában foglalja a másodlagos folyamatok korát is. A kitörés, szállítódás, áthalmozódás és újbóli ülepedés teljes folyamata néhány százezer év alatt játszódhatott le, ami az analitikai hibahatár alatt van.

A 11,4-12 Ma közé eső adatok, annak tudhatóak be, hogy a hosszú ideig tartó ásvány-fluidum kontaktus Ar diffúziót okozhatott, ami az ásványok "megfiatalodásához" vezetett. Ezeket olyan tektonikai események is kiválthatták mint a külső Kárpátokban 11 Ma végbemenő konvergenciós folyamatok (Szakács et al., 2012).

A tufát követő üledékréteg egy mélytengeri márgaréteg, ami egy mélytengeri környezetben való lerakódásra utal (Filipescu, 2001).

KOR	KÖZÉPSŐ PARATETHYS KORSZAKAI	BIOZÓNÁK		LITOSZTRATIGRÁFIAI EGYSÉG						
(Ma)		PLANKTON FORAMINIFERA	MÉSZVÁZÚ (NANNOPLANKTON)							
KÉSO MIOCÉN 11.0 KÖZÉPSŐ MIOCÉN 15.8 KORA MIOCÉN 23.5 OLIGOCÉN	PANNÓNIAI	M8-M13	NN8-NN11	Lopadea Formáció						
	SZARMATA	M7 M6 M5 M4 M3 M2 M1	NN7	FELEAC FORMÁCIÓ			CAMPIE CSOPORT	MIREA ALCSOPORT	PIETROASA OCNA DEJULUI/CHEIA DEJ FORMÁCIÓ	GARBOVA FM.
	BÁDENI		NN6	IRIS FORMÁCIÓ						
			NN5							
	OTTNANGI		NN4	HIDA FORMÁCIÓ						
	EGGENBURGI		NN3	CHECHIS FORMÁCIÓ						
	EGERI		M2	NN2	CORUS FORMÁCIÓ		VALEA ALMASULUI FORMÁCIÓ	BUZAS FORMÁCIÓ	VIMA FORMÁCIÓ	
			M1	b						
				a	NN1					
			P22	NP25						
	P21b		ILEANDA FORMÁCIÓ							

2. ábra. Neogén rétegsor az Erdélyi-medencében, Dési Tufa Formációval (Filipescu, 2001 után módosítva)

A Kárpát-Pannon régió neogén magmatizmusa Seghedi et al.(2004) szerinti felosztásában a Dési Tufa előfordulási területe a központi szegmenshez tartozik, akárcsak Tokaj-Slanské, Vihorlat, Gutinski, Beregovo, Oaş-Gutâi vulkáni területek.

A Persányi Tufa felső apti korú polimiktikus konglomerátumra, illetve homokköves flisre települt, amelyek egy felső apti korú vadflis formációt követnek a rétegsorban (Románia geológiai térkepsorozatának 1:50000 Barót lapja alapján, 1975).

4. A vulkáni tufa meghatározása

A piroklasztok robbanásos vulkáni tevékenység során keletkezett kristályok, kristálytöredékek, vulkáni üveg vagy közettörmelékek. Együttesen a tefrát alkotják. Alakjuk változó, annak függvényében, hogy átmennek-e szállításon, áthalmozódáson vagy végbemennek-e mállási folyamatok felszínükön a későbbiekben.

Osztályozásuk méretük és a szemcsék eredete alapján történik. Amennyiben diagenizálódnak piroklasztikus kőzetek (piroklasztitok) keletkeznek.

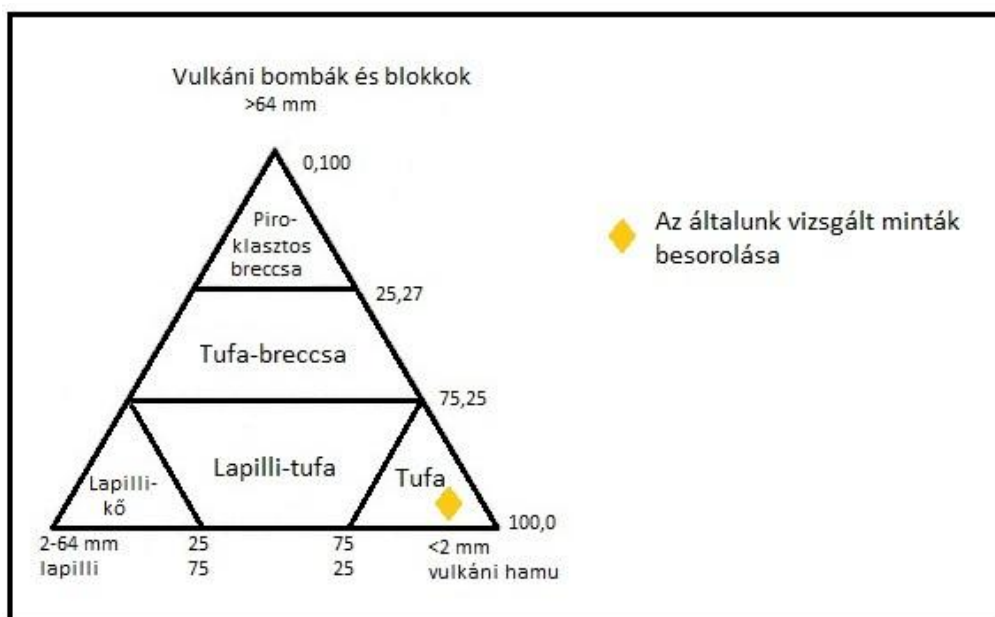
A piroklasztok méret szerinti csoportosítás alapján lehetnek: vulkáni bombák, vulkáni tömbök (blokkok), lapilli, vulkáni hamu. A piroklasztikus üledékek legalább 75 %-ban piroklasztokból állnak, anyaguk többi része lehet epiklaszt, szerves-, kémiai- vagy autigén eredetű. Amennyiben a robbanásos eredetű törmelékes vulkáni anyag konszolidálódott, piroklaszt kőzeteknek nevezzük.

A piroklasztikus kőzeteket az őket alkotó piroklasztok természete alapján a következő csoportokba sorolhatjuk: agglomerátum, piroklasztikus breccsa, tufa breccsa, lapilli tufa, lapillikő (lapillit), tufa.

A **tufa** olyan piroklasztikus kőzet, amelynek több mint 75 %-át vulkáni hamu alkotja. Szemcseméret alapján elkülöníthetünk durva szemcséjű (2 mm-1/16 mm) és finomszemcséjű (< 1/16 mm) tufákat.

A tufákat alkotó szemcsék összetétele alapján megkülönböztetünk litoklasztos tufákat, melyben a litoklasztok dominálnak, vitroklasztos tufákat, melyben a mikrohorzsakövek és vulkáni üvegszilánkok (sárdok) fordulnak elő legnagyobb mennyiségben, illetve krisztalloklasztos tufákat, melyeket nagyrészt ásványok és ásványtöredékek alkotnak (Le Maitre, 2002).

Ezt az osztályozást és nevezéktant alapul véve az általunk vizsgált piroklasztikus kőzetek mindegyike a tufa kategóriába sorolható.



3. ábra. A piroklasztikus kőzetek osztályozása Schmid et al., 1981 után, módosítva

5. A Dési tufa általános leírása (Szakács, 2000) alapján

A vulkáni tufák beékelődése a neogén üledékes rétegekbe általánosan jellemző az Erdélyi-medence neogénjére. Ide sorolható a Dési Tufa is, amely legnagyobb elterjedésben és vastagságban fordul elő.

Ez a tufa az Erdélyi-medence legnagyobb részén megtalálható, feltárásban vagy fiatalabb üledékekkel fedve. Legjelentősebb előfordulása körív alakban helyezkedik el az Erdélyi-medence észak-északnyugati részén, mely párhuzamos a medence szegélyével, Kolozsvár és a Borgói-havasok között.

A Dési tufa egy vulkáni ív affinitású, mészkalkáli magmából származik, amely egy köpenyeredetű magma differenciálódásával keletkezett kéreg kontaminációval, nem pedig kéreg anatexissel. A tufát létrehozó vulkáni építmény típusa kaldera vagy egy 3-4 tagból álló kaldera-rendszer.

A geokémiai adatok szerint három egymást követő kitörésről beszélhetünk, melyek forrása ugyanaz a magmakamra lehetett.

A Dési tufa formáción belül a durva szemcsés vulkanoklasztitok az északi és keleti régiókban, tehát a kitörési központtól számított külső zónákban gyakoriak. Mennyiségük dél fele, a medence belseje fele haladva folyamatosan csökken. A Persány-hegységben és a Kárpátokon túl található előfordulásoknál a szemcsenagyság kisebb, mint az Erdélyi-medence észak-északnyugati részén található tufák esetében. A tufák granulometriája alapján a kitörési központ az Erdélyi-medencén kívül eshetett, attól északnyugatra, szárazföldön. Lehetséges kitörési központok a Szatmárnémeti mellett elhelyezkedő Livada környéke, illetve az Ukrán szubkárpátokban lévő Beregszász környéke.

A Dési tufa anyagát szolgáltató kitörések valószínűleg ignimbrites kitörések voltak kezdeti pliniuszi fázissal, melyet egy ignimbrit hamufelhő kísért, amit a szél nagy távolságon szórt szét DK irányban.

A Dési tufa savanyú kémiai vulkanoklasztitok alkotta ritmusokból áll, melyek mindenikében megtalálhatóak méteres vastagságú durvaszemcsés vulkanoklasztitok, illetve masszív vagy rétegzett tufák, centiméteres vagy deciméteres vastagságú tufák és pelitek ritmikus váltakozása.

A Dési tufát több tíz réteg alkotja, amelyek ülepedési és nem kitörési eseményeket tükröznek. Anyaga áthalmozott, a kitörés után nem sokkal remobilizálódott, víz alatti törmelékarak által. Előfordulásai közül egyedül a Dész-csicsó hegyen található ignimbritek elsődleges piroklasztikózetek.

Előfordulásainak egy részében (leginkább Cepari-nál) kimutatható, hogy a kompozicionális szekvenciák nincsenek összhangban a litosztratigráfiai szekvenciákkal. A Cepari-i feltárásban található két nagyobb kompozicionális (ásványösszetételi és kémiai) diszkontinuitás alapján elkülöníthető három kompozicionális és termális szekvencia, ami három egymást követő kitörésnek felelhet meg. Minden szekvencia az ásványkémiai és hőmérsékleti paraméterek egy belső változását jelenti, amennyiben a magma fejlődése egy bázikusabb és magasabb hőmérsékletű összetételből indult ki. A szekvenciákon belüli hőmérsékleti és összetételbeli változások a magmakamra zonalítására utalnak. Ez a zonalítás a három kitörési szekvenciában is kimutatható, ami minden kitörés után azonnali áthalmozódást feltételez.

A szekvenciák összetételéből arra következtethetünk, hogy a három egymás után lezajló kitörés forrása ugyanaz a magmakamra volt.

6. Kutatás

Kutatásunkat a szakirodalom áttanulmányozásával kezdtük, melyet terepi megfigyelések és mintavételezés követett. A helymeghatározáshoz Garmin CS 60 típusú GPS készüléket használtunk. Minden feltárásnál próbáltuk megfigyelni a tufák települését, a szabad szemmel megfigyelhető szöveti, szerkezeti és ásványtani jellemzőket.

A mintavételezés során célunk az volt, hogy a feltárások több szintjét is megmintázzuk, így vizsgálva a szemcsenagyság és az összetétel változásait az ülepedés folyamán. Az így begyűjtött kézipéldányokat 10x-es nagyítású lupével, az ezekből készült vékonycsiszolatokat pedig Nikon ECLIPSE LV100 POL típusú polarizációs mikroszkóp segítségével vizsgáltuk. Összesen 25 csiszolat készült. A csiszolatokból készült fotók Nikon DS-Fi1 digitális kamerával készültek.

A modális összetétel meghatározását a csiszolatokról készült fotók és ImageJ szoftver segítségével végeztük, a kapott eredményeket RockWorks 14 szoftver segítségével ábrázoltuk.

7.A feltárások leírása

7.1. Az alsórákosi feltárás

Az első vizsgált feltárás Brassó megyében, Alsórákos határában található, a Töpe-patak mentén, a vasútállomástól 15 percnyi járásra. A feltárás (4. ábra) a Lafarge cég tulajdonában lévő mészkőbánya szomszédságában található.

A feltárás ÉK-DNy irányban húzódik, kb. 50 m hosszúságban, magassága a központi részén 20 m, míg a széleken 10-15 m. Az itt található tufa színe a zöld különböző árnyalataitól a szürkéig változik, a feltárás DNy-i részén sárgás bevonat, illetve vízszintes rétegzettség figyelhető meg, míg az ÉK-i szélén az élénkebb zöld árnyalatok dominálnak. Ezen az oldalon a tufa erősen töredezett, a feltárás aljánál jelentős törmelék felhalmozódás figyelhető meg. A központi részen függőleges töredezettség látható.

Az alsórákosi tufát Herbich Ferencz már a XIX. században említi. (Herbich, 1878)



4. ábra Az alsórákos-i feltárás fényképe

7.2. A Felső-Rákos környéki feltárások (5. ábra)

A Kovászna megyei Felső-Rákostól északra, a Rika-patak völgyében két nagyobb tufafeltárás is található. A K-Ny irányú feltárás (5. ábra) kb. 20 m hosszú, magassága pedig 6-7 m. A tufa itt is nagyon töredezett, a feltárás központi részében jól megfigyelhetőek a függőleges repedések, melyek folytatódnak az egész feltárásban. Az itt található tufa szürkés, helyenként fehér színű. A feltárás teljes hosszában egy párhuzamos rétegzettség jelenik meg, melyben a rétegek vastagsága kb. 1 m.



5. ábra Sósút-pataki feltárás részlete

A Sósút-patak Nádas-patakba való ömlése után, az előző feltárástól keletre egy kb. 10-12 m hosszúságú, 4-5 m magas szintén K-Ny irányban húzódó kisebb feltárás található (6. ábra). Az itt megjelenő tufa színét szintén a szürke különböző árnyalatai jellemzik. A feltárás egész területén erős töredezettség figyelhető meg és nem alakult ki rétegzettség.



6. ábra A Nádas-pataki feltárás részlete

7.3. A hidegaszói feltárás

A Vargyas-szoros mellett a Hidegaszó-patak völgyében előforduló tufákat két egymás melletti feltárásban vizsgáltuk (7., 8. ábra), melyek együttes hossza meghaladja a 100 m-t. Az itt található tufa állagában és színében különbözik az eddig vizsgáltaktól. A világosszürke és élénkzöld rétegek váltakoznak a feltárásban, ezek nagyon kompaktak és csak kis mértékben töredezettek.

Ezt a feltárást említi Bányai János „A Magyar Autonóm Tartomány hasznosítható ásványi kincsei” című 1957-ben megjelent könyvében (Bányai, 1957).



7. ábra A Hidegaszó-i alsó feltárás részlete



8. ábra A Hidegászó-i felső feltárás részlete

7.4. A feltárásoknál mért GPS koordináták és tengerszintfeletti magassága

A feltárás helye a térképen	Feltárás neve	Észak	Kelet	Tengerszintfeletti magasság
A feltárás	Alsó-Rákos-i feltárás	46.03203	025.42034	519 m
B feltárás	Nádaspatak-i feltárás	46.09341	E 025.48634	571 m
C feltárás	Sóskút-patak-i feltárás	46.09433	025.48144	575 m
D feltárás	Hidegászó-i feltárás	46. 21780	025.56180	670 m

8. Petrológia

8.1. Petrográfia

A petrográfiai jellemzőket vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálata révén határoztuk meg. A terep bejárásakor a négy feltárás különböző szintjeit mintáztuk meg vertikálisan, mivel célunk az ásványi összetétel és a szemcseátmérő változásainak megfigyelése és értelmezése volt.

Az általunk vizsgált tufa petrográfiai összetevői: piroklasztok (a piroklasztikus kőzetek petrográfiai összetevői)-, és az epiklasztok (vulkanikus vagy nem vulkanikus eredetű összetevők). A vulkanoklaszt kifejezés értelmezésünk szerint magába foglal minden vulkáni eredetű klasztot, epiklasztot és piroklasztot.

Leíró jelleg alapján a piroklasztitok összetevői: vitroklasztok (vulkáni üveg töredékek, mindig piroklasztok), krisztaloklasztok (kristályok, kristálytöredékek), litoklasztok (közettörmelékek). A krisztaloklasztok és a litoklasztok lehetnek epiklasztok és piroklasztok is.

Vitroklasztok:

A vulkáni üvegszilánkok vagy **sárdok** olyan finom vulkáni üvegdarabok, melyek egy erősen buborékosodott és a robbanásos kitörés által fragmentálódott magmából keletkeznek, a gázbuborékok falának megszilárdulása által. Alakjuk változatos, lehetnek sima, görbült felületűek, Y alakúak. Morfológiájuk megváltozhat a lerakódás és a kompaktáció során. A sárdok alakjából következtethetünk a magma buborékosodási, fragmentációs és kitörési folyamataira, illetve megbecsülhető a buborékok mérete és sűrűsége. Általában a finomszemcsés vitroklasztos tufákat alkotják, illetve a krisztallo-vitroklasztos tufák finomabb frakcióját. A sárdokon legtöbbször megfigyelhetőek hidratációs, devitifikációs folyamatok nyomai, illetve a diagenizáció folyamán végbement ásványtani átalakulások, ami leggyakrabban zeolitizáció.

A **mikrohorzsakövek** olyan vulkáni üvegdarabok, melyek belsejében megőrződtek a távozó gázok hagyta üregek. Méretük általában meghaladja a 2 mm-t, ekkor a lapilli kategóriába sorolhatóak, de lehetnek sárdokhoz hasonló méretűek is. A bennük található gázbuborékok mérete, gyakorisága és alakja változatos lehet, általában a szférikus és a tubuláris (csőalakú) mikrohorzsakövek csoportját szokás elkülöníteni. A két fajta buborék azonban egyazon horzsakőben is előfordulhat. Körvonalaik általában rideg töréses deformáció nyomait mutatják, amiből arra következtethetünk, hogy a fragmentáció, szállítás és ülepedés alacsony hőmérsékleten zajlott. A nagy porozitásuk miatt a horzsakövek különösen hajlamosak másodlagos átalakulásokra.

A finom- és középszemcsés tufákban alárendelt mennyiségben, míg a durvaszemcsésekben főalkotóként vannak jelen.

A **masszív vulkáni** üveg a Dési Tufának csak kevés előfordulásában található, az általunk vizsgált csiszolatokban nem találtunk ilyent.

Krisztalloklasztok:

A Dési Tufában a krisztalloklasztokat kristálydarabok, ritkán egész kristályok képviselik. Alakjukat tekintve szögletesek, szilánkosak és törési felülettel határoltak.

A krisztalloklasztok között a következő ásványfajok fordulnak elő:

Kvarc, legnagyobb gyakorisággal fordul elő, a plagioklász földpát mellett, könnyen felismerhető lekerekített széléről, de lehet tört kvarc is.

Plagioklász földpát a másik leggyakoribb krisztalloklaszt, legtöbbször kristálytöredékek formájában jelenik meg, gyakran saját oldalakkal rendelkezik. Alakja és mérete változatos lehet, gyakoriak az ikresedett illetve zónás kristályok.

Biotit, a kvarc és plagioklász földpát mellett alárendelt mennyiségben van jelen, az üledék egységek felső részén jelenik meg a vitroklasztokkal együtt, a könnyű frakcióban. Képlékenyen deformálódik a kitörés és ülepedés alatt. Csiszolatban vékony, hullámos kötegekben van jelen, sárgás-barnás pleokroizmussal rendelkezik.

Amfibol, zöld hornblendék jelennek meg, mennyiségük a 3%-ot nem haladja meg. Zöld-oliva színűek, frissek.

Piroxén, szórványosan fordul elő, ebben az esetben klinopiroxén.

Muszkovit, gyakori az előfordulása a tufában.

Allanit, apatit és cirkon mellett fordul elő, sárgás-barnás pleokroizmussal rendelkezik.

Opak ásványok, változó mennyiségben jelennek meg, Fe-Ti oxidok képviselik, ritkán pirit.

A **litoklasztok**, amelyek alárendelt mennyiségben (kevesebb, mint 15 %) fordulnak elő a Dési tufában, lehetnek **alloklasztok**, azaz a kitörés alatt letört és a tufa anyagába keveredett kőzetdarabok és **epiklasztok**, azaz a szállítódás során a tufába került kőzettörmelékek. Genetikai csoportosítás alapján elkülöníthetünk **magmás** és **nem magmás** eredetű litoklasztokat.

A tufában helyenként megjelenik egy karbonátos, **autigén** összetevő, amely kémiai kicsapódás útján keletkezik.

A **bioklasztok**, olyan állati és növényi eredetű maradványok, amelyek a tufa anyagában őrződtek meg.

A leggyakoribbak ezek közül különféle foraminifera fajok vázai vagy váztöredékei, de ritkán makrofosszíliák is megőrződtek.

9. A kőzetminták makroszkópos és a vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálata

9.1. Alsórákosi feltárás

Makroszkópos leírás (10. ábra, a.)

A tufa erősen diagenizálódott, finomszemcsés, szabad szemmel nem figyelhető meg szemcseátmérő változások a feltáráson belül. Szerkezete masszív, nem figyelhető meg irányítottság vagy rétegződés. Színe világoszöld, néhol szabad szemmel is megfigyelhető biotit szemcsék találhatóak benne. Erősen töredezett, gyakran síkok mentén válik el.

Mikroszkópos jellemzők (10. ábra, a, b.)

Szöveve helyenként irányított, irányítottságát a biotit lemezek adják, vitroklasztos, alapanyagát legnagyobb részben mikrohorzszakövek alkotják ($V > 80\%$), átmérőjük $100\text{ }\mu\text{m}$, de elérheti az $500\text{ }\mu\text{m}$ nagyságot is. Alakjuk általában szögletes, gyakran elnyúltak, ahogy a bennük lévő buborékok is. A sárdok mennyisége alárendelt, méretük ritkán haladja meg az $50\text{ }\mu\text{m}$ -t, általában egyenes vagy enyhén görbült felületekkel határoltak, szilánk alakúak.

A krisztalloklasztok: kvarc krisztályok vagy krisztálytöredékek, lécikres-plagioklász földpát (méretük $50\text{-}100\text{ }\mu\text{m}$ között váltakozik), előfordulnak még biotit, muszkovit illetve opak ásványok is.

Litoklasztok alárendelt mennyiségben (kevesebb mint 5%) fordulnak elő.

Az alsórákosi feltárás geokémiai és ásványtani összetételével kapcsolatos 1983-as kutatás alkalmával (Cosma et. al, 1983) a következő eredmények születtek: $10\text{-}19\%$ kvarc, $8\text{-}24\%$ plagioklász, $0\text{-}4\%$ muszkovit, $0\text{-}10\%$ biotit, $3\text{-}19\%$ kalcit, $2\text{-}9\%$ agyagásványok és $25\text{-}68\%$ klinoptilolit.

9.2. Rika Sós-kút-patak-i feltárás

Makroszkópos leírás (9. ábra, b.)

A tufa erősen diagenizálódott, színe szürkétől élénkzöldig változik, de leggyakrabban világos zöld. Szerkezete masszív, nem irányított és nem rétegzett. A feltárás felső részében a kőzet erősen töredezett, az aljában a töredezés kisebb mértékű.

Mikroszkópos jellemzők (10. ábra, c, d.)

A finomszemcsés tufa szövete vitroklasztos ($V > 80\%$). A sárdok mérete 50-100 μm között változik, általában egyenesek, de előfordulnak görbült alakúak is. A mikrohorzsakövek mérete 150-300 μm között változik, de néhol elérhetik a 750 μm nagyságot is. A tufa anyagának legnagyobb részét alkotják ($> 60\%$). A szövet nem irányított, nem figyelhető meg rétegződés. A krisztalloklasztok mennyiség kisebb, mint 20%. Krisztalloklasztokat kvarctöredékek és poliszintetikusán ikresedett plagioklász földpát töredékek alkotják, amelyek mérete 50-100 μm között változik. Emellett kisebb mennyiségben ($<15\%$) biotit, muszkovit és opak ásványok is előfordulhatnak.

A feltárásban lentről felfele haladva a vitroklasztok aránya nő (91→97%), méretük csökken (100-150→25-50 μm). A sárdok aránya is csökken a horzsakövekhez viszonyítva. Tehát a feltárás felső részén egy nagyon finomszemcsés (25-50 μm), jórészt mikrohorzsakövekből (90%) és sárdokból álló (5%) tufa található.

A tufa kötőanyagát rendkívül finomszemcsés autigén karbonát és apró vulkáni üvegszilánkok alkotják. A vitroklasztokon megfigyelhető zeolitosodás annak lehet a következménye, hogy a tufa egy tenger alatti környezetben rakódott le és hosszú időn keresztül volt kontaktusban a tengervízzel.

Az egyik vizsgált csiszolatban *Globigerinoides aff. triloba* plankton foraminifera vázát találtuk.

9.3. Rika-Nádaspatak völgye

Makroszkópos leírás (9. ábra, c.)

A tufa nagyon finomszemcsés, erősen diagenizálódott, szürkészöld színű. Szerkezete masszív, de megfigyelhető rétegződés, melyben a világosabb sárgás, illetve sötétebb zöld rétegek váltakoznak. A feltárásban a tufa, az előbbihez hasonlóan erősen töredezett.

Mikroszkópos jellemzők (10. ábra, e, f)

A kőzet finomszemcsés. Szövete vitroklasztos ($V > 85\%$), szerkezete nem irányított. A mikrohorzsakövek mérete 100-200 μm , míg a sárdok mérete 50-100 μm között változik. A krisztalloklasztok alárendelt mennyiségben vannak jelen ($C < 15\%$), általában azonos méretűek ($< 50 \mu\text{m}$). A krisztalloklasztok közül a kvarc dominál ($> 50\%$), a biotit, a plagioklász földpát és a muszkovit kristálytöredékek formájában alárendelt mennyiségben fordul elő.

A feltárásban lentől felfele haladva kis mértékű szemcseméret csökkenést figyelhetünk meg mind a vitroklasztok (75-100 μm →25-50 μm), mind pedig a krisztalloklasztok esetében (50-75 μm →20-30 μm). Mivel a kisebb sűrűségű vitroklasztok egymáshoz viszonyított mérete

nagyjából azonos és meghaladja a nagyobb sűrűségű krisztalloklasztok átlagos méretét, arra következtethetünk, hogy a sűrűség szerinti osztályozás előrehaladott volt. Ennek alapján valószínű, hogy a tufa hullott eredetű, tehát a szállítás és osztályozás levegőben történt.

A tufa kötőanyagát rendkívül finomszemcsés autigén karbonát és apró vulkáni üvegszilánkok alkotják.

9.4. Hidegaszói feltárások

Első feltárás

Makroszkópos leírás (9. ábra, d.)

Az általában szürke színű tufába helyenként durvább szemcsés zöld részek ékelődnek. Egyes rétegekben mm-es nagyságú sávazottság figyelhető meg.

Mikroszkópos leírás (10. ábra, g, h.)

Szöveve vitroklasztos ($V > 75\%$), az előző feltárásokhoz képest a krisztalloklasztok jóval nagyobb mennyiségben fordulnak elő, ($C = 20-25\%$), alárendelt mennyiségben litoklasztok is előfordulnak ($L < 5\%$). A tufa szöveve irányított, krisztalloklasztokban gazdagabb (25%) világos, illetve krisztalloklasztokban szegényebb (20%) sötétebb sávokból áll. A mikrohorzsakövek nagyjából azonos méretűek ($100-150\ \mu\text{m}$), de elérhetik az $500\ \mu\text{m}$ nagyságot is, ezek a sárdoknál nagyobb mennyiségben fordulnak elő.

A vitroklasztok közül a mikrohorzsakövek fordulnak elő a legnagyobb mennyiségben (több mint 70%), gyakran tubulárisak, a bennük található buborékok gyakran sávokba helyezkednek. Emellett a sárdok is jelentősek, alakjuk változatos, lehetnek pálca alakúak, enyhén görbültek és Y alakúak. Vékony elnyúlt alakjukból arra következtethetünk, hogy egy erősen buborékosodott magmából keletkeztek.

A krisztalloklasztok közül itt is a kvarc dominál, amely inkább kristálytöredékek formájában jelenik meg, a plagioklász földpát gyakran ikresedett, előfordulnak még biotit, muszkovit és opak ásványok. Másodlagos ásványok is megfigyelhetők (agyagásványok, zeolitok), melyek a diagenézis alatt keletkezhettek, de ezek pontos elkülönítésére nem volt lehetőségünk.

A csiszolatokban a litoklasztokat metamorf kvarcittöredékek képviselik, alakjuk lekerekített, mennyiségük nem haladja meg az 5% -ot, méretük $100-150\ \mu\text{m}$ között váltakozik, nem magmás eredetűek.

A tufa kötőanyagát apró vulkáni üvegszilánkok és autigén karbonát alkotja, ez utóbbi tenger alatti ülepedésre utal. A vitroklasztokon másodlagos ásványi átalakulások, azaz zeolitosodás figyelhető meg.

A vitroklasztok és krisztalloklasztok egy közetben való jelenlétéből arra következtethetünk, hogy a sűrűség szerinti szegregáció nem volt előrehaladott, tehát a tufa anyaga valószínűleg piroklasztos ár üledék lehetett.

Második feltárás

Makroszkópos leírás (9. ábra, e.)

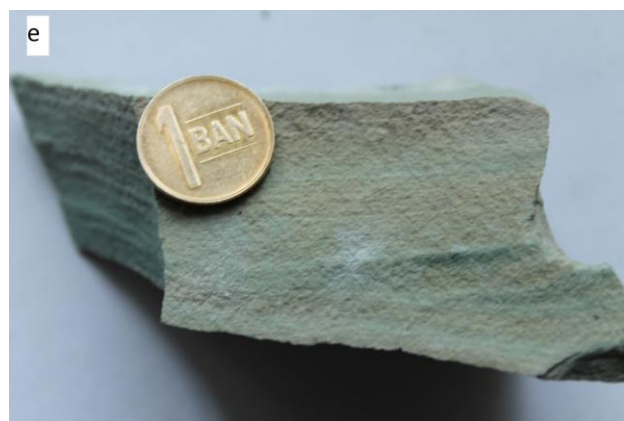
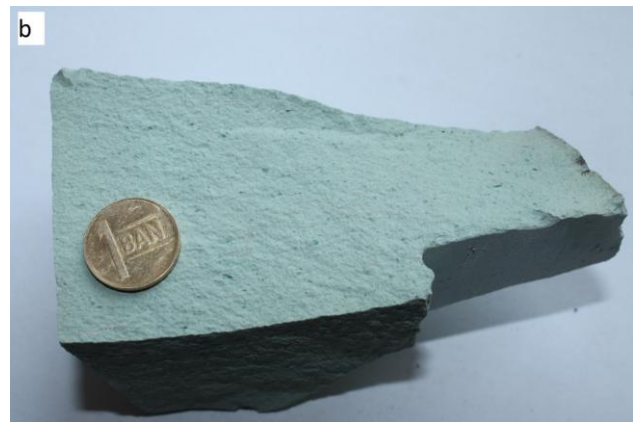
Színe zöld, melyben a világosabb és élénkebb árnyalatok sávonként váltakoznak. A tufa erősen konszolidált, nagyobb darabokban töredezett. Szabad szemmel is megfigyelhető, hogy a tufa szemcsenagysága valamivel durvább az előzőhöz képest.

Mikroszkópos leírás (10. ábra, i, j, k, l)

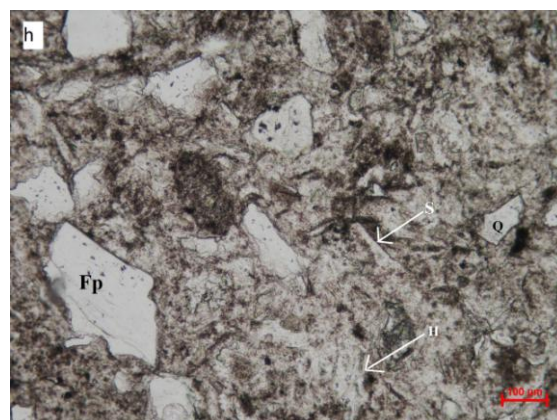
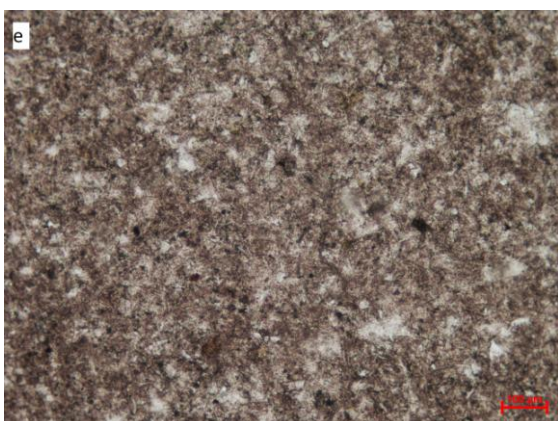
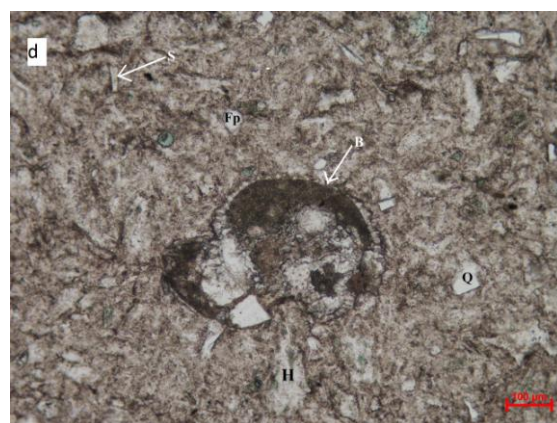
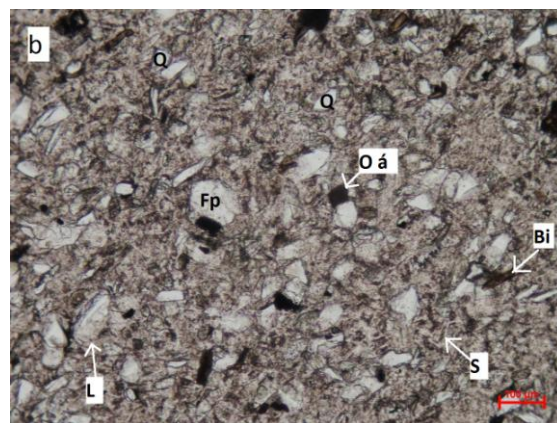
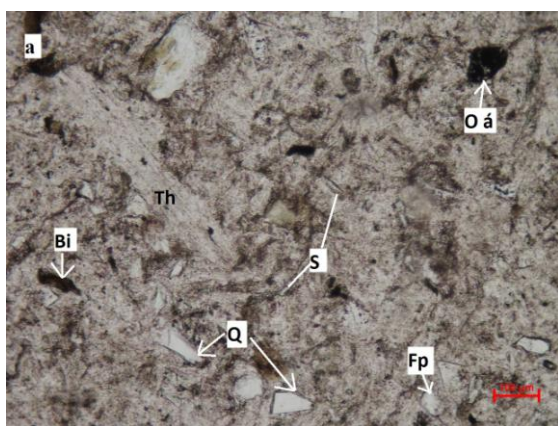
Szövete vitroklasztos ($V > 75\%$), a mikrohorzsakövek a legjelentősebbek (55%), méretük 200-300 μm között váltakozik, alakjuk lehet kerekded vagy négyszögű. A sárdok lehetnek egyenesek, enyhén görbültek vagy Y alakúak, kisebbek a mikrohorzsaköveknél (25- 50 μm) és kisebb arányban vesznek részt a tufa összetételében (kb. 20%). Elnyúlt vékony alakjukból arra következtethetünk, hogy egy buborékokban gazdag magmából keletkeztek.

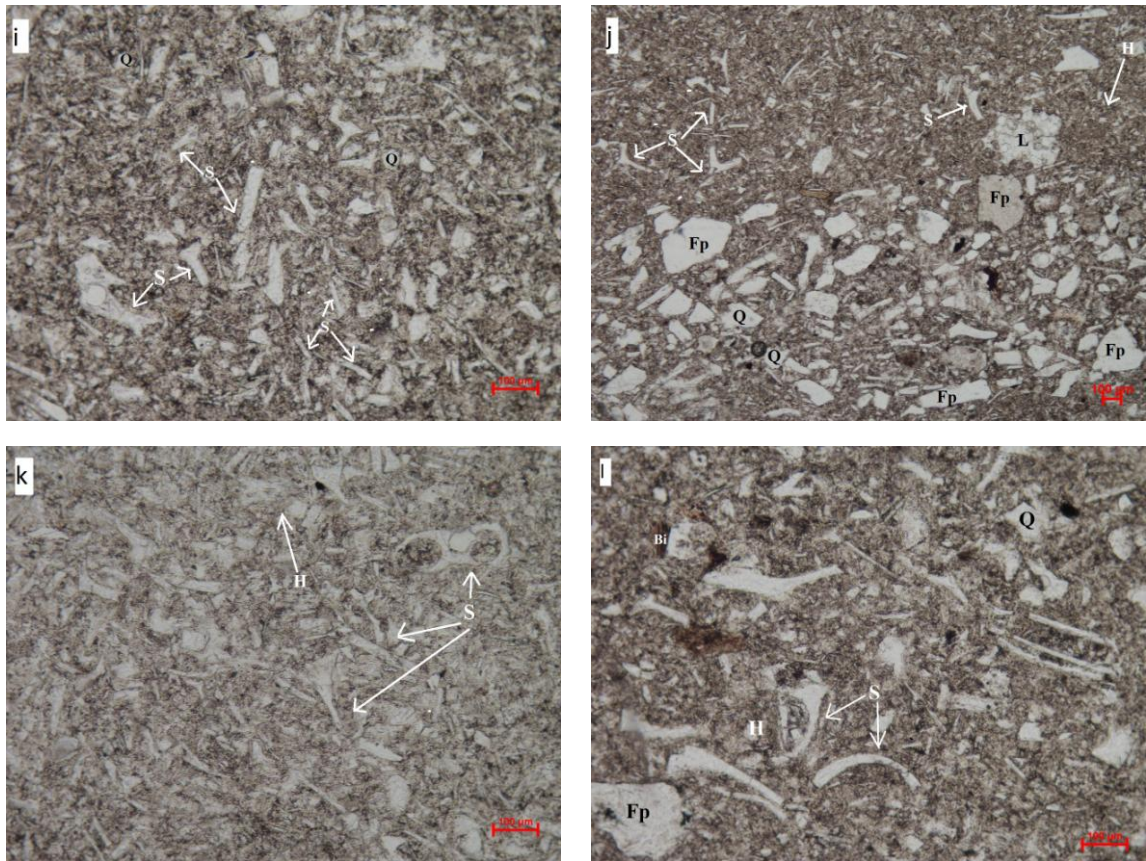
A feltárásban felfele haladva a krisztalloklasztok mérete és aránya enyhén csökkenő tendenciát mutat. Leggyakoribb a kvarc, mely töredezett és a plagioklász földpát, mely gyakran ikresedett, illetve zónás kristályok formájában jelenik meg. Alárendelt mennyiségben található biotit és muszkovit, arányuk kevesebb, mint 10%.

A tufa kötőanyagát finomszemcsés vitroklasztok és autigén karbonát alkotják. A vitroklasztok zeolitosodása itt is megfigyelhető, de nem annyira előrehaladott mint az előző feltárásban.



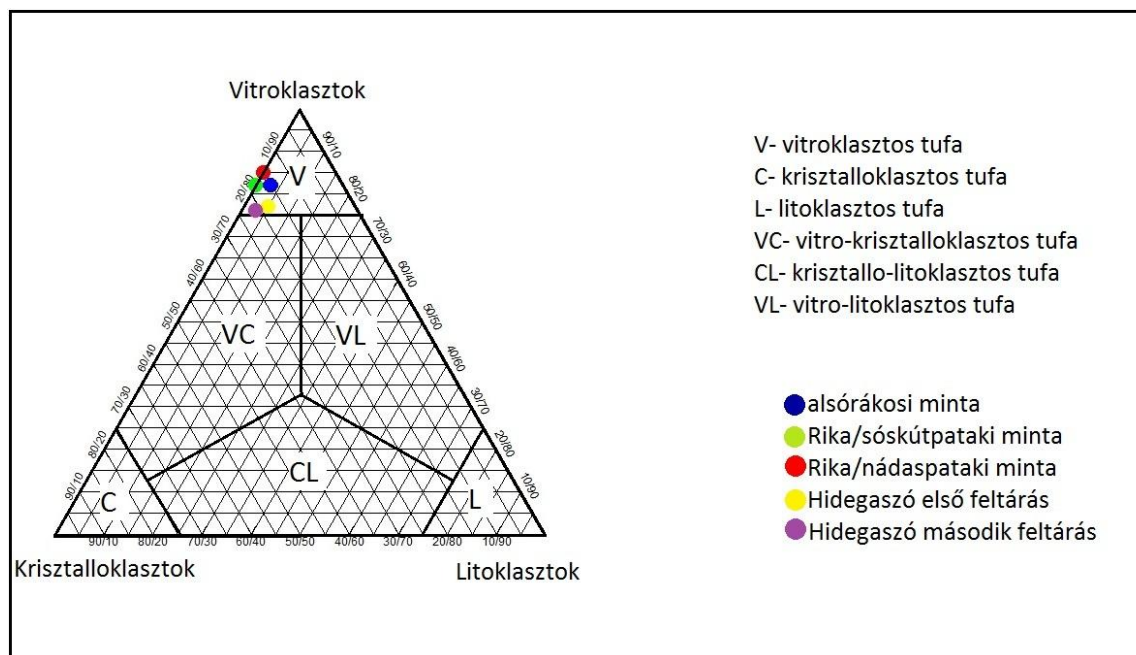
9. ábra A persányi tufák kézi példányai





10. ábra A Persány hegységbeli tufák vékonycsiszolati képei. Rövidítések: **Th**-tubuláris horzsa, **H**-horzsa, **S**-sárd, **Q**-kvarc, **Fp**-földpát, **O** á- opak ásvány, **Bi**-biotit, **B**-bioklaszt, **L**-litoklaszt. (A képek magyarázata a fenti szövegben található).

A csiszolatokban a fő alkotók (vitroklasztok, krisztalloklasztok, litoklasztok) előfordulási arányát vizsgáltuk, melynek alapján eredményeinket az alábbi diagramon ábrázoltuk. A feltárásokban nem tapasztaltunk olyan nagyságrendű összetétel változást, amely egy külön diagramon ábrázolható lett volna. A vizsgált tufák vitroklasztos tufák (üvegtufák), mivel a bennük található vitroklasztok mennyisége 75-95% között változik. Ez teljesen összhangban van az anyaguk disztális eredetével, akárcsak a krisztalloklasztok ehhez viszonyított kisebb (5-25%), illetve a litoklasztok alárendelt mennyisége (<5%).



11. ábra A Persányi tufák összetételbeli osztályozása - Le Maitre et al., (1989) alapján,
Szakács (2000) nyomán módosítva

10. Granulometria

A konszolidált tufák granulometriai vizsgálata vékonycsiszolatok alapján mikroszkóp és mikrométer segítségével történik. Ezeken belül megkülönböztethetünk durvaszemcsés (0,5-2 mm-ig), közepes szemcsenagyságú (0,06-0,5 mm) és finomszemcsés (<0,06 mm) tufákat (Szakács, 2000).

Az általunk vizsgált tufák szemcsenagysága egyetlen esetben sem haladja meg a 0,06 mm-t, tehát az összes vizsgált mintánk a finomszemcsés tufa kategóriájába esik.

	AR1	AR2	AR3	AR4	AR5	AR6	AR7	AR8	AR átlag
kvarc	50-100	50-100	50-100	50	50	50	50-100	50-100	50-100
földpát	50-100	50-100	50-100	50	50	50	50-100	50-100	50-100
muszkovit	50-100	25-50	25-50	50	50	50	25-50	50	50
biotit	50-100	50-75	50-75	50-100	50-100	50	50	50-75	75
sárd	30-50	30-50	30-50	50	50	50	25-50	25-50	50
mikrohorzsakő	50-100	100	100	50	100	50-100	100	100-150	100
litoklaszt	100	-	-	-	-	100	-	-	100

	RN1	RN2	RN3	RN4	RN átlag	RS1	RS2	RS3	RS4	RS átlag
kvarc	50-75	50	50	25-50	50	75-100	75-100	75-100	50-75	75-100
földpát	50-75	50	50	25-50	50	75-100	75-100	50-75	50-75	75
muszkovit	-	50	-	50	50	-	100	100	50	75
biotit	50-75	25-50	25-50	25-50	50	75-100	75	75	75	75
sárd	25-50	25-50	25-50	25-50	25-50	100-150	100	75	75	75-100
mikrohorzsakő	75-100	75-100	50	50	50-100	100-150	100	75-100	75-100	100
litoklaszt	-	-	-	-	-	150-200	-	150	-	150

	HI1	HI2	HI3	HI4	HI átlag	Hf1	Hf2	Hf3	Hf4	Hf átlag
kvarc	100-150	50-100	25-50	50-100	50-100	50	50	50-75	50	50
földpát	100-150	50-100	25-50	50-100	50-75	50	50	50-75	50	50
muszkovit	75-100	50-100	25-50	50-100	50-75	75	75	50	75	75
biotit	100-150	100-150	100-150	100-150	100-150	-	-	100	100	100
sárd	75-100	75-100	75-100	75-100	75-100	50-75	50-75	50-75	50	75
mikrohorzsakő	100-150	150-200	100-150	100-150	100-150	75	75-100	75-100	75	75-100
litoklaszt	100-150	-	-	100-150	100-150	50-100	-	50-100	-	50-100

12. ábra Az egyes feltárásokban található tufák különböző összetevőinek átlagos szemcseátmérője μm -ben. Rövidítések: **AR**- alsó-rákosi feltárás, **RS**- Rika Sósikút pataki feltárás, **RN**- Rika Nádas pataki feltárás, **HI**-hidegaszói első feltárás, **Hf**-hidegaszói második feltárás, **V**-vitroklaszt, **C**-krisztalloklaszt, **L**- litoklaszt

	AR	RS	RN	HI	Hf
V	82	82	85	77	76
C	15	17	18	18	21
L	3	1	0	5	3

13. ábra Az egyes feltárásokban található tufákat alkotó piroklasztitok összetevőinek aránya az általunk vizsgált feltárásokban (%)

	RS1	RS2	RS3	RS4
V	91	94	96	97
C	8	6	4	3
L	1	-	-	-

14. ábra A tufa összetételének változása a Rika-sóskút-pataki feltárásban

11. Konklúziók

A Dési Tufa az egész Erdélyi-medence területén megtalálható, helyenként üledékekkel fedett, változatos vastagságú riolitos összetételű piroklasztikus kőzet, amely a mészkalkáli vulkanizmust jelzi a Keleti-Kárpátokban és az Erdélyi-Szigethegységben. Kora badeni (14,8-15,1 Ma). Savanyú kémiai vulkanoklasztitok alkotta ritmusokból áll, melyek mindenikében megtalálhatóak méteres vastagságú durvaszemcsés vulkanoklasztitok, illetve masszív vagy rétegzett tufák, centiméteres vagy deciméteres vastagságú tufák és pelitek ritmikus váltakozása.

Az általunk vizsgált kőzetek mindegyike a finomszemcsés tufák csoportjába sorolható, szemcseátmérőjük nem haladja meg a 0,06 mm-t. A finom szemcsenagyság a Dési Tufa disztális változataira jellemző. A mikrohorzsakövek mérete átlagosan 50-200 µm között változik, de helyenként elérhetik akár az 500 µm átmérőt is. Ez a szemcsenagyság illeszkedik Szakács (2000) a Dési Tufa egyes előfordulásainak és az általa talált legnagyobb méretű horzsakő lelőhelyének távolságára vonatkozó vizsgálataiba, illetve a az ezt a távolságot az adott helyen található mikrohorzsakövek maximális méretének függvényében ábrázoló diagramjába. Az általa kutatott területen a legnagyobb horzsakő Benesat helységben található (60 µm). Ez alapján feltételezhető, hogy a szállítás ÉK-ről DNy-ra történt.

A minták egy részében a tufa anyagának több mint 90%-át vitroklasztok alkotják, ami jó sűrűség szerinti osztályozásra utal, amely levegőben való szállítás, illetve piroklaszt hullás esetén valósulhat meg. A krisztalloklasztokat is tartalmazó (C=15-20%) kőzetek esetében, amennyiben a kisebb sűrűségű vitroklasztok mérete meghaladja a nagyobb sűrűségű krisztalloklasztok méretét, a szemcsék sűrűség szerinti osztályozása előrehaladott volt, ami a légi úton történő szállítás során valósulhatott meg, a tufa piroklaszt hullás formájában szállítódott.

Az általunk vizsgált tufák esetében ritkábban fordul elő, hogy a krisztalloklasztok és vitroklasztok átmérője azonos, ez esetben arra következtethetünk, hogy a szemcsék között nem valósult meg sűrűség szerinti osztályozás. Mivel ezek az előfordulások petrográfiai és granulometriai tulajdonságaik alapján disztális településűek, a piroklasztár formájában történő

szállítás nem valószínű. Feltételezhető, hogy ez a piroklasztanyag co-ignimbrit hamufelhő által szállítódhatott, ami a piroklaszt ár felületéről származó és a piroklaszt árat kísérő hamufelhő, és ami a tulajdonképpeni piroklasztár üledék lerakódása után a szél irányában tovább szállítódhat. Ennek szállítási távolsága jóval nagyobb a piroklaszt árénál.

Az általunk vizsgált tufákban krisztalloklasztok arány 5-25% között mozog, méretük általában 50-100 μm , de a krisztalloklasztokban gazdagabb, durvább szemcsés tufákban találhatunk 500 μm átmérőt meghaladó ásványokat is. A leggyakoribb ásványtörések a kvarc, plagioklász földpát, biotit, muszkovit, kisebb mennyiségben opak ásványok. Ez az összetétel megegyezik a Dési Tufa északnyugati Erdélyi medencei összetételével. A tufában nem találtunk olyan a Dési Tufa északnyugati Erdélyi-medencei előfordulásaiban (Szakács, 2000) leírt járulékos ásványokat, mint a piroxén, amfibol, allanit. Ez a körülmény ezen ásványok nagyobb fajsúlyával magyarázható.

A litoklasztok jelenléte a vitroklasztos tufákban a sűrűség szerinti osztályozás hiányára utal, ami piroklaszt ár által történő szállítás során valósulhat meg. Az általunk vizsgált persányi tufák esetében a litoklasztok alárendelt mennyisége miatt ez nem áll fenn. Szövetük vitroklasztos, a bennük található mikrohorzsakövek és sárdok aránya 75-95% között változik. A vizsgált minták egyike sem tartalmaz masszív vulkáni üveget vagy üvegtörmelék. A tufákban található legfontosabb kristálytörések a kvarc, plagioklász földpát, muszkovit és biotit. A tufák kötőanyagában helyenként megtalálható antigén karbonát és a vitroklasztokon másodlagos ásványként helyenként megjelenő zeolitok tengeralatti lerakódásra utalnak, ahogy a tufaanyagban megőrződött plankton foraminifera vázak is.

12. Köszönetnyilvánítás

Köszönetet szeretnénk mondani témavezetőnknek, Dr. Szakács Sándornak, a dolgozat megírásában nyújtott segítségével és sok hasznos tanácsért.

Köszönetet mondunk Dr. Silye Lórándnak és Gál Ágnesnek, akik szintén sokat segítettek a dolgozat megvalósításában.

Szintén köszönettel tartozunk Dr. Szabó Csabának és Bendő Zsoltnak, az ELTE Geokémiai és Kőzettani Tanszékének laboratóriumában a mikroszkópok használatának biztosításáért és az ebben nyújtott segítségért.

13. Könyvészet

- Bányai, J. (1957): A Magyar Autonóm Tartomány hasznosítható ásványi kincsei, Tudományos Könyvkiadó, Bukarest, p. 78-81.
- Bărbat, A., Marton, A. (1989): Tufurile vulcanice zeolitice, Editura Dacia, Cluj-Napoca, p. 44.
- Cosma, R., Matei, L., Ștefan, L. (1983): Thermodynamics of zeolitization processes for some romanian tuffs, *Analele Universității București, Geologie* 36, p. 21-27.
- Csontos, L., Vörös, A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, p. 1– 56.
- Demetrescu, C., Nielsen, S.B., Ene, M., Serban, D.Z., Polonic, G., Adreescu, M., Pop, A., Balling, N. (2004): Litosphere thermal structure and evolution of the Transylvanian Depression-insight from new geothermal measurements and modelling results, *Physic Earth Planet Interiors*, 126, p. 249-267.
- Filipescu, S. (2001): Cenozoic lithostratigraphic units in Transylvania, Cluj-Napoca, 2001
- Herbich, F. (1878): A Székelyföld földtani és őslénytani leírása, Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve, V. kötet, 2. Füzet, Budapest, p. 218-224.
- Koch, A. (1900): Az Erdélyrészi-medence harmadkori képződményei, Magy. Földt. Társulat, Budapest
- Krézsek, Cs., Bally, A.W. (2006): The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics, *Marine and Petroleum Geology* 23, p. 405–442.

Le Maitre, R. W. (2002): *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rock*, Cambridge, New York, Melbourne, Cambridge University Press, p. 7-9.

Petrescu, I., Bălașa, L. (1975): *România 1:50000 léptékű térképsorozatának Barót lapja*

Schmid, R. (1981): *Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks Geology, The Geological Society of America, Boulder, vol. 9, p. 41-43.*

Seghedi, I., Szakács, A., (1991): 'The Dej tuff' from Dej-Ciceu area: some petrographical, petrochemical and volcanological aspects, *The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania. Cluj-Napoca*, p. 135–146.

Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004): *Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkaline magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review, Tectonophysics, 393, p. 43-62.*

Szakács, A., (2000): *Studiul petrologic și tefrologic al tufurilor vulcanice din badenianul inferior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei, teză de doctorat, Universitatea din București, România*

Szakács, A., Ciulavu, D., Dinu, C., Dordea, D. (2000): *Neogene kinematics of the Transylvanian basin (Romania), American Association Petroleum Geologists, V.84, No. 10., p. 1589-1615.*

Szakács, A., Pécskay, Z., Silye, L., Balogh, K., Vlad, D., Fülöp, A., (2012, in press): *On the age of the Dej Tuff, Transylvanian Basin (Romania), Geologica Carpathica, April 2012, 63, 2, xx*