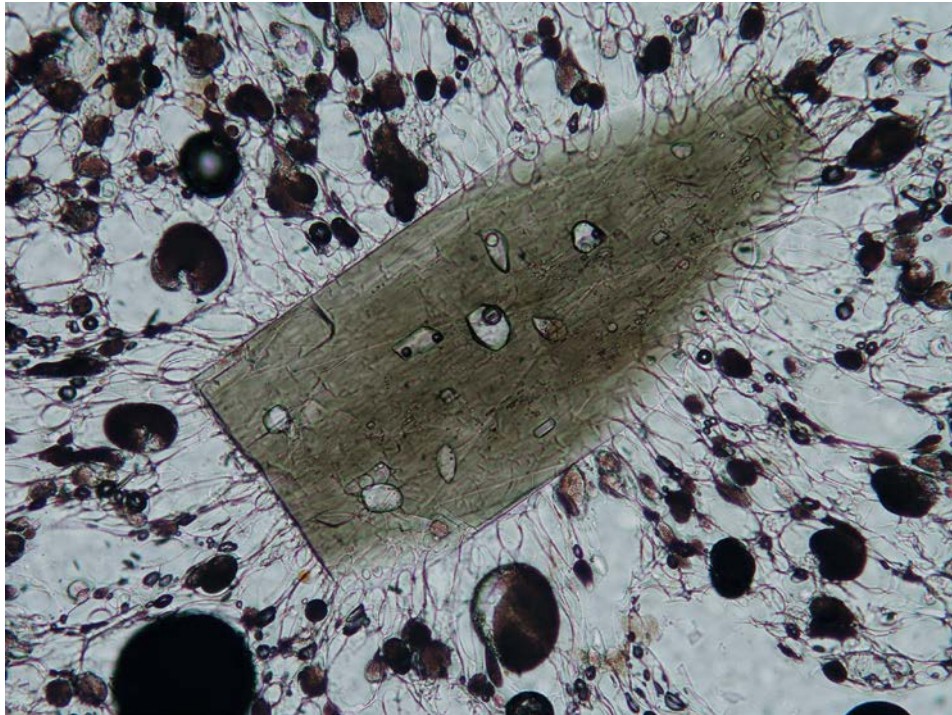


A Csomád vulkán disztális tefra rétegeinek vizsgálata



Oross Rebeka

ELTE Földtudományi BSc III. évfolyam

Témavezetők:

Dr. Harangi Szabolcs

ELTE, Budapest Közettan és Geokémiai Tanszék, tanszékvezető egyetemi docens

Kiss Balázs

ELTE, Közettan és Geokémiai Tanszék, segéd munkatárs



**TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI DOLGOZAT
KÖZETTAN-GEOKÉMIAI TANSZÉK
FÖLDRAJZ-FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET
EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
BUDAPEST, 2012**



Lezárás dátuma: 2013.01.09.

Tartalomjegyzék

1. Absztrakt	2
2. Bevezetés	4
3. Geológiai háttér	5
3.1. Geodinamikai háttér	5
3.2. A Csomád vulkán	8
4. Kutatástörténet	10
5. Eredmények	11
5.1. Vizsgálati módszerek	11
5.2. Feltárások leírása	12
5.2.1. Terepi leírás	12
5.2.1.1. Torjai feltárás	12
5.2.1.2. Kézdivásárhelyi feltárás	14
5.2.1.3. Csíkszentmártoni feltárás	17
5.2.2. Makroszkópos és mikroszkópos leírás	19
5.2.2.1. Torjai feltárás	19
5.2.2.2. Kézdivásárhelyi feltárás	27
5.2.2.3. Csíkszentmártoni feltárás	31
5.3. Geokémiai vizsgálatok	36
5.3.1. Kőzetüveg	36
5.3.2. Földpátok	38
5.3.3. Amfibolok	39
6. Diskusszió	41
6.1. Tefra rétegek korrelációja, eredete	41
6.2. Következtetések a kitörést megelőző magmakamra-folyamatokra	44
6.3. Következtetések a vulkán kitörés jellegére	46
6.4. Összefoglaló ábra	48
7. Következtetések	49
Köszönetnyilvánítás	50
Irodalomjegyzék	51
Mellékletek	

1. Absztrakt

Dolgozatomban a Csomád vulkán tágabb környezetében lévő disztális tefrarétegek vulkanológiai, közettani és geokémiai vizsgálatának eredményeit mutatom be.

A vizsgált feltárások közül háromban, Kézdivásárhely (Kz), Torja (Tj) és Csíkszentmárton (Csm), található primer vulkáni üledék. A vulkántól délre (Kz, Tj) ~30 cm vastag horzsakő gazdag, jól osztályozott lapillikő rétegekként, a csíkszentmártoni lelőhelyen pedig ~35 cm vastag, jól osztályozott hamuréteggént paleotalajra települve jelenik meg a vulkáni anyag. Ezek supbliniusi-pliniusi kitörés hullott anyagát képviselik, amelyek a paleotalajszint a ^{14}C -es korvizsgálat szerint $33,6 \pm 0,8$ ka évesek vagy annál fiatalabbak.

A juvenilis piroklasztok (~70vol%) mind a három feltárásban üveges alapanyagúak és idiomorf-hipidiomorf plagioklász > amfibol > biotit fenokristályokból valamint akcesszórius apatitból állnak. Egyes amfibolok magjában ortopiroxén is előfordul. Kiemelendő, hogy az ortopiroxénben Cr-spinell zárványok is megjelenhetnek, amely ásványt még nem említették a robbanásos kitörések anyagában. A tefrarétegben található litoklasztok egy része kogenetikus, de megjelennek a kürtőfalat képviselő járulékos klasztok és üledékes fragmentumok is.

A geokémiai adatok megerősítették, hogy a vizsgált tefrarétegek a Csomádhoz köthetők. A juvenilis piroklasztok kőzetüvegének riolitos összetétele és nagy K-tartalma is a Csomádi horzsakövek jellemzője. A feltárások tefrarétegei a kőzetüveg és a plagioklász fenokristályok összetétele alapján két csoportra oszlanak. Délen, a kőzetüvegre kisebb SiO_2 , és nagyobb CaO , Al_2O_3 , FeO érték jellemző, a plagioklász andezines összetételű. Az északi feltárásban a kőzetüvegnek nagyobb a SiO_2 , és kisebb a CaO , Al_2O_3 , FeO tartalma, a plagioklász oligoklász összetételű. Az északi és déli feltárások tefrarétegei vélhetően különböző szintet képviselnek, tehát több heves robbanásos kitörés is történhetett a Csomádon. A plagioklászokon gyakran megfigyelhető szivacsos szövet és visszaoldódási felszín arra utal, hogy a kitörést megelőzően a magmakamrában megváltoztak a körülmények. Az An tartalom változása és a FeO konstans értéke az intenzív paraméterek változására utal, amit egy frissen benyomuló magma okozhatott. Ez az esemény lehetett a kitörés kiváltó oka is.

Abstract

In my essay I present the results of the volcanological, petrographical and geochemical examinations of the distal tephra layers found in the surrounding of the Csomád volcano.

Around the volcano the primer volcanic sediments were found in three places, Kézdivásárhely (Kz), Torja (Tj) and Csíkszentmárton (Csm). In the southern localities (Kz, Tj) it appears as a 30 cm thick pumice rich, sorted-lapilli layer, while in Csíkszentmárton as a 35 cm thick, well sorted ash layer that is underline by a paleosoil layer. They represent subplinian-plinian fallout tephra layers, according to the ^{14}C chronology of the paleosoil the ash layer is 33.6 ± 0.8 ka old or younger.

The juvenile pyroclasts (~70vol%) in all of the three excavations have glassy vesicular matrix and made of euhedral or subhedral phenocrysts of plagioclase > amphibole > biotite, and accessory apatite; remnants of orthopyroxene is rarely found in the core of amphiboles. Outstanding result that Cr-spinell inclusions were detected in the orthopyroxene, this mineral has not been mentioned earlier in the material of the explosive eruptions. Cogenetic dacite litoclasts, hydrothermally altered volcanic litoclasts and accidental sedimentary fragments were also found in the tephra layers (<30vol%)

The matrix of the juvenile fragments has rhyolitic compositions and high K content which are typical only to the products of the Csomád volcano in the area. According to the composition of the matrix glass and An content of the plagioclase phenocrysts tephras can be divided into two groups. The southern tephras are characterized by lower SiO_2 and higher CaO, Al_2O_3 , FeO in the glass and andesine type plagioclase. The northern tephra has higher SiO_2 and lower CaO, Al_2O_3 , FeO in the matrix and oligoclase type plagioclase. Geochemical results suggesting that the two tephra group represent two different eruptions that were originated from the Csomád volcano. Commonly observed spongy texture and resorption surface at the rim of the plagioclase phenocrysts suggest disequilibrium conditions in the magma chamber before the eruptions. Associated changes in the An content and constant FeO refer to an increase in the intensive parameters. These features could be caused by fresh magma arriving to the magma chamber which caused the eruptions.

2. Bevezetés

A Csomád vulkán vizsgálata, mint a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb tűhányójaé, elengedhetetlen fontosságú. A korábbiakban felvetettek alapján (Szakács et al., 2002) a vulkán a jövőben kitörhet, hiszen egy szeizmikusan aktív, szubdukálódó lemez felett található (Mason et al., 1998; Sperner et al., 2001; Seghedi et al., 2004). Ahhoz, hogy előre tudjunk vetíteni egy esetleges kitörési eseményt, fontos, hogy megismerkedjünk a vulkán korábbi működésével.

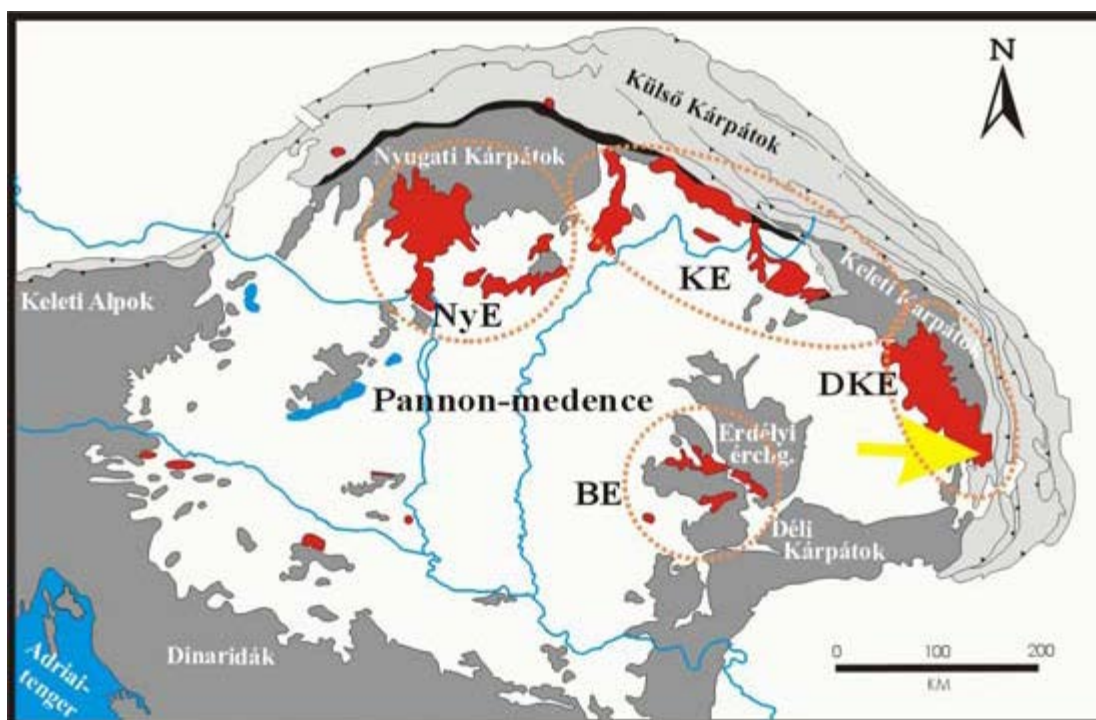
A Csomád utolsó extruzív szakaszában keletkezett piroklasztitok vizsgálata elengedhetetlen a felmerülő kérdések megválaszolásában. A proximális feltárásokkal már foglalkoztak korábban (Bányai et al., 1917; Vinkler et al., 2007; Harangi et al., 2010), de a disztális tefra rétegek közül eddig csak egy feltárás került leírásra (Vinkler et al., 2007) a kézdivásárhelyi (fehérmartoki). A fent említettek miatt dolgozatomban elsődleges célja, hogy leírjam és összevegyem a disztális feltárások anyagát a már leírt piroklasztitokkal, illetve egymással, és hogy egyértelműsítsem a forrásrégiót. A disztális rétegek vizsgálata azért lényeges, mert ezen feltárásokon belül egyszerre láthatóak a különböző kitörési fázisok üledékei, valamint az itt előforduló tefrarétegek megjelenése és a horzsakövek, illetve litoklasztok vizsgálata alapján lehet következtetni a kitörés típusára. Ezen felül célom, hogy a részletes feltárás leírásokon kívül megfelelő petrográfiai adatokkal szolgáljak a további kutatásokhoz.

A korábbi tanulmányok során felmerült az a lehetőség, hogy az utolsó szakaszban nem csak két kráterformáló kitörés zajlott, hanem több robbanásos esemény is bekövetkezett (Vinkler et al., 2007; Kiss et al., 2009; Harangi et al., 2010), a bizonyítékokat a proximális horzsakövek geokémiai vizsgálatai biztosítják. A dolgozatomban erre a feltételezésre is megpróbálok választ találni a horzsakövek és hamu kémiai elemzése során. Az elektron mikroszkópi képek és a SEM-EDX ásvány- és üvegkémiai mérések alapján a magmakamra folyamatokba is betekintést nyerhettem, amelynek komoly jelentősége van abban, hogy eldönthessük, milyen események okoztak és okozhatnak kitöréseket a Csomádon. A magmakamrában lezajlott eseményekkel foglalkozik Kiss és mtsi. (2009) az amfibolok vizsgálata alapján. Én a plagioklászok visszaoldódási felületeiből, szivacsos szövetéből és az olvadékszárványok valamint a mag és perem geokémiai vizsgálataiból következtetek a magmakamrában lejátszódó eseményekre (Scaillet és Evans, 1999; Bachmann és Dungan, 2002; Rutherford és Devine, 2003; Humphreys et al., 2006), amelyek megelőzték, esetleg előidézték a kitörést.

3. Geológiai háttér

3.1. Geodinamikai háttér

A Csomád vulkán a Kárpát-Pannon térség délkeleti részén található, a Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni ív déli elvégződésénél (1. ábra). A vulkáni működés a Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusához kapcsolódik, ami 21 – <1 millió évvel ezelőtt zajlott. Ez az alkáli és mészkalkáli vulkáni működés egy szubdukciós folyamathoz köthető, melynek során egy valószínűsíthetőleg óceáni litoszféralemez nyugati irányban a Tisza-Dácia, valamint az ALCAPA mikrolemezek alá szubdukálódott. A folyamat közben alakult ki az ív mögötti medencének tekinthető Pannon-medence (Szabó et al., 1992; Seghedi et al., 2004, 2005; Harangi, 2001). A szubdukció a kontinentális lemezek kollíziójával, valamint észak-dél irányú lemezleszakadással ért véget (Mason et al., 1998; Sperner et al., 2001; Seghedi és et al., 2004). Ez utóbbi esemény napjainkban is észlelhető a Vrancea övezetben, ahol az utolsó alábukó lemezdarab leszakadását közepes- és nagy mélységű földrengések kísérik (Oncescu et al, 1984, Sperner et al., 2001).



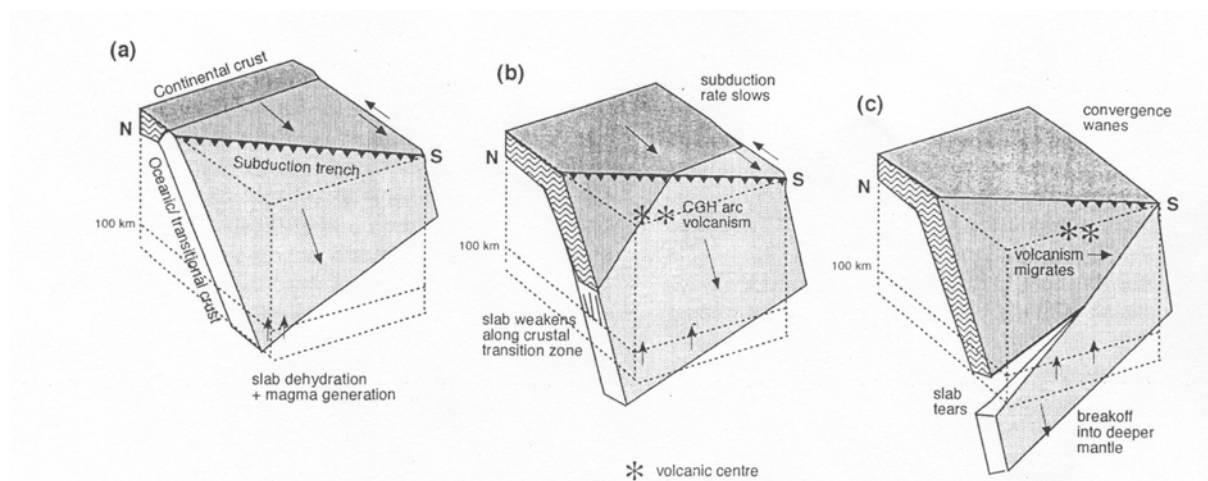
1. ábra A Csomád vulkán elhelyezkedése a Pannon-Kárpát térségben (sárga nyíl) a térség egyéb vulkáni területei (piros keretben) (Seghedi et al., 2004, Harangi 2001)

A magmás tevékenység időben eltolódva követte a szubdukciót, amelynek eredményeképp az ív mentén mészkalkáli vulkánok, míg a medence területeken alkáli bazaltos vulkánok sorakoznak. A Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni vonulat vulkanizmusa a

radiometrikus koradatok alapján fokozatos délkeleti fiatalodással jellemezhető, amit a ferde lefutású szubdukcióval magyaráznak. Az elmélet szerint a ferdén alábukó óceáni lemez fokozatosan tört le, a letörés mélysége pedig délkelet felé egyre sekélyebb volt (Rădulescu et al., 1972; Peltz et al., 1987; Pécskay et al., 1995a; Mason et al., 1998). A legészakabbra fekvő Kelemen-havasokhoz kötődnek tehát a legidősebb vulkáni képződmények, ahol 11,3-6,7 millió éve zajlottak a kitörések (Seghedi et al., 2005). Már ezzel párhuzamosan megindult a vulkáni aktivitás a Görgényi-havasokban 7,5 millió évvel ezelőtt, ami 5,3 millió éve fejeződött be. Az Észak-Hargita vulkáni működése 6,5-3,9 millió évvel ezelőttre tehető, a Dél-Hargita vulkáni kőzetei pedig 6-2,4 millió éves koradatokot mutatnak. A későbbiekben shoshonitos magmabenyomulások történtek 1,7-1,5 millió éve: két szubvulkáni test helyezkedett be Málnás és Sepsibükkszád környékén. Ezt követően a vulkáni működés 500 ezer évig szünetelt a területen, a következő aktív szakasz már a Csomádhoz köthető.

A vulkáni működés fiatalodása mellett a Kelemen-Görgény-Hargita vonulatban megfigyelhető, hogy az idő múlásával egyre kevesebb magma érte el a felszínt. Továbbá nem kerülheti el a figyelmünket a vulkáni vonulat dél-hargitai részén detektált jelentős kémiai változás a kőzetek összetételében sem. Az itt található vulkáni képződmények jellemzően káliumban gazdagabbak, mint a Kelemen-Görgény-Észak Hargita kőzetei. A részletes geokémiai vizsgálatok a nyomelem- és radiogén izotóp összetételekben is eltéréseket mutattak ki. Tehát dél felé haladva az uralkodóan mészkalkáli andezit-dácit vulkáni képződményeket káliumban, báriumban és stronciumban gazdag, valamint nehéz ritkaföldfémekben szegény vulkáni kőzetek váltották fel (Szakács et al., 1993; Mason et al., 1996). Mason és mtsi. (1996, 1998) a Dél-Hargitai vulkáni kőzetek eltérő geokémiai összetételét az eltérő geotektonikai helyzetből adódó különböző magmaforrással magyarázták. Véleményük szerint, míg az ív többi részén a kőzetek forrása a metasomatizált, kimerült köpenyék, addig a Dél-Hargita magmájának elsődleges forrása a gazdagodott, OIB (óceán szigeti bazalt) jellegű asztenoszféra. Ennek oka a szubdukció előrehaladása során kialakuló északról délre haladó lemezfelhasadás mélységének csökkenése lehetett. Ez az esemény az ív más részein elég nagy mélységben történt ahhoz, hogy ne befolyásolja a magmaképződést, viszont a déli rész lassabb alábukási sebessége miatt, a Dél-Hargita alatt a lemezdarab leválása sekélyebb mélységben, kb. 50 km mélyen következett be (2. ábra). A megjelenő résbe feláramló asztenoszféra anyaga viszonylag sekély mélységig juthatott, így végbemehetett a részleges megolvadása. A nagy ionsugarú litofil elemekben (LILE) való dúsulást a magas hőmérséklet következtében az alábukó lemez jelentősebb mértékű dehidratációja magyarázza.

Seghedi és mtsi. (2004) továbbfejlesztették a lemezlehasadás következtében feláramló asztenoszféra modell gondolatát. A Dél-Hargita vulkáni kőzeteinek Sr/Y aránya nagyon közel áll az adakitokéhoz. Az adakit eredete az alábukó óceáni kéreg olvadásával magyarázható (Defant és Drummon, 1990), ezért Seghedi és mtsi. (2004) egy heterogén: NMORB-OIB jellegű magmaforrással számolnak. Szerintük a felemelkedő nagy hőmérsékletű asztenoszféra anyag megolvasztotta az alábukó óceáni kérget is, így jöhettek létre az adakitokhoz hasonló vulkáni képződmények.



2. ábra A vulkáni ív délkelet felé való fiatalodásának okaként értelmezett ferdén leszakadó litoszféra lemez, a vulkánok helye csillaggal jelölt (Mason et al., 1998)

Nem mindenki ért egyet az előzőekben elhangzott modellekkel. Harangi (2001) szerint a feláramló asztenoszféra anyag hőmérséklete nem lehetett elég magas az idős és hideg óceáni lemez megolvasztásához. Szerinte egy alsó litoszférában bekövetkező részleges olvadás, ahol a metasztatizált erek is megolvadtak, jobban magyarázza a LILE elemekben való erős dúsulást. Továbbá a vastag litoszféra köpenyben gránát is jelen lehetett, ami a kismértékű olvadás során visszamaradhatott, ez az alacsony nehéz ritkaföldfém tartalomra is megfelelő értelmezést ad.

Az eddig felsorolt elméletek főleg geokémiai úton közelítették meg a problémát. Gîrbacea és Frisch (1998) főleg a tektonikai adatok és a Vrancea-zóna alatt kipattanó földrengések alapján készítették el modelljüket. A földrengések hipocentrumai alapján kirajzolódik egy jelenleg is süllyedő litoszféra darab. A modellalkotók szerint ez a litoszféra darab egy, a Moho szintjén zajló litoszféra lehasadás következtében vált le és hajlott a mélybe. Az így keletkező litoszférarészbe nyomulhatott be az asztenoszféra anyaga és idézte elő az egyidejű shoshonitos és alkáli bazalt vulkanizmust. Chalot-Prat és Gîrbacea (2000) tovább finomította a delaminációs modellt. Úgy vélték, hogy a magmák forrásköze az alábukó lemez delaminációt követően visszamaradt litoszféra köpeny anyaga. A Persány-

hegység alkáli bazaltjaiban előforduló ultramafikus kőzetzárványok is ezt a forrásközetet reprezentálhatják.

A delamináció elméletét és jelenleg is tartó folyamatát Sperner és mtsi. (2001) is alátámasztja. Szerintük a teleszeizmikus tomográfia által a Vrancea zóna alatt kirajzolódó hideg, merev test egy szubdukció végső szakaszában leszakadó litoszféradarab. Ezen a függő litoszféragységen találunk egy szeizmikusan inaktív rést. Ezt a rést Gîrbaceával ellentétben nem a lemezleszakadás bizonyítékának tekintik, hanem egy laza csatlakozásnak, ahol a lemezleválás a Moho szintjén kezdődött, majd rézsútosan a merev litoszféraköpenyben folytatódott. Így elég erős ahhoz, hogy megengedje a lemezelnnyúlást és a benne uralkodó feszültségek földrengéseket pattanthassanak ki, de ugyanakkor elég laza, ahhoz, hogy a fellépő feszültségek ne terjedjenek rá a kéregre is, ami a szeizmikus rést magyarázná.

Összefoglalva: a Csomád vulkán a Pannon térség legfiatalabb vulkánja, melynek működése a Keleti-Kárpátok előterében lezajlott szubdukció befejező szakaszához köthető. A magamképződésre többféle modell is létezik, ahogyan a mélyben lezajló folyamatok működésének magyarázata sem egyértelmű.

3.2. A Csomád vulkán

A Csomád vulkán egy dácitos összetétellel jellemezhető dómrendszer. A Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni ív legdélibb és legfiatalabb tagja. Két kitörési szakasz különböztethető meg az eddigi vizsgálatok alapján. Az első extrúzív szakaszban egy lávadóm komplexum jött létre, melynek tagjai: Bálványos és a Kis-Haram. Ezen események 1 – 0,75 millió éve zajlottak, és ezt követően százezer éves inaktivitás után keletkezett a többi lávadóm, 650 – 500 ezer évvel ezelőtt (Kis-Csomád, Nagy-Haram, Várhegy, Szurdok, Komlós-árok, Nagy-Csomád, Taca és Köves-Ponk) (Szakács et al., 1993; Pécskay et al., 1995b).



3. ábra A Csomád vulkán látképe

A második aktív szakaszban, mely a K/Ar koradatok szerint 200 ezer évnyi szünetet követően jelentkezett, megváltozott a kitörések jellege. Ezt bizonyítják a robbanásos működésre utaló, több feltárásban is észlelhető vulkáni törmelékes üledékek, piroklaszt

szórások, piroklaszt árák, laharok, valamint másodlagos törmelékfolyások képződményei (Szakács et al., 1993, Szakács és Seghedi, 1995). A vulkán központjában ekkor keletkezett a két kráter: az idősebb, láppal kitöltött, 220 ezer éves Mohos-kráter és a fiatalabb, a Szent-Anna tavat magába foglaló kráter, amely az utolsó kitörés helyszínéül is szolgál. Két feltárásból állnak rendelkezésre koradatok az utolsó aktív szakaszra vonatkoztatva. A tusnádfürdői piroklasztit előfordulás alatt található paleotalajból és a horzsakövek között található elszenesedett fadarabokból származó minták 10 700 év (Juvigne et al., 1994) és 41 300 év (Harangi et al., 2010) közötti koradattal szolgáltak. A bükkszádi feltárás kora 29 500 év (Harangi et al., 2010). A koradatok tükrében valószínűsíthetjük, hogy a Csomád legutóbbi aktív időszakában több robbanásos kitörés helyszíne volt, amit geokémiai adatok is alátámasztanak (Vinkler et al., 2007).

4. Kutatástörténet

Az első terepi vulkanológia leírás a Csomád komplexumról már 1917-ben megtörtént Bányai által. A tudomány fejlődésével, egyre több képződmény modern értelmezése látott napvilágot (Moriya et al., 1995, 1996). A lávadómok és piroklasztitok első koradatai kb. 650 000 – 500 000 évet adtak (Szakács et al., 1993; Pécskay et al., 1995a). A későbbi vizsgálatok során a tusnádi piroklasztit réteg feletti paleotalaj korvizsgálata > 35 520 évet mutatott (Moriya et al., 1996). A nemrégiben elvégzett radiokarbonos korvizsgálatok a bükkszádi piroklasztitokon $29\,500 \pm 260$ évet, valamint a tusnádfürdői feltárásban 41 300 évet adtak. Ezen adatok alapján feltételezhető, hogy a Csomád utolsó két kitörése között akár 10 000 évnyi szünet is lehetett. Mai tudásunk alapján az egész Csomád komplexum nem idősebb, mint 200 000 év.

A Csomádról szóló modern közzétett eredmények első publikálása csak az 1980-as években történt meg (Seghedi et al., 1987; Szakács et al., 1993). A modern geokémiai vizsgálatok, főleg a teljes közet kémiai vizsgálataira összpontosított, így egy-egy vulkáni felépítmény tanulmányozása a háttérbe szorult. A Csomád vulkán első részletesebb vizsgálatai a lávadómokra koncentráltak (Mason et al., 1995), a következőkben Vinkler és mtsi. (2007) részletesen leírta a fiatal piroklasztitok ásványkémiai tulajdonságait, és felismerte, hogy a magmagenetikai folyamatok modellezéséhez elengedhetetlen a lávadómok részletes vizsgálata. 2002-ben Szakács és mtsi. veti fel elsőként azt a problémát, hogy előfordulhat-e még kitörési esemény a Csomádon. Ezen kérdés megválaszolásához elengedhetetlen, hogy megértsük az eddigi kitörések magmakamra folyamatait. Az elmúlt 10-20 év során történő terepi munka, adatgyűjtés és geokémiai vizsgálatok lehetővé tették, hogy rekonstruálni lehessen a Csomád vulkáni működését (Vinkler et al., 2007; Kiss et al., 2009, Harangi et al., 2010).

Az eddigi tanulmányok alapján két eltérő geokémiai összetételű piroklasztit típus különíthető el a proximális feltárásokban (Vinkler et al., 2007, Harangi et al., 2010). A különbség az üveg SiO_2 tartalmában, az amfibolok és a plagioklászok összetételében jelenik meg legmarkánsabban (Harangi et al., 2010). A disztális feltárások közül még csak a kézdivásárhelyi került részleges leírásra Vinkler et al. (2007) által, ahol a feltárás fehérmartoki néven szerepel.

5. Eredmények

5.1. Vizsgálati módszerek

A vizsgált feltárásokból gyűjtött piroklasztok petrográfiai és geokémiai vizsgálatához 30 μm vastag polírozott vékonycsiszolatok készültek (optikai és elektronmikroszondás vizsgálatokhoz). A petrográfiai leírást az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén lévő Nikon SMZ800 típusú sztere- és a Nikon YS2-T polarizációs mikroszkóppal végeztem. A mikroszkópos felvételeket a petrográfiai mikroszkópra szerelt Cool PTX E950 fényképezőgéppel készítettem, ezen eredmények kiegészítésére szintén az ELTE-KGT-n található AMRAY 1830 pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) készült képeket használtam.

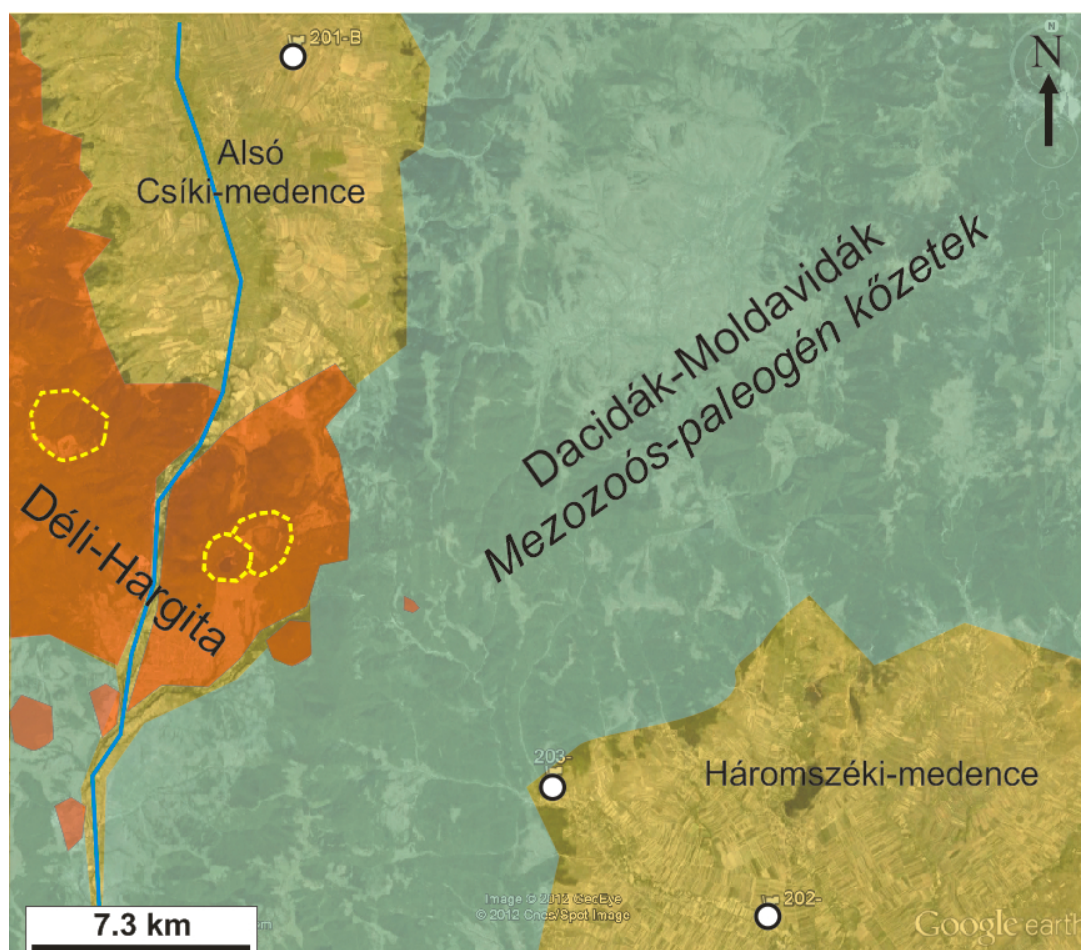
Ugyan ezen a műszeren készültek a kőzetüveg és az ásványfázisok félkvantitatív geokémiai elemzése. Ehhez a csiszolatok felületét egy JEIL JEE-4B típusú vákumgőzölővel tettük vezetővé. Az elemzések során 1 nA-es áramerősséget, 20 kV-os gyorsítófeszültséget használtam. Az anyag-elektron kölcsönhatás során létrejövő karakterisztikus röntgensugárzást a készülékre szerelt EDAX PV9800 energiadisperzív spektrométerrel detektáltam. A mérési pont átmérője minden esetben megegyezett a fókuszált elektronsugár átmérőjével, ami $\sim 50 - 100$ nm. A mérési idő 100 s. A mérések kiértékeléséhez a következő nemzetközi sztenderdekkel használtam: albit – Amelia # AS5010-AB; ortoklász – MAD-10; augit – ENM-augit; kromit – Australia, C. M. Taylor Company; titanit – C. M. Taylor Company; kaersutit – Glen Innes, Australia, C. M. Taylor Company; biotit – LP-6; apatit – Wilberforce apatite # AS1040-AB; Ba-, Zn-, U-, tartalmú mesterséges üveg – K-378 F. G.; olivin – AS5200-AB; spessartin – garnet No. 3d. A kapott adatokon ZAF korrekciót végeztem. A kőzetüveg és a földpátok értékeit 100%-ra normáltam, míg az amfibolokét 98%-ra. A plagioklászok és amfibolok kémiai vizsgálat során kapott oxidokból a kationokra való átszámolást Dr. Harangi Szabolcs (ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék) által, az IMA ajánlása alapján, készített kationszámláló programcsomagjával végeztem.

A radiokarbonos vizsgálatot az MTA ATOMKI HE Környezetanalitikai Laboratóriuma végezte Molnár Mihály koordinálása alatt. A méréshez az IAEA C9-es nagyon idős fosszilis fa nemzetközi sztenderdet használták. A vizsgálat jegyzőkönyve elérhető az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén. Az eredmények korrelálatlan adatok.

5.2. Feltárások leírása

5.2.1. Terepi leírások

Terepi munkám során leírtam a feltárásokat és mintákat vettem a tefra rétegekből. A feltárások leírása a helyszínen egy az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszéke által használt formanyomtatvány segítségével készült, amit Harangi Szabolcs állított össze. Ezeket a leírások a mellékletben láthatóak. A feltárások a Csomád tűzhányó körül a Csíki- és Háromszéki-medencében találhatók (4. ábra).



4. ábra A vizsgált feltárások elhelyezkedése Google Föld térképen; 201: csíkszentmártoni feltárás; 202: kézdivásárhelyi feltárás; 203: torjai feltárás

5.2.1.1. Torjai feltárás

A torjai feltárás a Csomádtól DK-re 12,34 km-re, Torja ÉNY-i részén egy alsóbb rendű út jobb oldalán található (a faluból kifelé haladva). A párhuzamosan elhelyezkedő rétegek 5,04 m magasságban és 14,8 m szélességben tárulnak fel (5. ábra).



5. ábra A torjai feltárás látképe

A tefra réteg éles határral elkülönül a felette és alatta található törmelékes üledékes rétegektől. Felhalmozódása laza, tömeges, táblás megjelenésű, inhomogenitásoktól mentes (6. ábra). Belső szerkezet, rétegzettség a tefra rétegen belül nem ismerhető fel. A 9,3 cm vastag, szemcsevázú horzsakő-gazdag összlet



6. ábra Tefra réteg

átlagos szemcsemérete 13-18 mm, osztályozottsága közepes, ami alapján lapillikőnek neveztem. A szemcsék szögletesek és szfericitásuk kicsi.

A rétegből gyűjtött horzsakő minták két csoportra oszthatóak makroszkópos megjelenésük és sűrűségük alapján (7. ábra). A első csoportba tartozó horzsakövek fehérek, halványszürkék, szögletesek, sok hólyagüreggel, sűrűségük kisebb, mint 1 g/cm^3 . Az öt



7. ábra A kétféle horzsakő

legnagyobb klaszt átlagos mérete 23,8 mm. Ez a típus uralkodik a tefrarétegen belül, részaránya ~85 tf%. A másik típust a sötétszürke horzsakövek alkotják, amelyek relatív sűrűsége nagyobb, mint 1 g/cm^3 . Az átlag szemcseméretük 6-8 mm, míg az öt legnagyobb klaszt átlag mérete 10,2 mm. A tefrarétegen belül kb. 5 tf%-ot tesz ki ez a csoport.

A horzsakövek között kb. 10 térfogatszázaléknyi litikus elegyrész található, melyek átlagosan 10-12 mm-esek. Legnagyobb arányban az általam szürke litoklasztnak nevezett típus található, amely szürke, vulkáni kőzet. Ezen kívül hat különböző féle litoklasztot lehetett elkülöníteni, amelyek részletesebb leírásával később foglalkozom.

Értelmezés: a vulkáni anyag szemcsevázú, közepesen osztályozott, jól elkülönülő tefraréteget alkot, ami arra utal, hogy a torjai feltárás horzsakő rétege szórt vulkáni anyag.

5.2.1.2. Kézdivásárhelyi feltárás

A feltárás a Csomádtól 20,21 km-re, DK-re található, Kézdivásárhelytől É-ÉK-re egy alsóbbrendű út mellett. A helyiek által homokbányának használt területen 3,06 m magasságban és 38,7 m vízszintes kiterjedésben tárulnak fel a párhuzamosan egymásra települő rétegek (8. ábra). A feltárást már korábban leírta Vinkler és mtsi. (2007), ott fehérmartoki feltárásként szerepel.



8. ábra A kézdivásárhelyi feltárás látképe

A táblás elhelyezkedésű, tömegesen, kissé lazán felhalmozódott tefraréteg élesen elkülönül a fekü és fedő homokkő rétegeitől (9. ábra). A 29 cm vastag horzsaköves rétegben megfigyelhető egy enyhe inverz gradáció (10. ábra). A szemcsevázú lapillikó réteg szemcséinek átlagos mérete 5-15 mm. A torjai feltárásban leírt kétféle horzsakő típus itt is megjelenik. A fehér színű horzsakő, amelynek részaránya nagyobb, valamint a szürke horzsakő, ami kisebb mennyiségben fordul elő. Méretben, kerekítettségben és koptatottságban körülbelül egyezik a két típus. Mindegyik szögletes és alacsony szfericitással jellemezhető.

A litikus elegyrészek kb. 15 térfogatszázaléknyi mennyiséget képviselnek. Átlagos méretük 10 mm, az öt legnagyobb klaszt átlag mérete 13,4 mm. Ezen szemcsék is szögletesek és alacsony szfericitásúak.



9. ábra A tefra réteg közelebbről

Értelmezés: a horzsakövek laza, tömeges elhelyezkedése és a horzsaköves réteg szemcsevázú szövete alapján, úgy vélem a tefra réteg hullás eredményeként képződött. Ez az értelmezés megegyezik a korábbiakkal. A tefra réteget korábban a Csomád kitörési termékeként értelmezték (pl.: Vinkler et al., 2007).



10. ábra A közeli képen jól látható az inverz gradáció

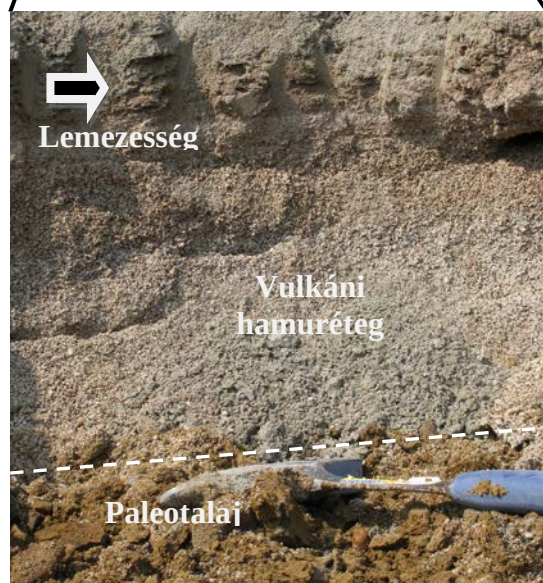
5.2.1.3. Csíkszentmártoni feltárás



11. ábra A csíkszentmártoni feltárás

Csíkszentmártoni feltárás az előzőektől több tulajdonságában is különbözik. A feltárás a Csomádtól 16,17 km-re, ÉK-re található, a 12-es számú főút Ny-DNY-i oldalán. A helyiek által kavicsbányaként használt területen 4,8 m magasságban és 11,93 m szélességben tárulnak fel a párhuzamosan egymásra települő vulkáni és nem vulkáni rétegek (11. ábra). A tefraréteg éles határral különül el a felette és alatta található konglomerátum rétegektől.

A 33 cm vastag tefraréteg finomszemcsés vulkáni hamuból áll, amelynek megjelenése táblás és tömeges (12. ábra). A hamurétegen belül megfigyelhető egy enyhe párhuzamos rétegzettség, a lemezek vastagsága 3 és 10 cm közé esik. A szemcsevázú, jól osztályozott hamu átlagos szemcsetartománya 1-2 mm. Az öt



12. ábra A hamu réteg közelebbről

legnagyobb klaszt átlagos mérete 5 mm. Mindezek alapján kőzettanilag lapilli-tartalmú tufaként sorolhatjuk be a rétegben feltáruló finomszemcsés vulkáni anyagot (13. ábra). A rétegben belül a litikus elegyrészek kb. 10 térfogatszázalékban jelennek meg. A hamuban különböző kristályok is találhatók, melyek elkülönítése és leírása csak mikroszkópi módszerekkel lehetséges. A kristályok térfogataránya a rétegben belül kb. 18%. A tefra réteg egy világos barna paleotalaj rétegre települ, amely körülbelül 4-5 cm vastag. A paleotalajból gyűjtött mintán a szén-14-es korvizsgálat $33,6 \pm 0,8$ ezer éves korrigálatlan kort adott, amelynél tehát a tefra réteg biztosan fiatalabb

Értelmezés: a hamu mérettartományba eső tefraréteg anyaga szemcsevázú szövete és egyértelmű elkülönülése alapján hullott vulkáni terméknek tekinthető. A hamuréteg fiatal kora alapján a Csomád kitörésének terméke lehet.



13. ábra A hamu anyaga közelebbről

5.2.2. Makroszkópos és mikroszkópos leírás

A makroszkópos leírások a szemcsék szabad szemmel, lupéval és sztereo mikroszkóppal való megfigyelését foglalja magába. A fő irányelv a szemcsék, méreti, alaki meghatározása, valamint az alábbiakban felsorolt eszközökkel való ásványazonosítás és leírás. Az egyes feltárások anyagának szöveti jellegeit is megfigyeltem, amely fontos szerepet játszott a juvenilis és litikus elegyrészek elkülönítésében. A polarizációs és elektronmikroszkópos vizsgálattal konkrétabb információkat nyertem az ásványok egymáshoz viszonyított arányáról, megjelenéséről, szöveti jellegeikről, továbbá olyan ásványok is észlelhetővé váltak, melyek szabad szemmel nem. Az elektronmikroszkópos vizsgálattal főleg az alapanyag megjelenését néztem meg részletesebben.

5.2.2.1. Torjai feltárás

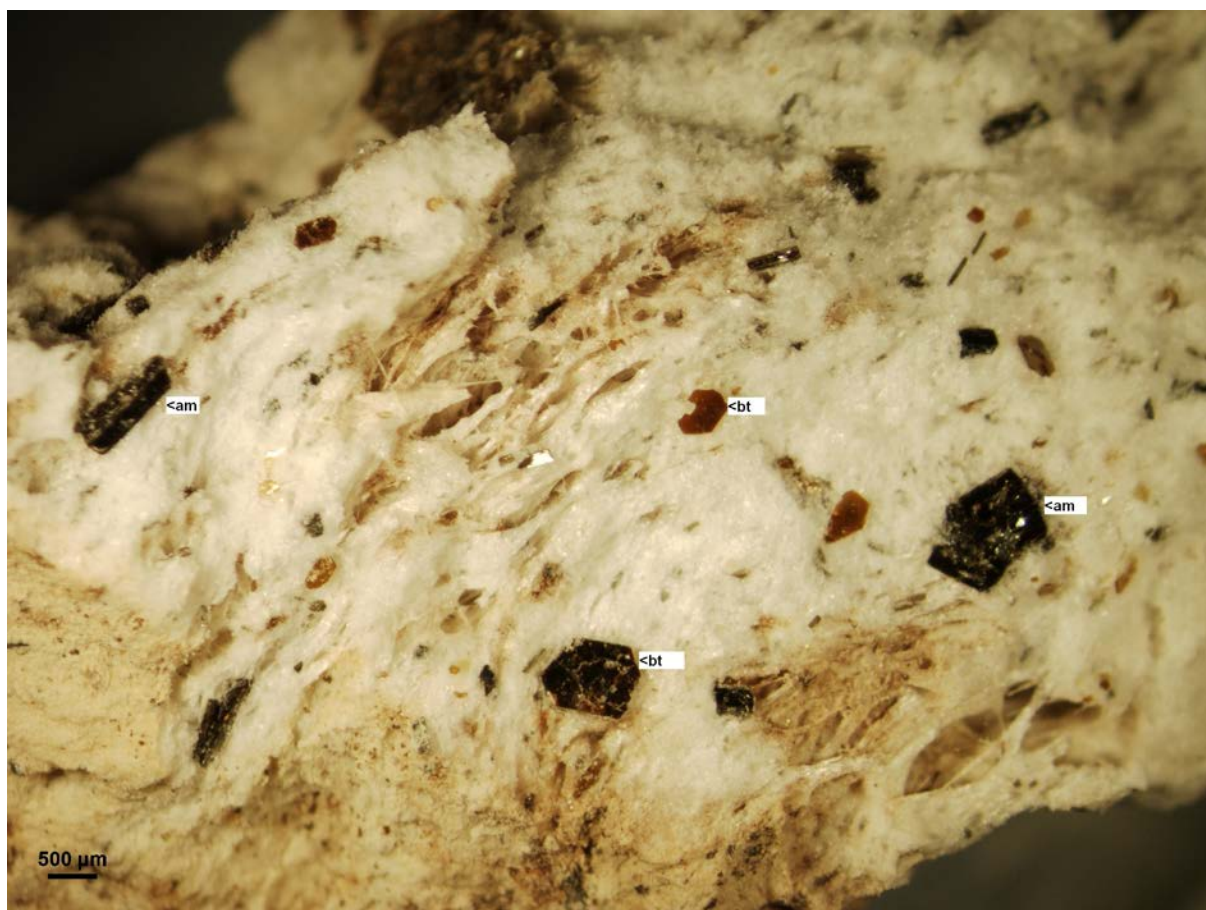
A torjai feltárásban található lapillikó réteg legkisebb szemcséi 3 mm-esek, a legnagyobbak pedig 28 mm-esek, az átlag szemcseméret 13-18 mm között alakul. A makroszkópos vizsgálatok során elkülöníthetők a juvenilis és a litikus elegyrészek. A továbbiakban ezen osztályozás alapján tárgyalom a szemcséket.

Juvenilis törmelék

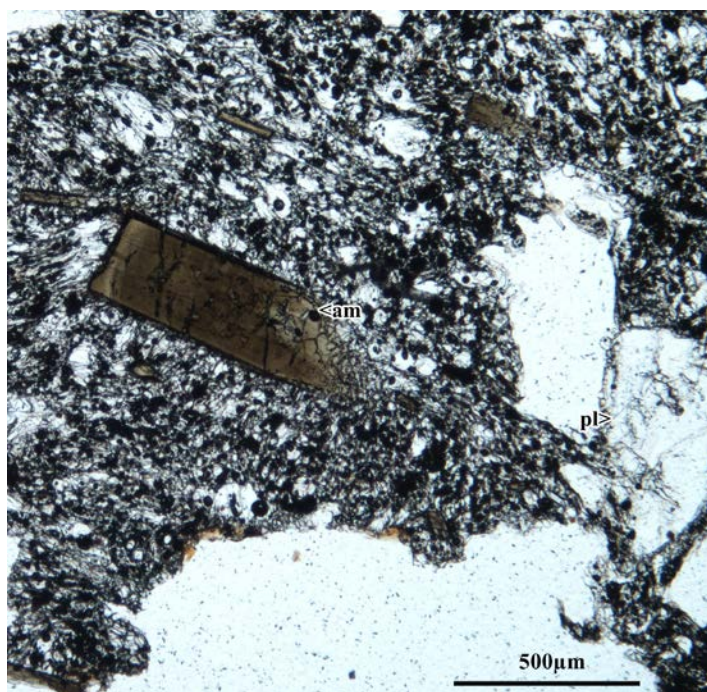
A juvenilis törmelék a tefraréteg 90 térfogatszázalékát alkotja és horzsakőként van jelen. A horzsakövek makroszkópos leírása relatív sűrűség vizsgálattal kezdődött, mely során két csoportot különítettem el. A víznél kisebb sűrűségű könnyű horzsaköveket és a víznél nagyobb sűrűségűeket, melyet nehéz horzsakőnek neveztem el.

Könnyű horzsakövek

Az 1 g/cm³-nél kisebb sűrűségű könnyű horzsakövek, amelyek a feltárás anyagának 85 térfogatszázalékát adják, fehér alapanyagúak, szögletesek, alig kerekítettek és koptatottak. Felszínüket egy pár tized milliméteres világos barna földes réteg borítja. A legkisebb szemcse 5 mm-es, a legnagyobb 28 mm-es, az átlag szemcseméret 10 – 15 mm. Az öt legnagyobb klaszt átlagos mérete 23,8 mm. Szövege porfíros. Az anyag porózus, látszanak a horzsakövekre jellemző elnyúlt hólyagüregek. Szabad szemmel meghatározható ásványok: táblás megjelenésű, fekete, maximum 1,5 mm-es amfibolok; sokszor sajátalakú, sötétbarna, maximum 1 mm-es biotitok (14. ábra). A plagioklászok csak sztereo mikroszkóppal vehetők észre, alakjuk táblás, színük fehér, hasadásuk nehezen észrevehető, méretük maximum 1-2 mm.

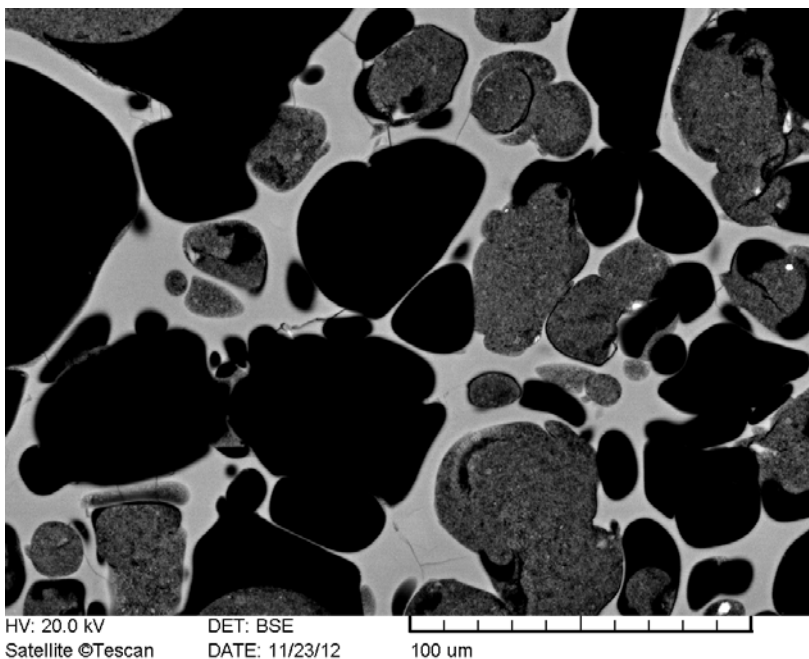


14. ábra A könnyű horzsakő sztereo-mikroszkópos megjelenése



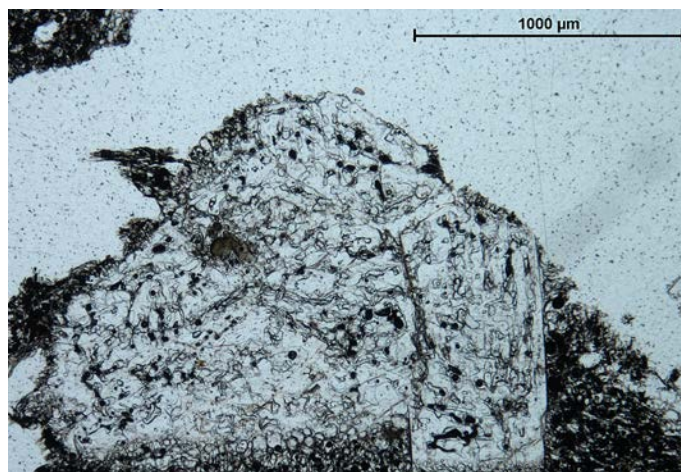
15. ábra A könnyű horzsakő mikroszkópi képe

Következő lépésként, a horzsakövekből készült csiszolatokat mikroszkóposan vizsgáltam. Elsőként az ásványok részarányának kimérését végeztem el. A kapott adatok alapján a torjai könnyű horzsakő kb. 2,72 térfogatszázaléknyi fenokristályt tartalmaz (15. ábra). Az alapanyag, illetve a hólyagüregek vizsgálata főleg elektronmikroszondával történt, hiszen azzal nagyobb nagyítás érhető el. A könnyű horzsakőben megjelenő rengeteg buborék fala ívelt, a hólyagüregek

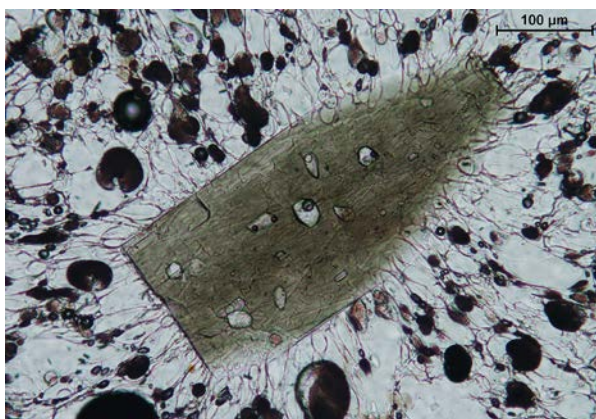


16. ábra A könnyű horzsakő mikrolit nélküli alapanyagának BSEI képe

el. Megjelennek koncentrikus zónás és szivacsos szövettel rendelkező formában (17. ábra). Mindkét típus általában sajátalakú, ikres és sokszor zárványokat is tartalmaz. Akár 1800 μm -nél is nagyobbak. A szivacsos szövetű plagioklászban jól látható a visszaoldódási felszín és a folyamat során befogott olvadékszárványok, amik nem csak a köpeny és mag határán, hanem a szivacsos köpenyrészben is megjelennek.



17. ábra Szivacsos szövetű plagioklász



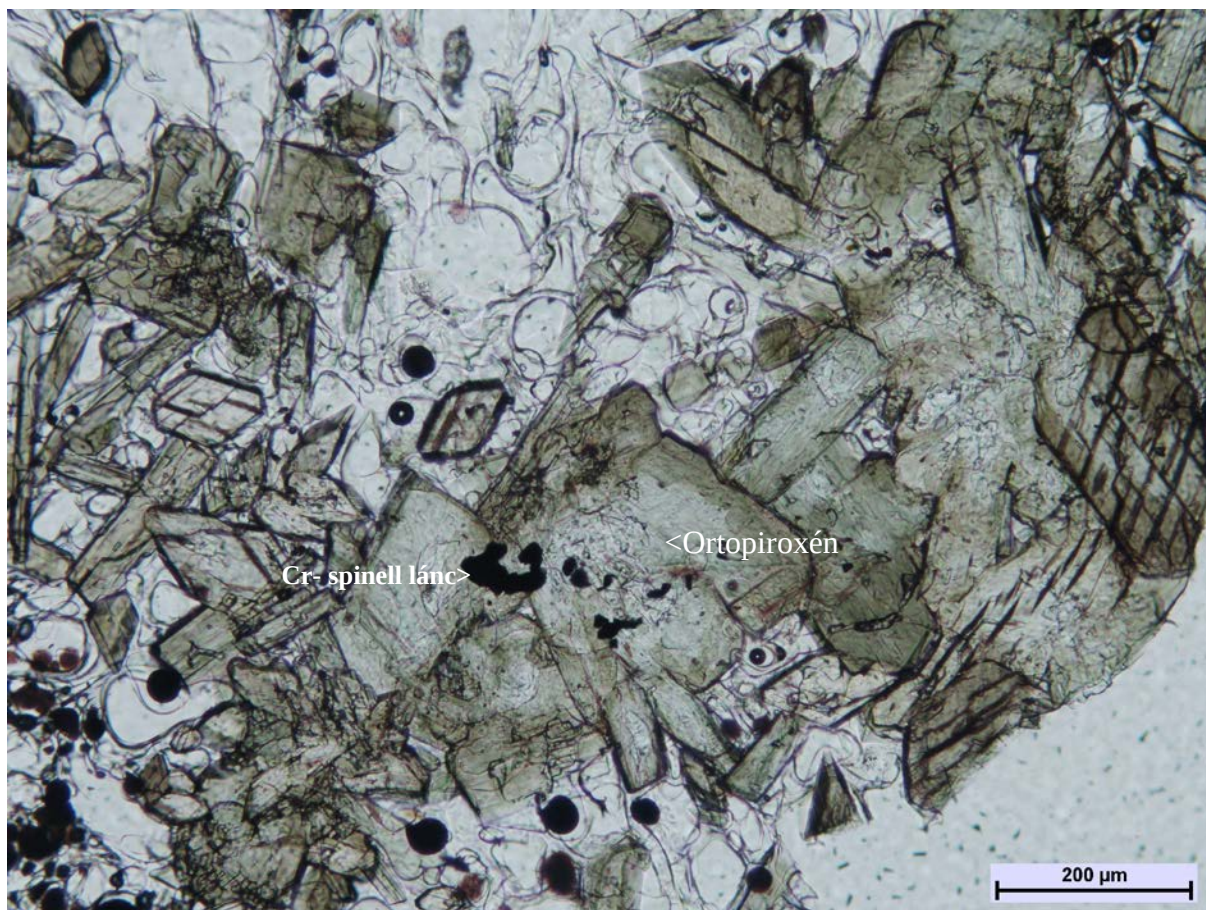
18. ábra Félig sajátalakú amphibol olvadékszárványokkal, mint buborék nukleációs hely

több helyen összeolvadtak (16. ábra). Ebben a mintában a legnagyobb buborékok akár több mm-esek is lehetnek. Az alapanyag szinte teljesen üvegesnek tekinthető, mikrolit tartalma elhanyagolható.

A könnyű horzsakőben található legtöbb fenokristály plagioklász, amelynek két szöveti típusát különítettem

A zöld pleokroós amfibolok szintén nagy mennyiségben előfordulnak a csiszolatban. Optikai tulajdonságaik alapján hornblendék. Az amfibolok idiomorf – hipidiomorf alakúak, de sokszor töredezetek (18. ábra). Méretük 800 és 5000 μm közötti. Egyes amfibolokban ásvány- és olvadékszárványokat figyeltem meg, valamint

a magokban vagy a kristály mellett olykor megjelennek piroxén keistályok is. A csiszolatokban több amfibolhalmaz is megjelenik, laza illetve tömött elrendezkedésben. Az egyes ásványok általában hipidiomorfok, de előfordul egy-két sajátalakú ásvány is a halmazban. Egy ilyen halmaz szemcséinek közepén ortopiroxén magok láthatóak, melyben megjelenik egy króm-spinell lánc (19. ábra). A Csomád eddigi vizsgálatai során még nem írtak le króm-spinellt egyik piroklasztitból sem.



19. ábra Amfibolhalmazban ortopiroxének és a króm-spinell lánc

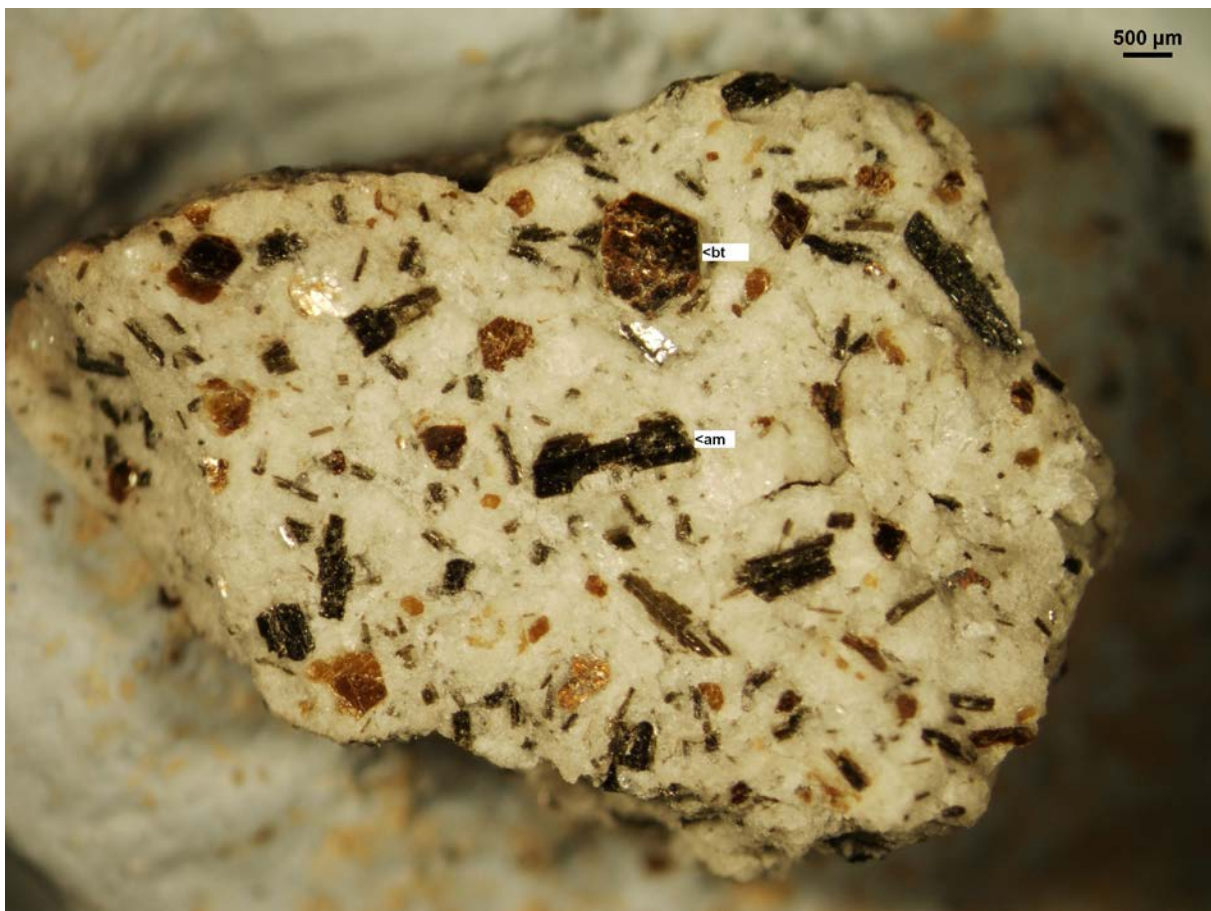
A csiszolatokban található fenokristályok közül a biotit részaránya a legkisebb. Pleokroizmusa és olykor pikkelyes szétválása is tökéletesen látható. Megjelenése lehet saját alakú és hipidiomorf, mérete néhány száz mikrométer. A biotitok belsejében sokszor észlelhetők zárványok is, főleg apatit.

Mikrofenokristályként ugyanazok az ásványok jelennek meg, mint fenokristályként, azzal a különbséggel, hogy a plagioklász csak a koncentrikus zónás szövetét mutatja a kisebb méretű előfordulásaiban.

A csiszolatokban akcesszóriaként apatitot találtam, amely legtöbbször sajátalakú és pár tíz mikrométeres nagyságú. Sokszor zárványként is megjelenik, illetve akár mikrofenokristály méretű is lehet.

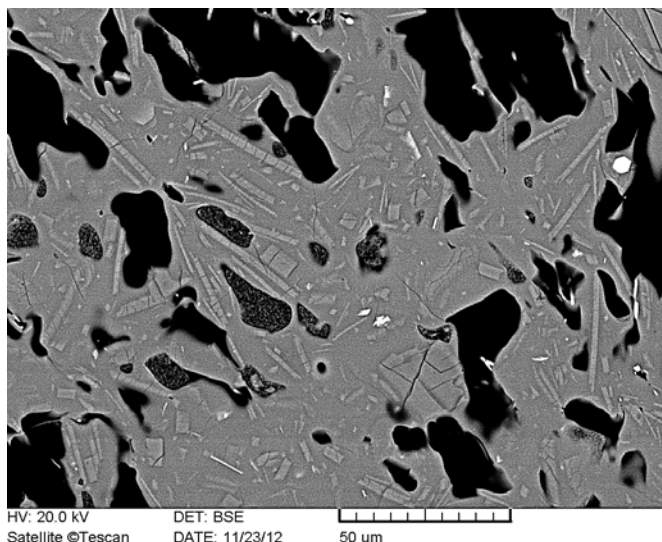
Nehéz horzsakő

A relatív sűrűségvizsgálat során a vízben elmerülő horzsakövek nehéz horzsaköveknek neveztem el. Ezek részaránya kb. 5 térfogatszázaléknyi a torjai feltáráson belül. Szürke színűek, koptatatlanok, töredezetek és kerekítetlenek. Anyaguk porózus, az üregek szabad szemmel alig látszanak, szövete porfíros. Felszíni pár tized milliméterüket szintén egy világosbarna földes réteg fedi. A legkisebb szemcse mérete 3 mm, a legnagyobb 12 mm, az átlag szemcseméret 6-8 mm. Az öt legnagyobb klaszt átlag mérete 10,2 mm. Szabad szemmel és ráesőfényes mikroszkóppal felismerhető a plagioklász, az amfibol és a biotit, amelyek hasonló megjelenésűek, mint a könnyű horzsakövekben és mérettartományuk is megegyezik (20. ábra).



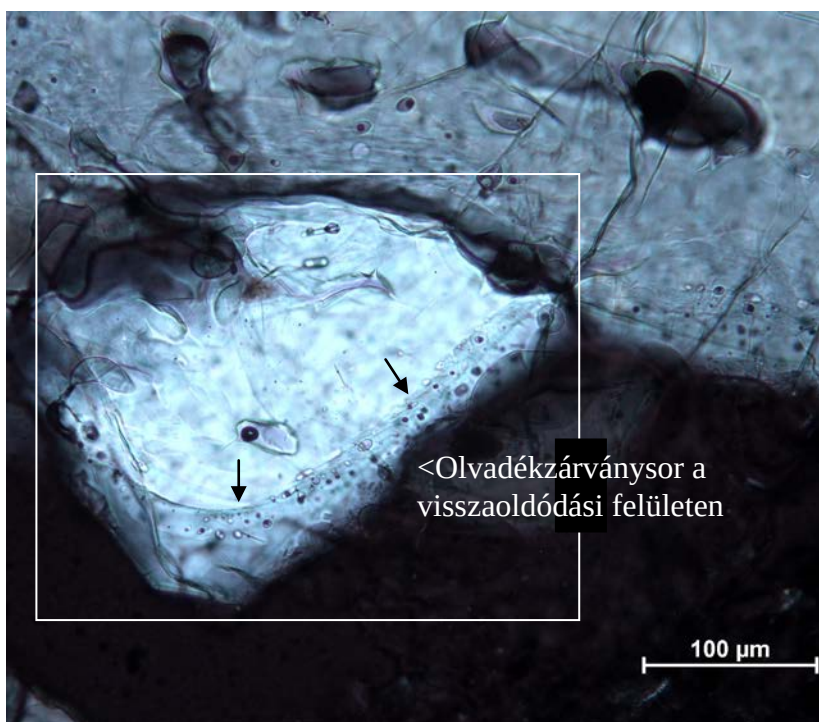
20. ábra A nehéz horzsakő sztereomikroszkópi képe

A mikroszkópos vizsgálat során kiderült, hogy a nehéz horzsakő és a könnyű horzsakő ásványos összetételében nem különbözik, csak alapanyagában tér el egymástól a két típus. Az alapanyag üveges, de sokkal több mikrolitot tartalmaz, mint a könnyű horzsakő mátrixa (21. ábra). A buborékok mennyisége és mérete is kisebb, mint a kisebb sűrűségű horzsakőben. A legnagyobb üregek is csak néhány száz μm -esek. A



21. ábra A nehéz horzsakő mikrolitgazdag alapanyagának BSEI képe

buborékok ezen felül itt nem olvadnak össze, habár azt ki kell emelni, hogy mindkét mintában ívelt falúak. Mint már említettem az ásványos összetételben nincs különbség tehát ugyanúgy

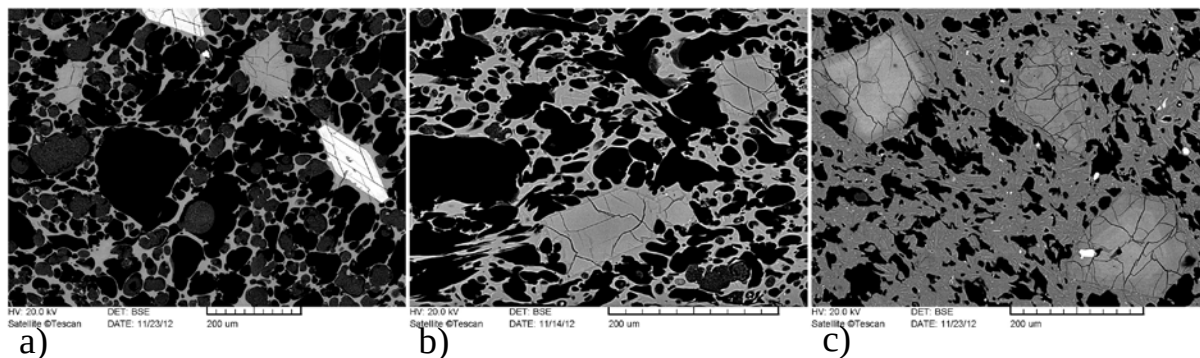


22. ábra Szivacsos szövetű plagioklász, olvadékszárványsorral.

plagioklász, amfibol és biotit szerepel fenokristályként, amelyek 18,07 tf%-ban vannak jelen a mintában. Az ásványok megjelenése és optikai tulajdonságaik ugyanolyanok, mint a könnyű horzsakőekben. Fontosnak tartom kiemelni, hogy a plagioklász kétféle szövettípusa megfigyelhető a csiszolatban és a visszaoldódási felület illetve az olvadékszárványsor is megjelenik (22. ábra). A nehéz horzsakőben is találtam amfibol kumulátumokat. A mikrofenokristályként megjelenő ásványok szintén hasonlóak, mint a könnyű horzsakőekben. Itt is apatit az akcesszórius elegyrész.

Meg kell említeni, hogy a sűrűségvizsgálat során megjelent egy olyan szemcse típus, aminek a sűrűsége 1 g/cm^3 -nél nagyobb volt, makroszkóposan mégis a könnyű horzsakőre

hasonlított. Alapanyagát megvizsgáltam elektronmikroszkópban, hogy összehasonlítsam a másik két féle horzsakőtípussal. A könnyű horzsakőtől a nehéz horzsakőig ezzel a köztes típussal folyamatosan növekszik a mikrolit tartalom az alapanyagban és ez okozhatja a sűrűségbeli különbségeket (23. ábra).



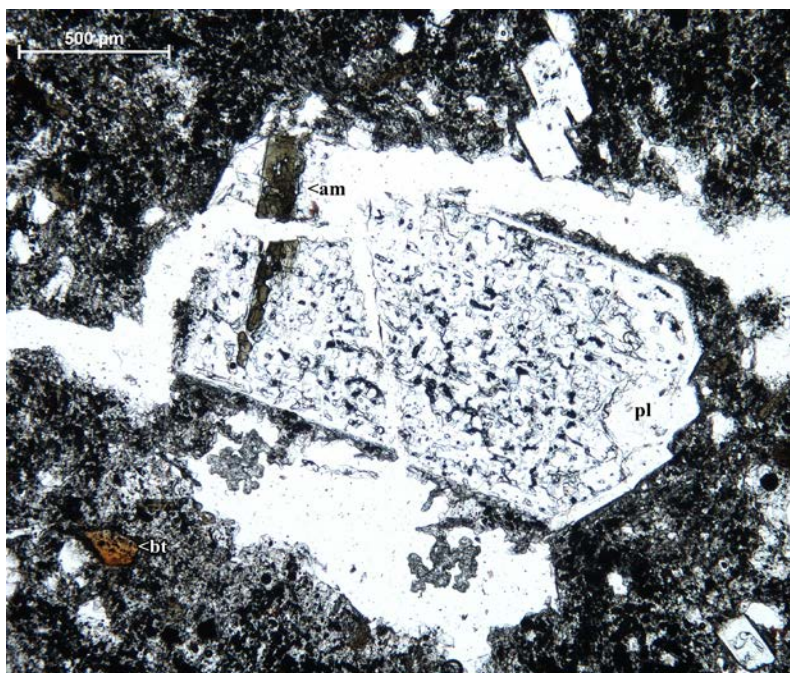
23. ábra A torjai horzsakő típusok alapanyagai; a: könnyű horzsakő, b: átmeneti horzsakő, c: nehéz horzsakő

Litikus törmelék

A torjai lapillikő rétegben 10 térfogatszázaléknyi litoklasztot találtam, amelyeket az alapján csoportosítottam, hogy milyen anyagot képviselnek.

Üde dácit litoklaszt

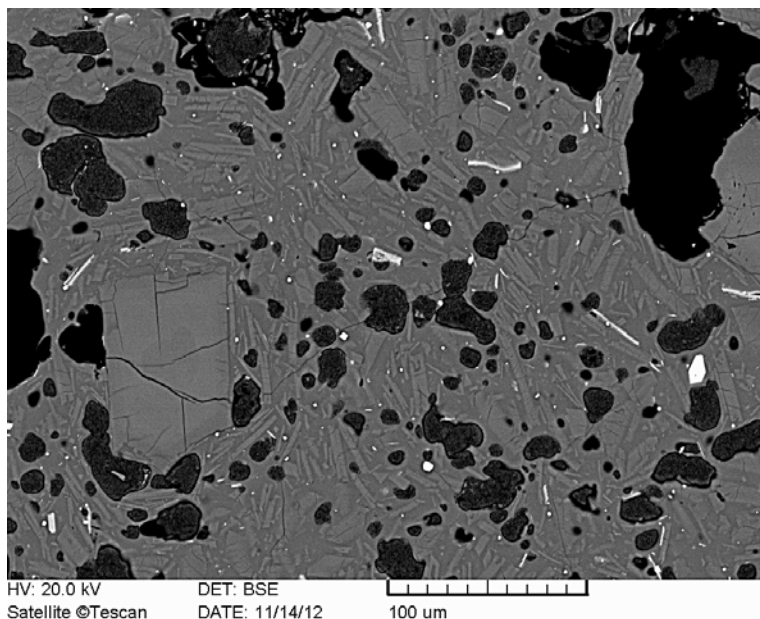
A feltárásban az általam szürke litoklasztnak nevezett üde dácit van túlsúlyban a litoklasztok között. Makroszkópos megjelenése sötétszürke, porfíros szövetű, kerekítetlen és koptatatlan, egyes szemcsék felületét hasonló világosbarna földes anyag fedi, mint a horzsakövekét. Az egyes darabok könnyen fragmentálódnak. Méretük átlagosan 10 mm.



24. ábra A szürke litoklaszt mikroszkópi képe

Szabad szemmel felismerhető ásványai: plagioklász, amfibol és biotit. Az ásványok mérete 1-2 mm közötti. Mikroszkópi képe a nehéz horzsakövekére hasonlít, abban az eltérésben, hogy a litoklaszt mátrixa kristály gazdagabb (24. ábra). A szürke litoklaszt alapanyaga üveges és kristályos egyaránt, a buborékok kis számban és méretben jelennek meg.

Petrográfiai megjelenése alapján kogenetikus litoklasztnak tekinthető (25. ábra). Fenokristályként ugyanazokat az ásványokat tartalmazza, mint a horzsakövek. A plagioklász kétféle szövettípusa ebben a csiszolatban is megfigyelhető, az olvadékszárványok jelenléte szintén jelentős, mind a plagioklászban, mind az amfibolban. Az amfibol többnyire



25. ábra A szürke litoklaszt mikrolitdús alapanyaga

idiomorf – hipidiomorf, zöld vagy vörösesbarna színű, jellegzetes hasadása legtöbbször látható. Az előbb említett tulajdonságok alapján egyértelműen hornblendék. Az ásványok gyakran töredezetek és sokszor zárványokat tartalmaznak. Akcesszóriaként apatitot találtam a mintában.



26. ábra A Torjai feltárásban talált litoklasztok

Egyéb magmás litoklasztok

A horzsakövek között többféle mállott vulkáni kőzet jelenik meg (26. ábra). A legtöbb ilyen kőzet hidrotermás átalakuláson esett át és a felszíni mállás jelei mutatkoznak rajtuk. A magmás kőzeteken belül négy féle különböző eredetű kőzetet sikerült megkülönböztetnem. Mindegyik litoklaszt vulkáni eredetű, kerekítetlen és koptatatlan. Méretük 10 és 20 mm között ingadozik. Eltérés csak színükben és a mállás vagy átalakulás mértékében látható.

Üledékes litoklasztok

Legalább kétféle törmelékes üledékes kőzetdarab is található a lapillikő rétegben. Az üledékes kőzetek többsége is feszíni mállásnak volt kitéve a mikroszkópos megjelenésük alapján. A litoklasztok szemcsemérete általában 10 mm körüli. Alakjuk kissé kerekített és koptatott, színük barna.

5.2.2.2. Kézdivásárhelyi feltárás

A kézdivásárhelyi feltárás leírása már korábban megtörtént Vinkler et al. (2007) által. Éppen ezért vizsgálataim fő célja, hogy összehasonlítsam a torjai és csíkszentmártoni piroklasztitokkal. A feltárás terfarétegét alkotó szemcsék átlag mérete 5-15 mm, a legkisebb szemcse 2 mm-es, a legnagyobb pedig 29 mm-es. A makroszkópos vizsgálat során itt is sikerült elkülöníteni a juvenilis és a litikus törmeléket egymástól.

Juvenilis törmelékek

A juvenilis törmelék horzsakő formájában található meg a tefrarétegben. A horzsakövek 85 térfogatszázaléknyi anyagot képviselnek a tefra rétegből. A horzsakövek relatív sűrűség vizsgálata kimutatta, hogy kétféle horzsakő típus különíthető el. Egy a víznél könnyebb és egy nehezebb.

Könnyű horzsakő



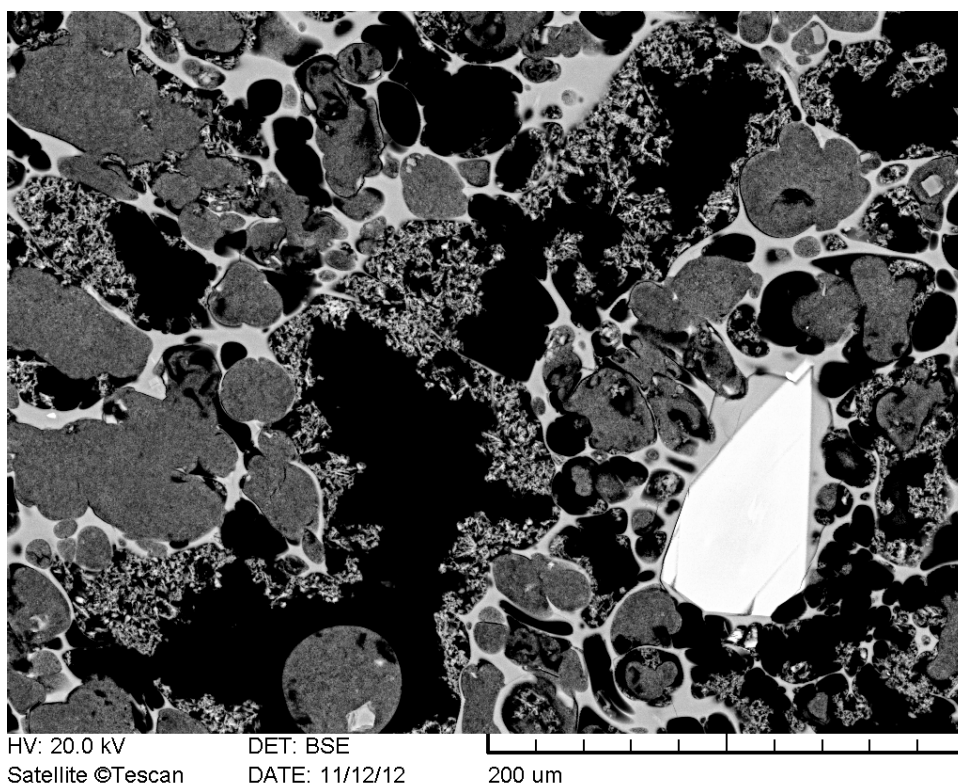
27. ábra A kézdivásárhelyi könnyű horzsakő sztereo mikroszkópi megjelenése

A relatív sűrűség vizsgálat során a víz tetején fenn maradó szemcséket könnyű horzsaköveknek neveztem el, ahogyan a torjai feltárásban is. A horzsakövek nagy részét ezek

a szemcsék adják. Minimum méretük 3 mm, maximum méretük pedig 29 mm. Az átlag szemcseméret 10 és 12 mm közé esik. Az öt legnagyobb klaszt mérete kb. 23,4 mm. A szemcsék koptatatlanok, kerekítetlenek. Makroszkóposan fehér alanyaggal rendelkeznek, amelyet a horzsakövekre jellemző hosszúkás hólyagüregek szakítanak meg (27. ábra). A klasztok felületét egy világosbarna földes réteg fedi. Szövege porfíros. A szabad szemmel felismerhető ásványok megegyeznek a torjai feltárásban találtakkal, tehát amfibol és biotit, valamint plagioklász, de ez csak sztereó mikroszkóppal vehető észre.

A polarizációs és elektronmikroszkópos vizsgálatok során azt tapasztaltam, hogy a csiszolat

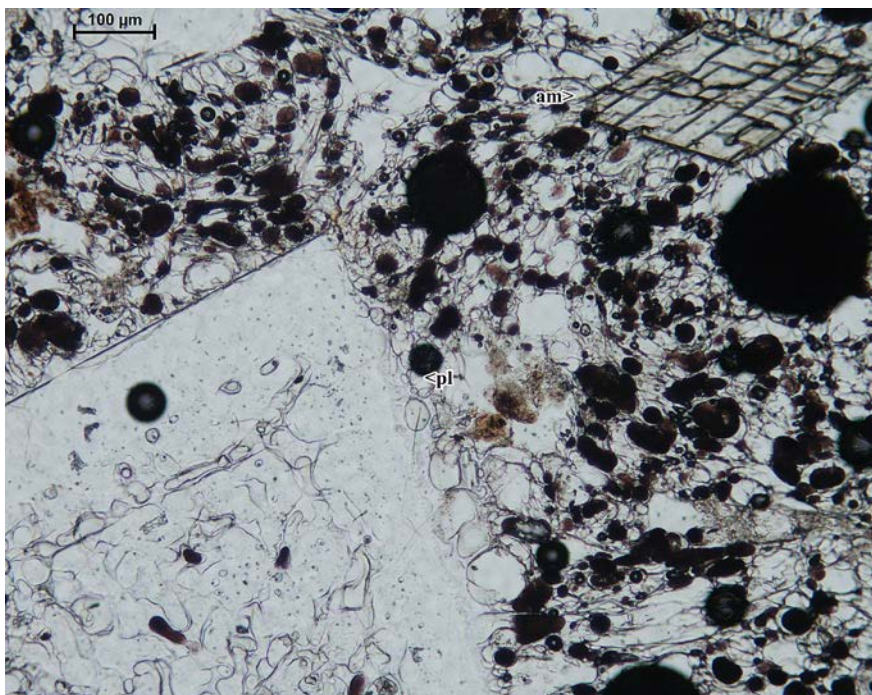
megjelenése szinte teljesen azonos a torjai könnyű horzsakőével. Az üveges alanyagban megjelenő buborékok ívelt falúak, sokszor összeolvadnak (28. ábra). A legnagyobb buborék mérete több mm.



28.ábra A könnyű horzsakő BSEI képe

A fenokristály tartalma 4,41 térfogatszázaléknyi. Legjellemzőbb fenokristálya a plagioklász, amelynek mindkét már eddig említett szöveti típusa megjelenik. A szivacsos szövetben jól megfigyelhető a visszaoldódási felület és az olvadékszárványok jelenléte (29. ábra). A legtöbb plagioklász ikres megjelenésű és ebben a csiszolatban is sok zárványt rejtenek. A legnagyobb plagioklász nagyobb, mint 1200 μm.

A zöld, vörösesbarna pleokroós amfibolok szintén nagy mennyiségben előfordulnak a csiszolatban. Optikai tulajdonságaik alapján hornblendék. Az amfibolok idiomorf – hipidiomorf alakúak, de sokszor töredezetek (29. ábra). Méretük 300 és 1600 μm közötti. Egyes amfibolokban ásvány- és olvadékszárványokat figyeltem meg. Ebben a csiszolatokban



29. ábra Szivacsos plagioklász és sajátalakú amfibol

is megjelenik egy-két amfibol halmaz, mint a torjaiban, de ezek mérete sokkal kisebb. A kumulátum egyes ásványai általában hipidiomorfok.

A fenokristályok közül a legkisebb részarányban a biotit fordul elő. Barna pleokroizmusa, gyakori sajátalakúsága és pikkelyes szétválása

alapján könnyen felismerhető. Méretük 300 és 700 mikrométer közötti.

Az előzőekben felsorolt ásványok mindegyike mikrofenokristályként is jelen van a mintában. Megjelenésük hasonló, mint fenokristályként, kivéve a plagioklászé, mai mikrofenokristályként nem jelenik meg szivacsos szövettel.

A csiszolatokban akcesszóriaként apatitot találtam, amely legtöbbször sajátalakú és pár tíz mikrométeres nagyságú. Sokszor zárványként is megjelenik.

Nehéz horzsakő

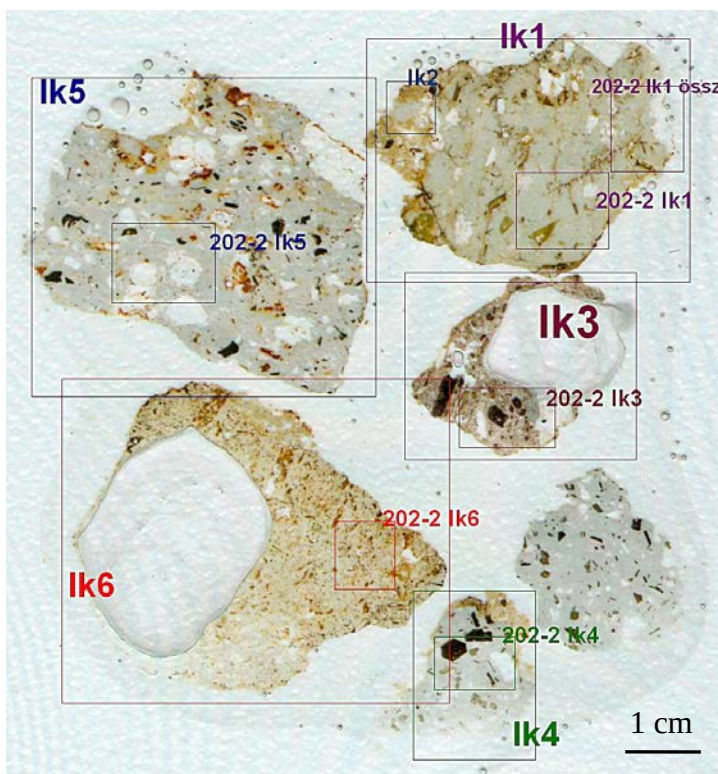
A nehéz horzsakövek a relatív sűrűségvizsgálat során a vízben elmerülő horzsakövek, azaz a sűrűségük nagyobb, mint 1 g/cm^3 . A méretük minimálisan 7 mm, maximálisan 17 mm. Az átlag szemcseméret 12 mm. Az öt legnagyobb klaszt átlag mérete pedig 13,8 mm. Makroszkópos megjelenésük ugyan olyan, mint a torjai nehéz horzsaköveké, tehát szürke színűek, koptatatlanok, kerekítetlenek és töredezetek. Anyaguk porózus, a hólyagüregek szabad szemmel alig látszanak. Szövege porfíros. A felszínükön szintén egy világosbarna földes réteg található. Szabad szemmel és sztereo mikroszkóppal felismerhető a plagioklász, az amfibol és a biotit, amelyek megjelenése hasonló, mint a könnyű horzsakövekben valamint mérettartományuk is megegyezik.

Mikroszkópos vizsgálat során észrevehető a körülbelüli azonosság a torjai mintákkal. A nehéz horzsakövek mátrixa üveges, de nagy a mikrolit tartalma. A buborékok nem olvadnak össze, méretük és mennyiségük kevesebb, mint a könnyű horzsakövekben. A nagyobb

hólyagüregek szabálytalan alakúak, míg a kisebbek kerekdedek. A faluk mindenhol ívelt. A minta ásványos összetétel mind a már leírt könnyű horzsakövekével, mind a nehéz horzsakőével azonos. A leggyakoribb fenokristály a plagioklász, melynek szintén megjelenik a koncentrikus zónás és a szivacsos szövete is. Az ikres és a zárványos kristályok is gyakoriak a csiszolatban. A plagioklászok mikrofenokristályként is jelen vannak, de ebben az esetben csak a koncentrikus zónás szövettípus figyelhető meg. Az optikai tulajdonságai alapján hornblende szintén gyakori fenokristályként és mikrofenokristályként egyaránt. Az idiomorf – hipidiomorf, esetenként töredezett kristályok sokszor tartalmaznak olvadékszárványt vagy más zárványokat. A harmadik leggyakoribb fenokristály a biotit. Általában sajátalakú vagy félig sajátalakú, sokszor látható a pikkelyes szétválása. Zárványossága gyakori. Mikrofenokristályként is előfordul. Az akcesszórius elegyrész ebben a csiszolatban is az apatit.

Litikus törmelék

A kézdivásárhelyi feltárásban kb. 15 térfogatszázaléknyi litoklasztot különítettem el (30. ábra). Több olyan klaszt is található a tefrarétegen belül mely többféle litoklaszt



összenövéséből áll. A litikus törmelék több csoportra osztható, amelyet az alábbiakban részletezek. A litoklasztok mindegyike korrelálható a torjai feltárásban találtakkal.

Üde dácit

A litoklasztok többsége a kézdivásárhelyi tefra rétegben üde dácit. Felszínét szintén barnás, földes réteg fedi, szövete porfíros, ásványai szabad szemmel is felismerhetők. Kerekítetlen és koptatatlanok a szemcsék.

30. ábra A Kézdivásárhelyi litoklasztok csiszolat térképe

Egyéb magmás litoklasztok

A litoklasztok között a dáciton kívül öt különböző vulkáni szemcsét sikerült elkülönítenem. A klasztok általában kerekítetlenek és koptatatlanok. Méretük 10 és 20 mm között változik. Mindegyik vulkáni, különböző mértékben átalakult és mállott kőzet (31. ábra). Többségük hidrotermásan átalakult. Mikroszkópos kinézetük megegyezik a torjai mintákéval.



31. ábra Egy erősen átalakult és mállott magmás litoklaszt

5.2.2.3 Csíkszentmártoni feltárás

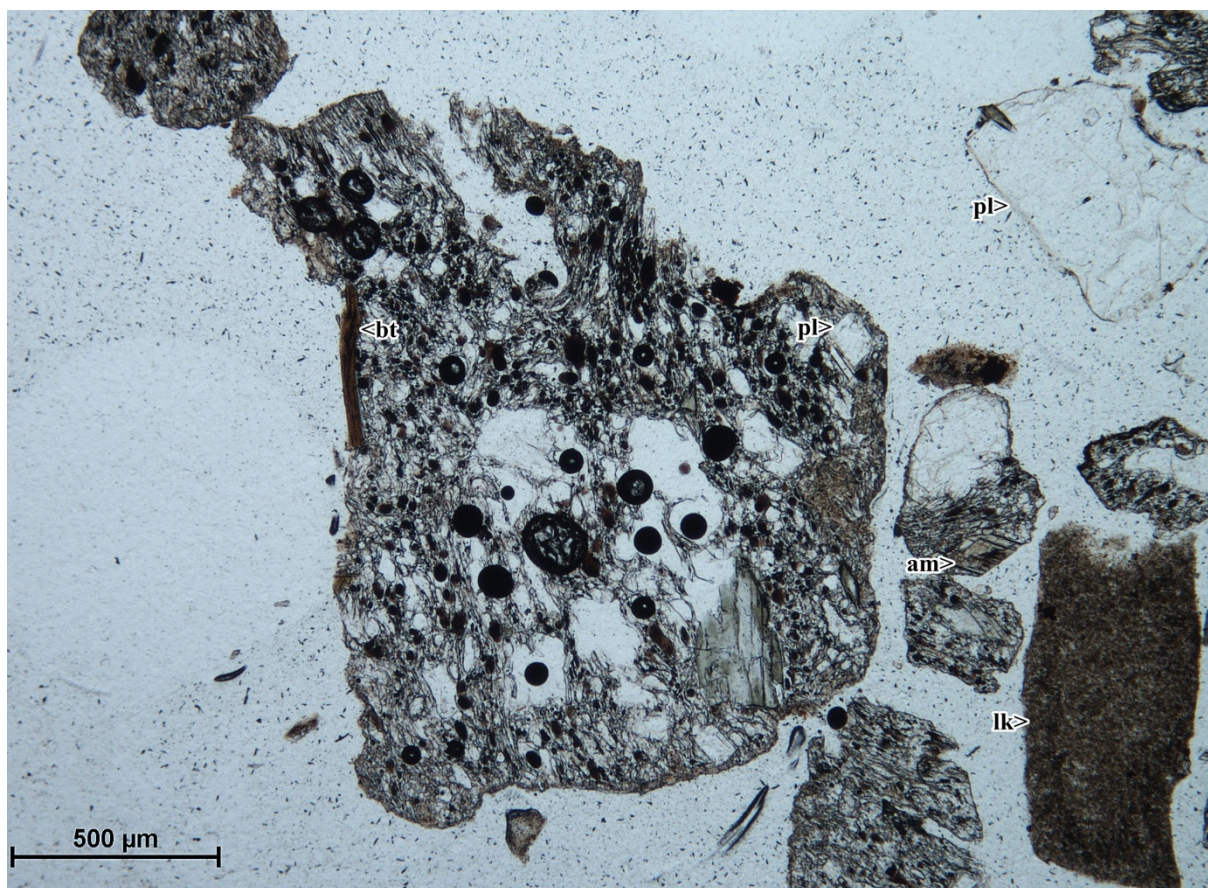
A csíkszentmártoni feltárás tefra rétege hamu szemcseméretű. A rétegben a legkisebb szemcse 0,5 mm-es a legnagyobb pedig 8 mm-es. Az átlag szemcseméret 1 és 2 mm közötti. A litikus és a juvenilis törmeléket csak mikroszkóp alatt lehetett elkülöníteni, de a juvenilisen belül már szabad szemmel is észlelhetőek a horzsakő töredékek és kristályok.

Juvenilis törmelék

Mikrohorzsakő

Hamu mérettartományú piroklaszt csak a csíkszentmártoni feltárásban jelentkezik. Makroszkóposan nem sok minden figyelhető meg rajta, hiszen kicsi a szemcsemérete, de a szemcsék porfíros szövete így is megfigyelhető.

Mikroszkópos vizsgálattal egyértelműen elkülöníthető a juvenilis anyag, a kristályok és a litoklasztok, valamint ezek aránya is kiszámolható (32. ábra). A legnagyobb részarányban a juvenilis horzsakő fordul elő, ami 72 térfogatszázaléknyi anyagot tesz ki a rétegben. Az öt legnagyobb klaszt átlag mérete 5 mm.



32. ábra A hamu mikroszkópos képe és a juvenilis anyag ásványai

A mikrohorzsakövek alapanyaga leginkább a könnyű horzsakőre hasonlít (32. ábra), de a buborékok aránya szemcsénként változó. A buborékoknak nem csak a mennyisége, de az alakja is különböző lehet

más – más klasztokban.

Észrevehető, hogy

megjelennek olyan

metszetek, ahol a

hólyagüregek nyúltak és

irányítottak, más

metszetekben viszont

kerekdedek (33. ábra).

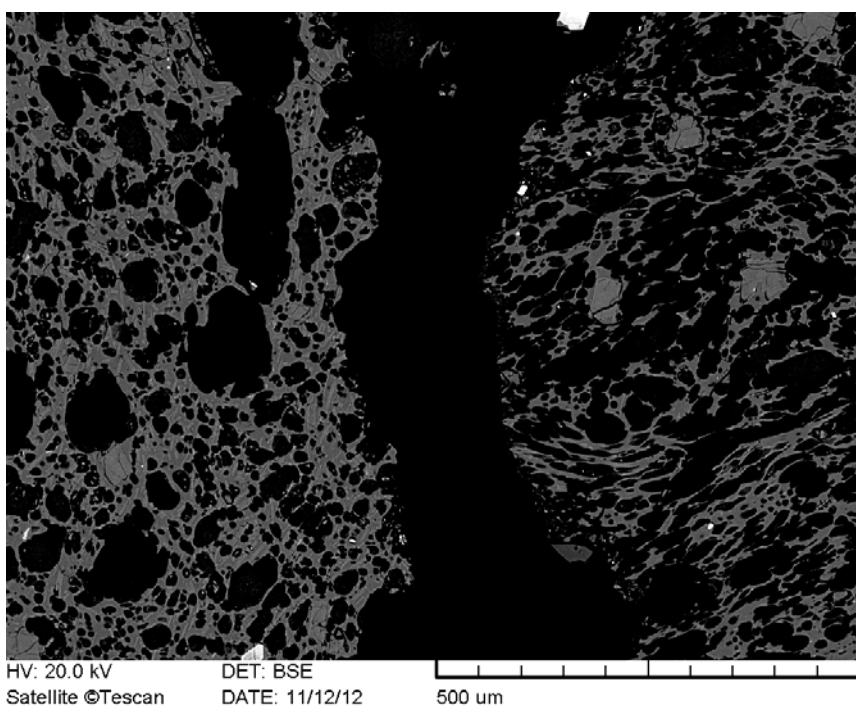
Vannak olyan

tulajdonságok, amik

viszont minden juvenilis

szemcsében

meggyeznek. Ilyen a

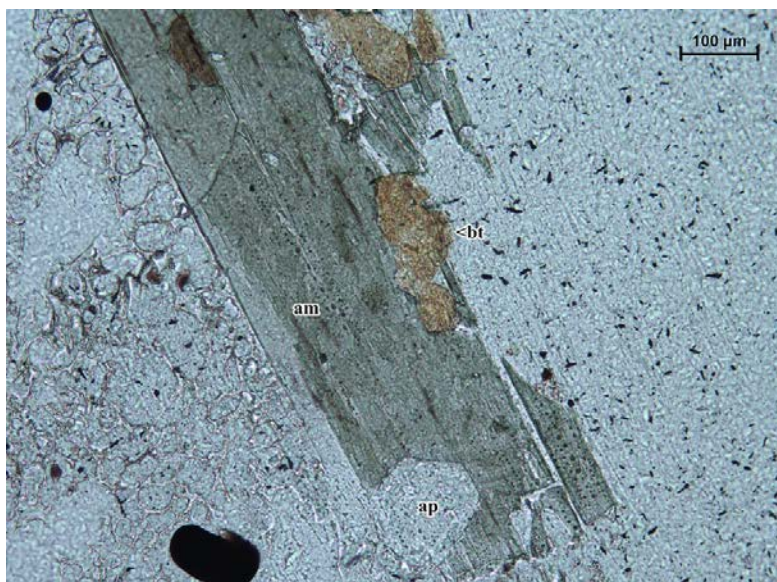


33. ábra A juvenilis klasztok eltérő alapanyaga

buborékok ívelt fala, az ásványos összetétel és a mátrix üvegessége. A horzsaköveknek tekintett szemcsékben kimértem a fenokristályok és mátrix arányát, ami 12,84 tf% fenokristály tartalmat adott.

A mikrohorzsakövek ásványos összetétele megegyezik a két korábban tárgyalt feltárás horzsaköveivel. Fenokristályként leggyakrabban a plagioklász fordul elő, aminek ezekben a csiszolatokban csak a koncentrikus zónás szövete jelenik meg. Az idiomorf – hipidiomorf plagioklászok mérete eléggé változó, pár tizedtől egészen több száz mikrométerig terjed. Zárványok jelenléte és ikresség is megfigyelhető a kristályokon.

Az amfibolok zöld, vörösesbarna pleokroósak, hasadásuk többnyire látszik. Optikai tulajdonságaik alapján hornblendék. Alakjuk lehet idiomorf és hipidiomorf, sokszor töredezetten jelennek meg. Amfibol halmazok a hamuban nem figyelhetőek meg úgy, mint a



34. ábra Biotit és amfibol összenövése, egy apatit zárvány megmaradt helyével

megjelenésű, néha látszódik a pikkelyenkénti szétválása. 200 és 800 mikrométer közötti mérettartományban fordul elő.

Akcesszóriaként itt is az apatit a jellemző, ami gyakran zárványként is előfordulhat főleg amfibolban és plagioklászban.

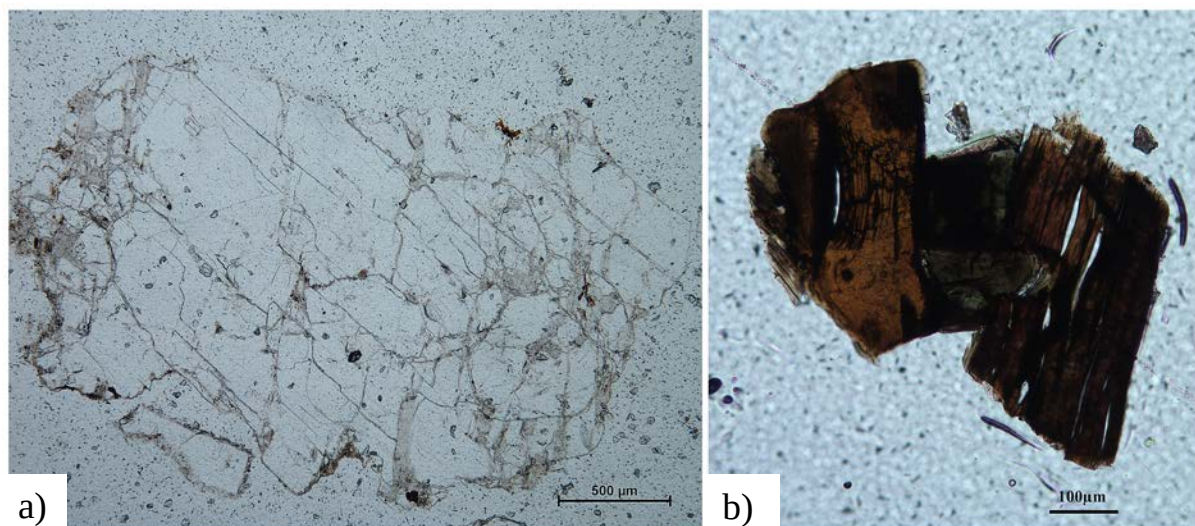
Kristályok

A juvenilis anyagban kb. 20 térfogatszázaléknyi anyagot a kristályok alkotnak. A hamuban található kristályok általában töredezettek, sokszor nem egyedül állnak, hanem összenőtt halmazokban jelennek meg. A halmazokat nem mindig ugyanolyan ásványok alkotják (35. ábra). Leggyakrabban előforduló kristály a plagioklász. Általában töredezett és

horzsakövekben, de ez a mérettartománybeli különbségnek is betudható. Az egyes amfibol kristályokban zárványokat és olvadékszárványokat szintén megfigyeltem (34. ábra). Méretük 100-800 μm között változik.

Fenokristályként még biotit is előfordul a juvenilis anyagban. Barna, pleokroós, általában hipidiomorf

ikres. Mérete a néhány száz mikrométertől akár a 2800 – 3000 μm -es tartományba is eshet (35. ábra). Második legnagyobb részarányban a biotit található meg, mint kristály a hamuban. Ez az ásvány is többnyire hipidiomorf, töredezett. A zárványok itt is jelentős mennyiségben előfordulnak. A biotitok mérete néhány száz mikrométer. Legkisebb részarányban az amfibol fordul elő kristályként. Megjelenése töredezett, mérete az előzőekhez hasonló.



35. ábra a: plagioklász kristály; b: bioti amfibol összenövése a hamuban

Litikus törmelék

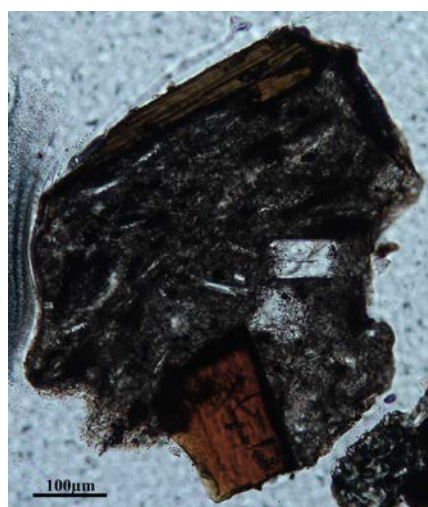
A hamurétegben makroszkóposan nem különítettem el a litikus elegyrészeket, hanem a véletlenszerű válogatás során kikerült szemcsékből készült csiszolatban tettem különbséget a litikus elegyrészek típusai között. Erre a módszerre a hamu szemcsemérete miatt volt szükség. A litikus elegyrészek 10 tf%-ban fordulnak elő. Mikroszkóp segítségével hét különböző litoklaszt típus figyelhető meg.

Üde dácit litoklaszt

A hamuban is megtalálható a kogenetikus, üde dácit. Mikroszkópos megjelenése és ásványos összetétele megegyezik a szürke litokasztéval, habár a csíkszentmártoni csiszolat dácit szemcséi kevesebb buborékot tartalmaznak, mint a torjaié (36. ábra).

Egyéb magmás litoklasztok

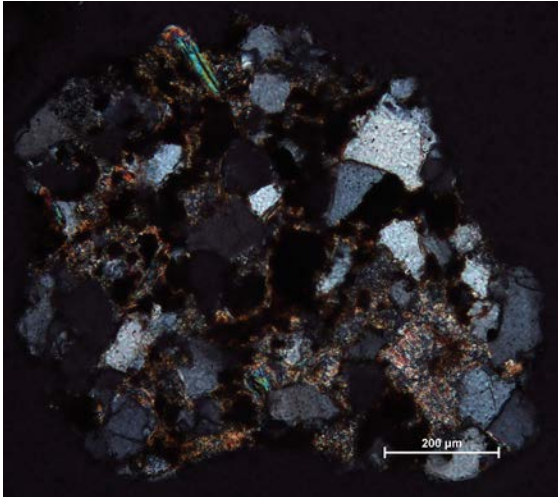
A hamuban található litoklasztok többsége vulkáni kőzet. Többnyire mállott, főleg hidrotermális átalakuláson átesett klasztok jelennek meg. Három különböző közettípust sikerült elkülönítenem.



36. ábra Üde dácit litoklaszt

Üledékes litoklasztok

A hamuban háromféle különböző törmelékes üledékes kőzet típust lehetett megkülönböztetni. Közös tulajdonságuk a felszíni mállás erős megjelenése. Egyes szemcsék ezen felül átalakuláson is átestek (37. ábra).



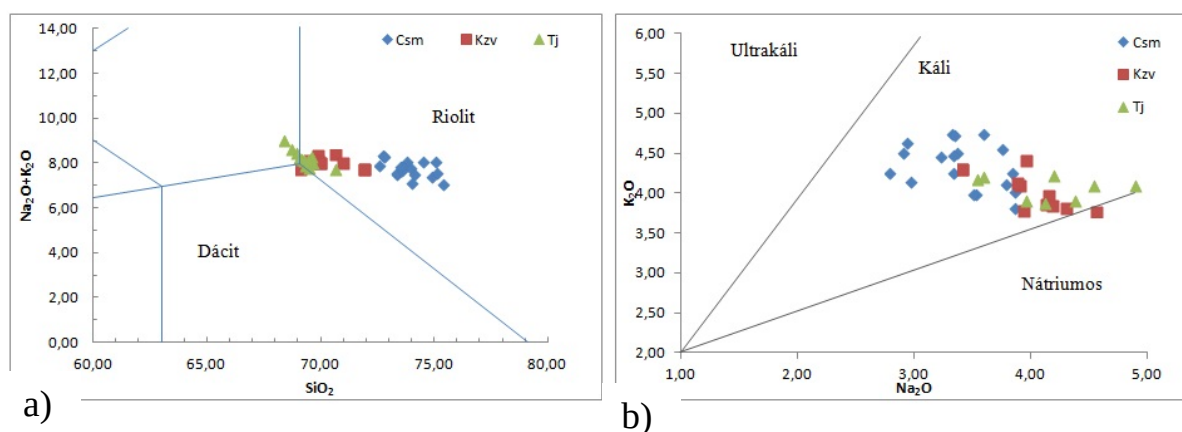
37. ábra *Finomszemcsés homokkő litoklaszt*

5.3. Geokémiai vizsgálatok

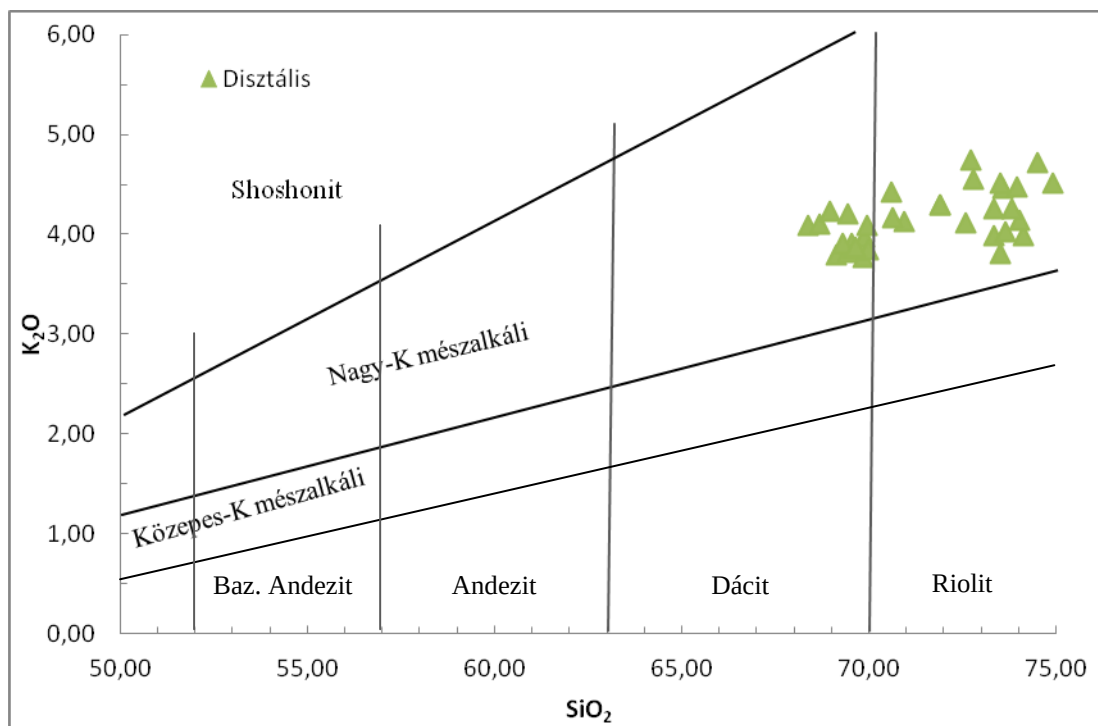
Geokémiai vizsgálataim során az általam gyűjtött horzsakövek üvegének és ásványainak főelem-analízise volt a feladat. A disztális piroklasztitok kémiai elemzésének fő céljai: 1.) a különböző feltárások horzsaköveinek kőzetüveg főelem összetételének meghatározása és összehasonlítása 2.) a fenokristályok nevezéktani besorolása 3.) a szivacsos szövetű plagioklászok különböző zónáinak főelem geokémiai értelmezése.

5.3.1. Kőzetüveg

Elektronmikroszondás elemzéssel határoztam meg a horzsakövek alapanyagának főelem kémiai összetételét. A kapott adatokat 100%-ra normáltam. A vizsgált kőzetüvegek SiO_2 tartalma 68,29 és 75,39 tömegszázalék közötti. Ezen adatok a TAS diagramon (SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diagram, Le Bas et al., 1986) dácitos és riolitos összetételnek felelnek meg (38. ábra). A déli feltárások kőzetüvegei jó egyezést mutatnak, viszont a csíkszentmártoni horzsakő töredékek alapanyaga nagyobb SiO_2 tartalommal jellemezhető, csak ezen minta értékei haladják meg a 72 tömegszázalékot. A kőzetüvegek $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ aránya 0,7 és 1,6 közötti, azaz káli jellegűek (38. ábra). A Gill et. al. (1981) féle K_2O vs. SiO_2 diagramon a minták a nagy-K mészkalkáli típushoz sorolhatóak (39. ábra)

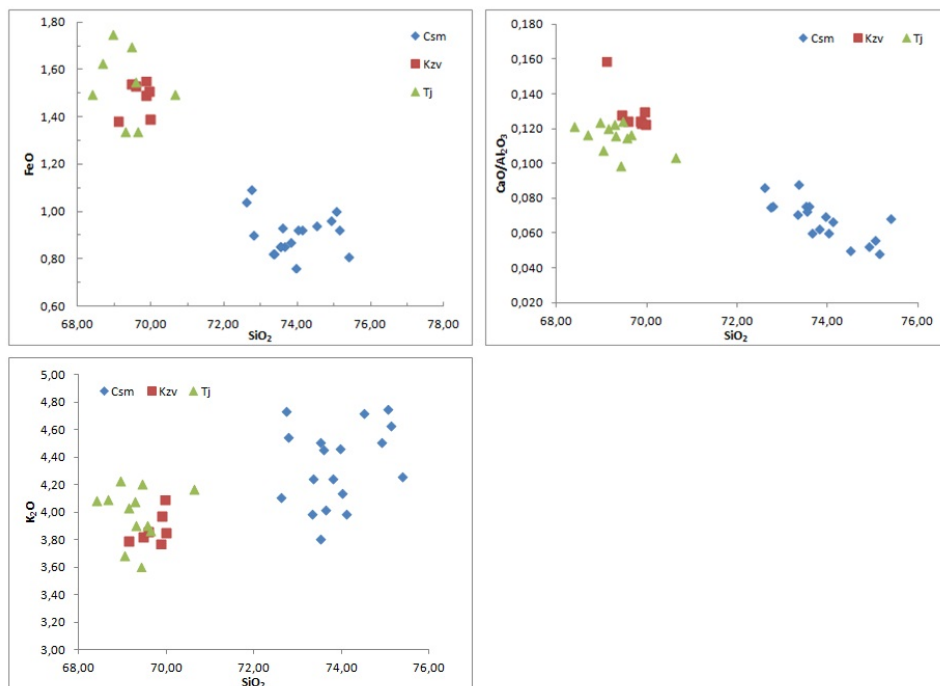


38. ábra A kőzetüvegek elhelyezkedése a TAS diagrammon (a) és a káli jelleg megmutatkozása (b); Csm – csíkszentmártoni mikrohorzsakő, Kzv – kézdivásárhelyi horzsakő, Tj – torjai horzsakő



39. ábra A disztális horzsakövek nagy-K mészalkáli jellegűek; Disztális: Csomád disztális horzsakövek

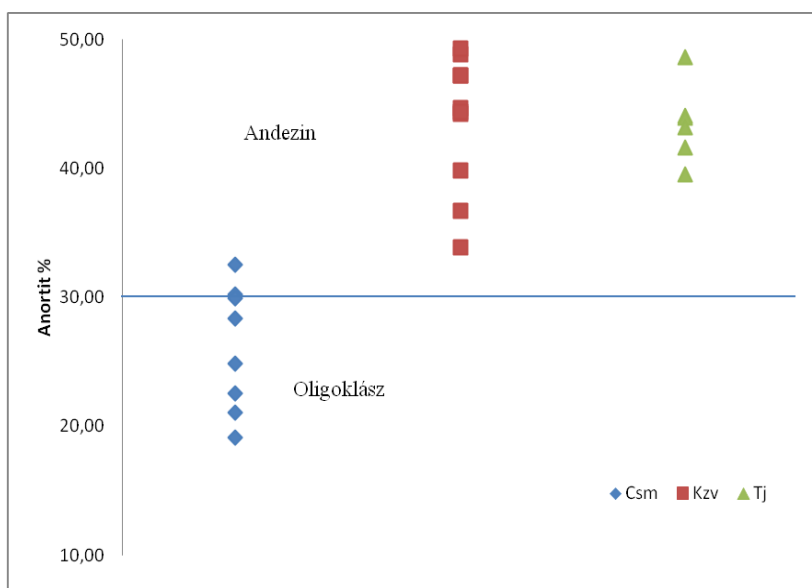
Az alábbi Harker diagrammokon szintén látszik a csíkszentmártoni feltárás elkülönülése (40. ábra). A hamuréteg horzsaköveinek kevesebb a FeO, CaO, Al_2O_3 tartalma, illetve a K_2O tartalmában megjelenik egy kisebb pozitív anomália a többi feltárás horzsaköveinek közetüveg összetételéhez képest.



40. ábra A csíkszentmártoni mikrohorzsakő közetüvegének kémiai eltérése a többi feltáráshoz képest; Csm: csíkszentmártoni mikrohorzsakő, Kzv: kézdivásárhelyi horzsakő, Tj – torjai horzsakő

5.3.2. Földpátok

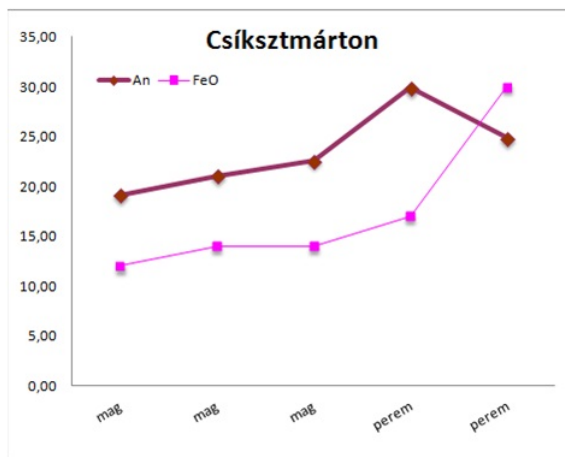
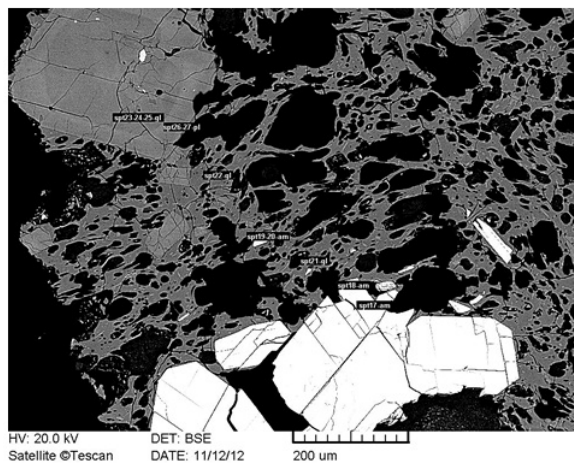
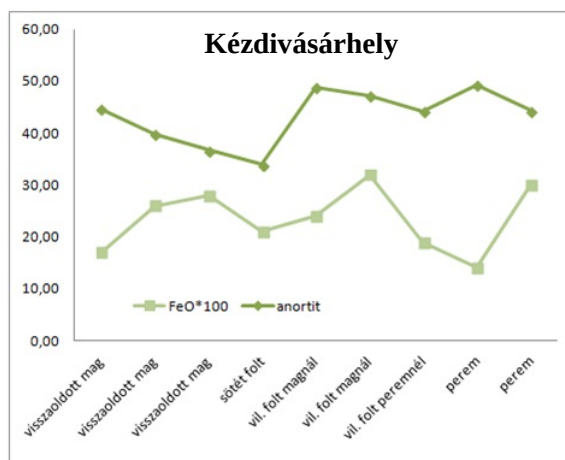
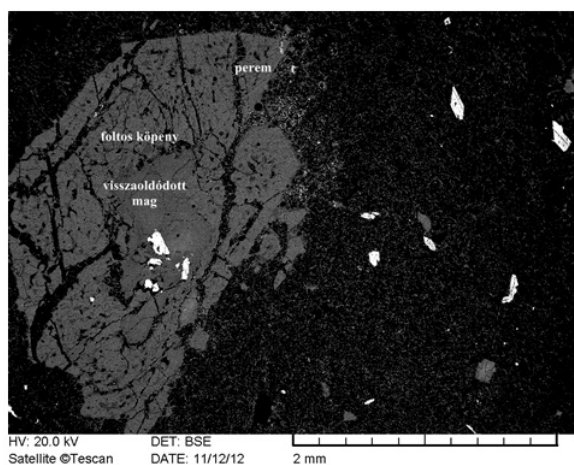
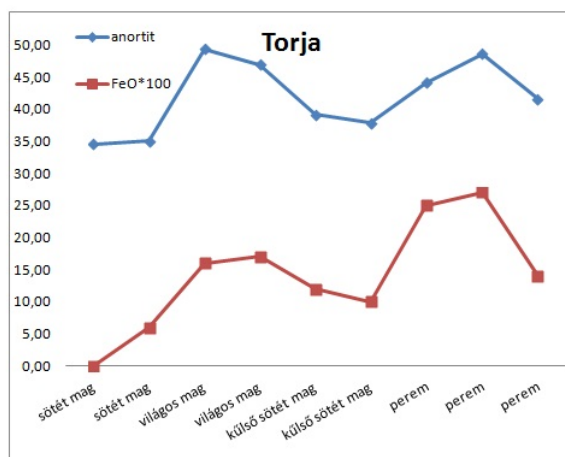
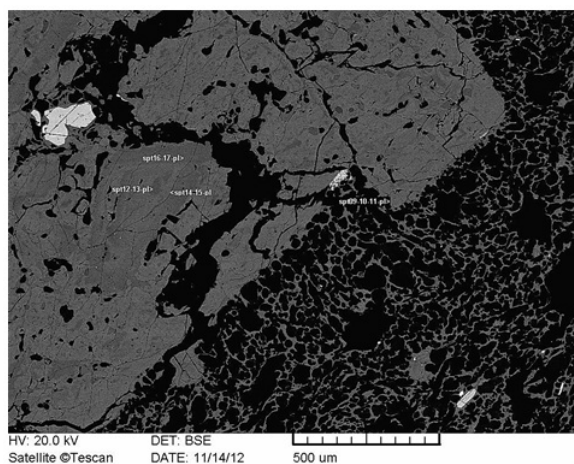
A horzsakövek leggyakoribb fenokristályai a földpátok, amelyek mindegyike plagioklász. A plagioklász fenokristályok anortit tartalma 19,11 és 49,32 % között változik (41. ábra). Nevezéktani besorolásuk alapján oligoklász és andezin jelenik meg a mintákban. A csíkszentmártoni plagioklászok anortit tartalma kissé eltér a többiétől, ugyanis ezekben a mintákban a legtöbb



41. ábra A plagioklászok anortit tartalma; Csm: síkszentmárton, Kzv: Kézdivásárhely, Tj: Torja

érték 30 % alatti, tehát az oligoklász az uralkodó plagioklász típus. A kézdivásárhelyi és torjai feltárásokban viszont az anortit tartalom minden esetben meghaladja a 30 %-ot, így a déli feltárások horzsaköveiben csak andezin jelenik meg.

A torjai és a kézdivásárhelyi feltárásban megjelenő szivacsos szövetű és a csíkszentmártoni feltárás koncentrikus zónás plagioklászok fenokristályainak kémiai vizsgálata is megtörtént. Méréseket végeztem a magban, a szivacsos köpenyben (ahol volt) illetve a peremben. A magtól a perem felé az anortit tartalom általában oszcillál a rétegek megjelenésével párhuzamosan (42. ábra). A változás a többi elemekben is látható, de legerőteljesebben a FeO értékekben. Ezért és mert a későbbi kutatásokban is ennek lesz a legnagyobb szerepe ezt az adatsort tüntettem fel a 42. ábrán.



42. ábra A szivacsos szövetű plagioklászok anortit és FeO változásai a magtól a peremig

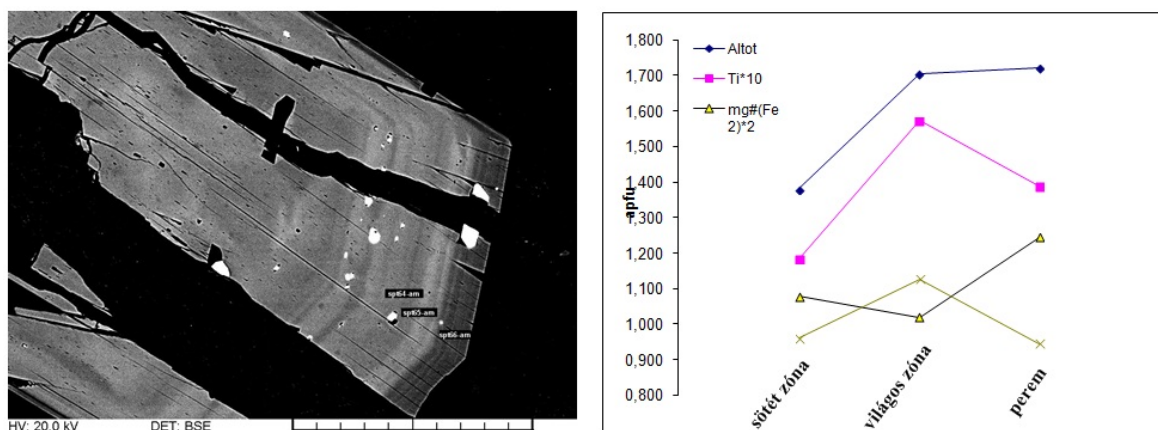
5.3.3. Amfibolok

A horzsakövek leggyakoribb mafikus ásványa az amfibol. Az amfibolok SiO_2 tartalma 43,75-48,67 tömegszázalék közötti. Az ásványokban megjelenő oxidok: TiO_2 0,83-1,47 tömegszázalékban, Al_2O_3 7,08-10,89 tömegszázalékban, FeO 9,43-16,05 tömegszázalékban,

MnO 0,11-0,52 tömegszázalékban, MgO 10,45-14,9 tömegszázalékban, CaO 10,8-12,17 tömegszázalékban, Na₂O 3,03-4,34 tömegszázalékban, K₂O 0,6-1,06 tömegszázalékban.

Az amfibolok esetében gyakran lehet zónásságot megfigyelni, az egyes zónák kémiai összetétele eltérő, általában a Ti, az Al, a Mg-szám illetve az összalkália tartalom változása mutatható ki (43. ábra). Az amfibolokban szintén gyakori jelenség az olvadékszárványok jelenléte.

Az amfibolokat az általam végzett félkvantitatív mérések alapján egyértelműen Ca – amfiboloknak lehet elnevezni az alábbi szempontok alapján: a B pozícióban elhelyezkedő Mg, Mn²⁺, Fe²⁺, Li összegzett értékei nem haladják meg a 0,5 tömegszázalékot, valamint a Na, szintén a B pozícióban, nem több, mint 0,5 tömegszázalék. Az elektronmikroszkopos mérések eredményei alapján további nevezéktani besorolások nem lehetségesek.

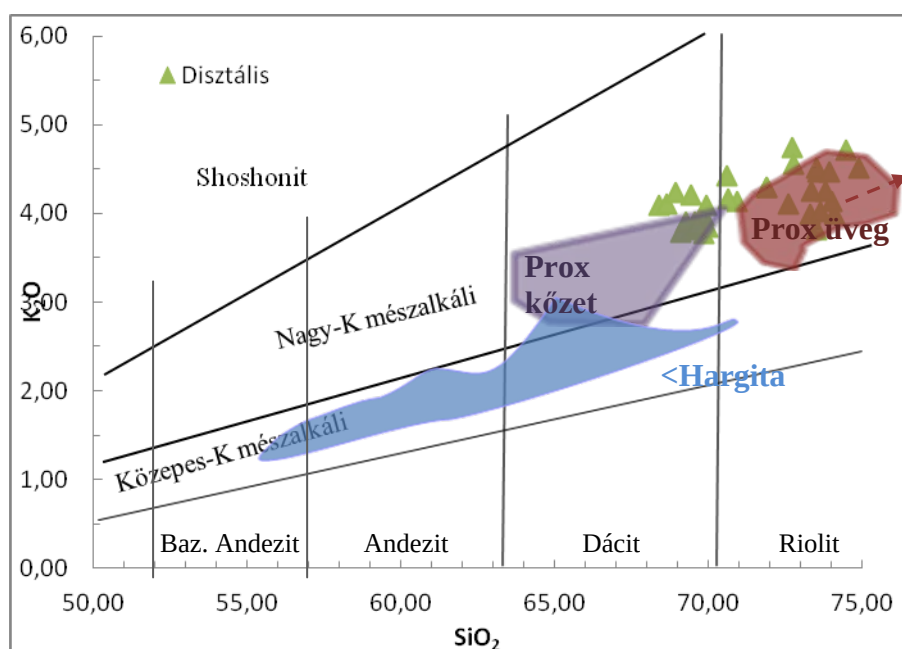


43. ábra Egy zónás amfibol BSEI képe és kémiai komponenseinek változása a zónássággal

6. Diszkusszió

6.1. Tefra rétegek korrelációja, eredete

A három általam vizsgált lelőhely terepi megfigyelései során megállapítottam, hogy a torjai, kézdivásárhelyi és csíkszentmártoni disztális tefra rétegek anyaga hullott vulkáni anyag. A petrográfiai és geokémiai vizsgálatok eredményeként azt is sikerült bizonyítani, hogy a horzsaköves rétegek és a hamu is a Csomád vulkán termékei. Erre a fő bizonyíték a



44. ábra A disztális kőzetüveg kémiai összetételének összehasonlítása a Csomád proximális és a Hargita teljes kőzet összetételeivel; Disztáli: Csomád disztális horzsaköves kőzetüvegüveg, Hargita: Hargita teljes kőzet, Prox kőzet: Csomád proximális teljes kőzet, Prox üveg: Csomád proximális kőzetüveg

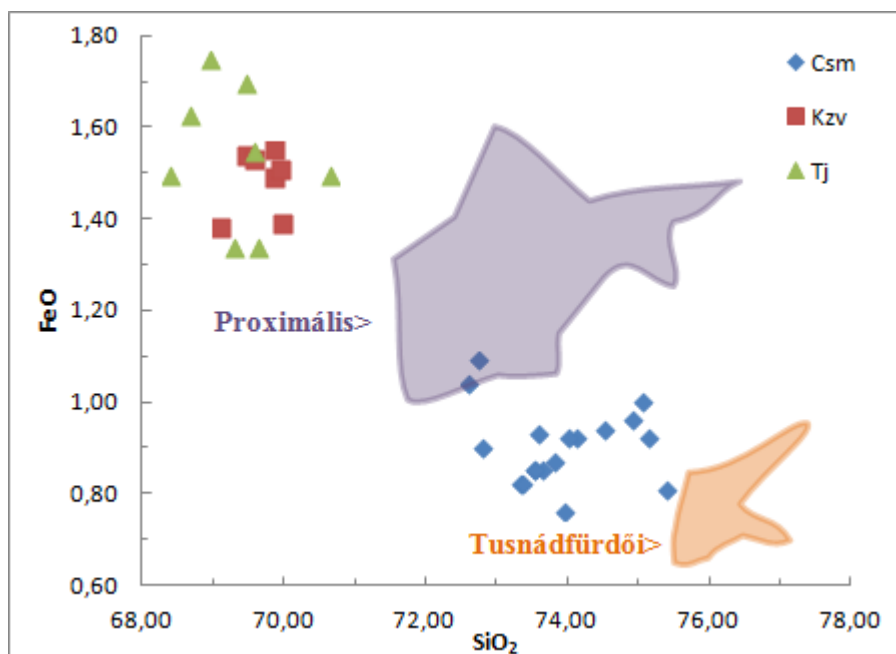
nagy kálium tartalom, amely jól korrelálható az eddigi proximális adatokkal (Vinkler et al., 2007) és jelentős eltérést mutat a Hargita egyéb vulkáni kőzeteinek teljes kőzet geokémiai összetételétől (Mason et al., 1996) (44. ábra). A Gill és mtsi. (1981) K_2O vs. SiO_2 osztályozó diagramon jól

látszanak a hasonlóságok és különbségek. A proximális és a disztális kőzetüveg SiO_2 tartalmának eltérése a vizsgálatok más műszerrel való mérése miatt lehetséges, de az eredmény szempontjából a K_2O adatok a lényegesek.

A tefra rétegek egyértelmű csomádi eredete korvizsgálati adatokkal is alátámasztható. A radiokarbonos korvizsgálat a szén három izotópja közül a ^{14}C -es radioaktív izotópjának arányával dolgozik. Ez az izotóp a ^{14}N és egy neutron kozmikus sugárzás hatására történő ütközésekkor keletkezik az atmoszféra felső részén. A ^{14}C fotoszintézis során beépül a növényekbe és ez által az állatokba is a tápláléklánc során. A szén radioaktív izotópjának az aránya a levegőben állandónak tekinthető és ez által az élőlényekben is. Az élőlény

elpusztulása után már nem épül be több ^{14}C , viszont folyamatosan bomlik. A bomlás felezési ideje 5730 ezer év. A korvizsgálat során azt mérik, hogy milyen mennyiségű radioaktív szén van még a szerves anyagban és ez alapján számolják ki, hogy mikor halt el az anyag (<http://www.c14dating.com/int.html>). Ez a módszer nagyon sokféle szerves anyag vizsgálatára használható, így a csíkszentmártoni hamuréteg alatt található paleotalajból származó mintán is ezt a mérést végeztettük el, amely $33,6 \pm 0,8$ ezer év korrelálatlan eredményt adott. Ez a kor csak a Csomádhoz rendelhető, hiszen a környéken a többi vulkáni felépítmény idősebb, illetve a korábbi korvizsgálatok is hasonló eredményeket adtak a Csomád proximális feltárásaira. Moriya et al., (1996) a Tusnádi feltárás korára 35 520 évet kapott. A nemrégiben elvégzett radiokarbonos korvizsgálatok a bükkszádi piroklasztitokon $29\,500 \pm 260$ évet, valamint a tusnádfürdői feltárásban 41 300 évet mutattak ki (Harangi et al., 2010).

A disztális tefra rétegek petrográfiai és geokémiai elemzése során is két csoportba oszthatóak a feltárások, ami a geográfiai elhelyezkedésben is megjelenik. A két déli feltárásban a plagioklász fenokristályok legtöbbször szivacsos megjelenésűek, míg a csíkszentmártoni hamuban ez a típusuk nem található meg. Az északi feltárás anyagában csak koncentrikus zónás plagioklászokat találtam.



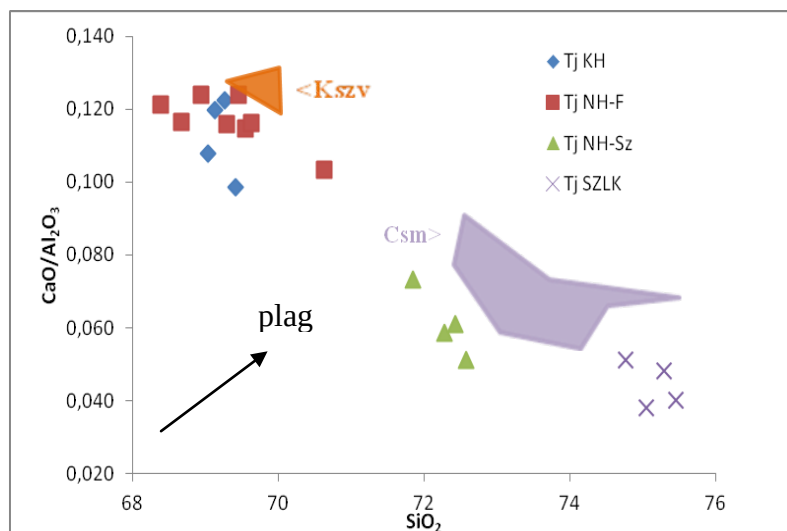
45. ábra A csíkszentmártoni feltárás elkülönülése kémiai összetétele alapján; Csm: csíkszentmártoni mikrohorzsakő, Kzv: Kézdivásárhelyi horzsakő, Tj: torjai horzsakő, Proximális: Csomád proximális kőzetüvegek, Tusnádfürdői: tusnádfürdői horzsakő

A kőzetüvegek kémiai összetételében is látható a csoportok elkülönülése. A csíkszentmártoni mikrohorzsakövek alapanyagának 2-3 tf%-kal magasabb a SiO_2 tartalma, mint a torjai és kézdivásárhelyi üvegeké. A FeO , CaO és Al_2O_3 értékek a két déli feltárásban magasabbak, mint a csíkszentmártoni anyagban, viszont a K_2O értékek a hamuban kissé magasabbak (45. ábra).

A két csoport megjelenését már korábban is leírták a proximális piroklasztitok vizsgálata során (Vinkler et al., 2007; Harangi et al., 2010). Ezekben a tanulmányokban a Tusnádfürdői feltárás horzsaköveinek kémiai összetétele tért el a többitől. Adataimat összevettem a már meglévőekkel és kiderült, hogy a Csíkszentmártoni mikrohorzsakövek kőzetüvege sokban hasonlít a Tusnádfürdői mintákra, míg a két déli feltárás anyaga nagyjából korrelálható a többi proximális eredménnyel. A legmarkánsabb eltérést a FeO és SiO_2 tartalomban lehet észrevenni a feltárások anyaga között mind a proximális mind a disztális részen, ezért ezeknek az adatoknak az összevetését prezentálom (45. ábra). Az is észrevehető az ábrán, hogy az általam mért SiO_2 értékek 2 – 3%-kal alacsonyabbak, mint a proximális kőzetüvegé, ez a vizsgálatok más műszerrel való elvégzésének tudható be, illetve annak, hogy az általam használt elektronmikroszkop használataival nem kapjuk meg a LOI értéket, így én ezzel nem tudtam korrigálni az adataimat.

A két elkülönülő kőzetüvegű horzsakövek alapján akár azt is feltételezhetjük, hogy a különböző anyagok nem ugyan azon kitörés termékei. Ez a kérdés már a proximális feltárások vizsgálatánál is felmerült (Vinkler et al., 2007). Mint ott sem, itt sem lehet ezt egyértelműen megállapítani, de az bizonyos a geokémiai adatok alapján, hogy nem teljesen ugyan azon összetételű magmát képviselik a torjai és kézdivásárhelyi horzsakövek, mint a csíkszentmártoni hamu. A további vizsgálataim során szeretnék több adatot gyűjteni, amivel biztosabban lehet alátámasztani, hogy a hamuréteg anyaga nem ugyan azon kitörés terméke, mint a lapilliköves déli feltárások rétegei.

6.2. Következtetések a kitörés előtti magmakamra-folyamatokra



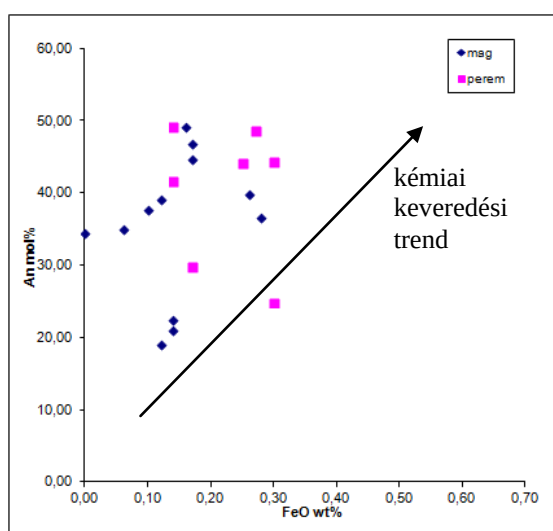
47. ábra A könnyű horzsakőtől a szürke litoklasztig a kőzetüvegek összetétele; Tj KH: Torjai könnyű horzsakő; Tj NH-F: Torjai átmeneti horzsakő; Tj NH-Sz: Torjai nehéz horzsakő; Tj SZLK: Torjai szürke litoklaszt; plag: plagioklász frakcionációs trend

A geokémiai vizsgálatok során a kőzetüveg vizsgálata kiemelt fontosságú, mert a vulkáni törmelékes kőzetek üvege a kirobbanó, feldarabolódó olvadékot képviseli, tehát a kémiai összetétele megegyezik a kitörő magma összetételével. Erre nagyon jó példa a torjai feltárásban talált könnyű horzsakő, átmeneti horzsakő, nehéz horzsakő és szürke litoklaszt kémiai

komponenseinek változása a mátrixban. A kőzetüveg SiO_2 tartalma a szürke litoklaszt felé nő, a $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ arány pedig csökken (47. ábra). Ez arra utal, hogy a könnyű horzsakőtől a szürke litoklaszt felé nem egy földpát frakcionációs esemény zajlott le a magmában. A könnyű és átmeneti horzsakő a kézdivásárhelyi könnyű horzsakő üvegével mutat rokonságot, míg a nehéz horzsakő és a szürke litoklaszt csíkszentmártoni anyagra hasonlít. Az előbb említett okok miatt arra a következtetésre jutottam, hogy a diagramon látható elkülönülés kitörés előtti magmagenetikai okokra utal, viszont arra sajnos nem volt lehetőségem, hogy ezt a kérdéskört tovább vizsgáljam. A továbbiakban ezt a kérdéskört még tovább szeretném vizsgálni. Valószínűnek tartom, hogy a nehéz horzsakő és szürke litoklaszt egy másik anyagot képviselnek, ami egy esetleges korábbi kitörés termékéből maradhatott a kürtőben. Mivel jól korrelálhatóak a csíkszentmártoni hamu anyagával ezért valószínűleg egy kitörés termékei. Arra, hogy melyik kitörés volt előbb a minták egymáshoz viszonyított részaránya ad felvilágosítást. Mivel a csíkszentmártoni anyaghoz hasonló klasztokat találtam a torjai tefra rétegben, így bizonyos, hogy a hamu korábbi esemény terméke, tehát a nehéz horzsakő és a szürke litoklaszt is egy korábbi magma visszamaradott darabjainak tekinthetők.

A magmafeljődés és a kristályosodás menete az egymással egyensúlyban lévő ásványok kémiai összetétele alapján rekonstruálható. Ugyan ezen folyamatokra lehet következtetni a nem egyensúlyi feltételek megjelenéséből, tehát a zónásságból és a visszaoldódási felületekből. Az ásványok zónái megőrzik a magmában lezajló folyamatok bizonyítékait, a mi feladatunk, hogy megtanuljuk olvasni ezeket a jeleket és így rekonstruáljuk a magmakamrában a kitörés előtt zajló folyamatokat. A Csomád disztális feltárásaiban megjelenő koncentrikus zónás és szivacsos szövetű plagioklászok tökéletesen megfelelnek az ilyen vizsgálatokra.

Mind a három mintában mértünk zónás plagioklászokat, a torjai és kézdivásárhelyi feltárásban szivacsos szövetűeket, a csíkszentmártoniban koncentrikus zónásakat. A vizsgálat



48. ábra A zónás plagioklászok anortit vs. FeO diagramja

során elsődlegesen az anortit és FeO változásaira figyeltem a zónák mentén (48. ábra). A két paraméter változása a magtól a perem felé nem mutat egyértelmű pozitív korrelációt, így a kémiaileg eltérő magmák keveredése nem valószínű. A 48. ábrán feltüntettem a keveredés esetén megmutatkozó anortit-FeO változás trendjét. Arra viszont lehet következtetni az adatokból, hogy a magmakamrába egy újabb magmacsomag érkezett, ami hőmérsékletemelkedést okozott (Scaillet és Evans, 1999; Bachmann és Dungan, 2002;

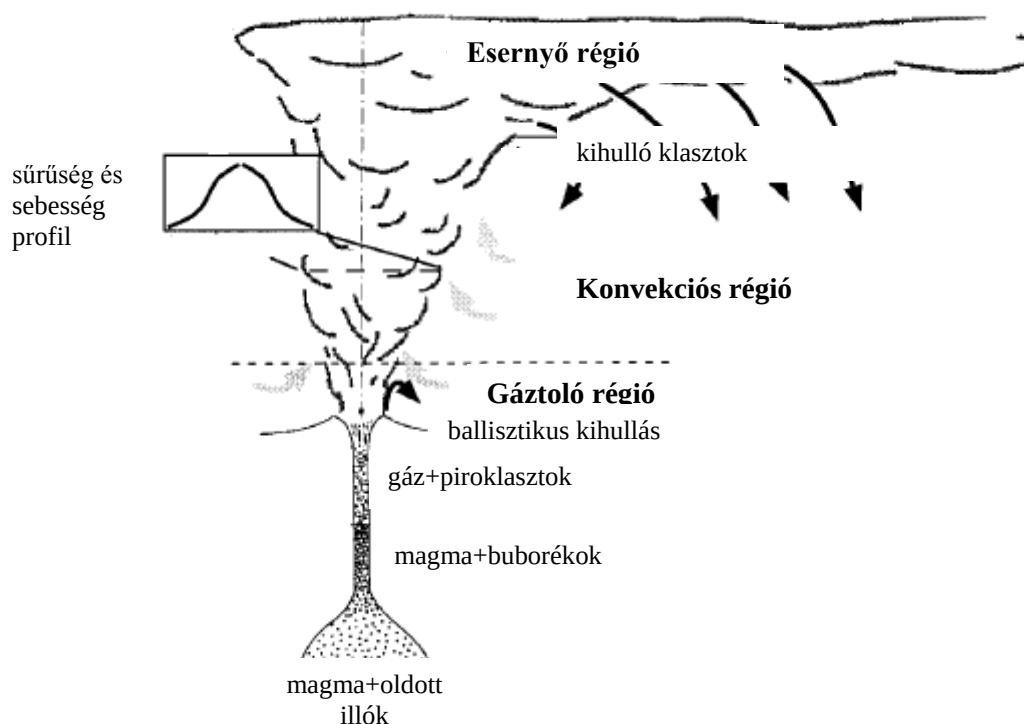
Rutherford és Devine, 2003; Humphreys et al., 2006; Ruprecht et al., 2007), amire a plagioklász visszaoldódással, majd újrakristályosodással reagált. A kristályok pereme képviseli a kitörési magma anyagát, hiszen a mikrofénokristályok kémiai összetétele a perem összetételével egyezik meg. Az a tény is erre utal, hogy a plagioklászban lévő olvadékszárványok peremén is ilyen összetételű anyag helyezkedik el. A két különböző magma keveredése nem tűnik valószínűnek, mert a FeO értékek változása nem teljesen követi az anortit tartalom ingadozását, viszont az bizonyos, hogy egyes elemek átkerülhettek a benyomuló magmából a már ott lévőbe. Ezt bizonyítja az ortopiroxén megjelenése, ami arra is utal, hogy az újonnan érkező magma mafikus anyagot képviselt. A proximális piroklasztitok vizsgálata során Vinkler és mtsi. (2007) már találtak erre utaló nyomokat, ahol a mafikus magma bizonyítékaul piroxén mellett olivin is megjelent. A fentiek szerint tehát a magmakamrába érkező mafikus magma okozhatta a kitörést (50. ábra).

6.3. Következtetések a vulkáni kitörés jellegére

A kitörések típusát általában szerencsés csak egy bizonyos kitörési szakaszra értelmezni, vagy az éppen domináns jelleget figyelembe venni egy vulkáni működés során. A subpliniusi-pliniusi kitörések főleg konvergens lemezhatárok mentén fordulnak elő. Legjellemzőbb képviselőik: Vezúv, 79; Mt. St. Helens, 1980; El Chichón, 1982; Pinatubo, 1991. Ezen két kitörés típust nagyon jól összefoglalja Cioni et. al. (2000) Encyclopedia of Volcanoes (szerkesztette: Sigurdsson et al. 2000) című könyv egyik fejezete. A pliniusi kitörések alkalmával gáz és szilárd halmazállapotú keverék hagyja el a kürtőt kb. 100-400 m/s-os sebességgel. Erre a kitörés típusra jellemző a kitörési felhő, amely több 10 km-es magasságba is feljuthat, akár a sztratoszféráig. A felszínre jutó magma térfogata általában 0,1 és 10 km³ közötti, ami 10¹¹-10¹³ kg magnitúdónak felel meg. A másodpercenként kibocsájtott magma 10⁶-10⁸ kg is lehet (MDR). A subpliniusi kategória kisebb magnitúdójú (~10¹¹ kg) és kisebb intenzitású (~10⁶ kg/s) kitöréseket foglal magába. Ezt a két típust nagyon nehéz elkülöníteni egymástól, főleg ha csak a vulkáni üledékekből tudjuk rekonstruálni az eseményeket. A kitörések VEI értékei 4-6 között változhatnak. A nagyobb magnitúdójú és intenzitású kitörések folyamatos felhő összeesést és piroklaszt árákat indukálnak. Ezeket ultrapliniusinak nevezzük. A kitörési felhőnek három része különíthető el: 1.) gáztoló régió, ahol a gáz-szilárd halmazállapotú keverék gyorsan elveszti az elsődleges momentumát a levegő turbulens áramlása miatt a felhő peremén 2.) konvekciós régió, ahol a csapdázódott levegő felmelegszik, így a felhő sűrűsége kisebb, mint az atmoszféráé 3.) esernyő régió, ahol a felhő a maximumáig emelkedik és laterálisan szétterjed az uralkodó szelek hatására (49. ábra). Az első régió pár kilométerre emelkedik a kráter felé, míg az esernyő alja akár több 10 km magasságban is lehet. A felhő maximális magassága összefügg az egy másodperc alatt kibocsájtott magma tömegével. Subpliniusi és pliniusi kitörések csak illógazdag és nagy viszkozitású magmák esetében fordulhatnak elő.

Az eddigi jelentős subpliniusi és pliniusi kitörések tanulmányozása során megpróbáltam összehasonlítani a meglévő adatokat a Csomád disztális tefra rétegeivel. Ez elég nehéz feladat, hiszen sajnos nagyon kevés disztális feltárást ismerünk ahhoz, hogy megfelelő következtetéseket vonhassunk le a kitörés jellegére vonatkozóan. A fent említett paramétereket, amik alapján besorolást nyer egy kitörés, a disztális tefra rétegek vizsgálatából szerkesztett isopach és isopleth térképek alapján határozzák meg. Ezen térképek megrajzolásához számos feltárás adataira van szükség. Én most megpróbálok a három feltárás alapján következtetni a Csomád utolsó kitörésének típusára. Az isopach térképek azt veszik

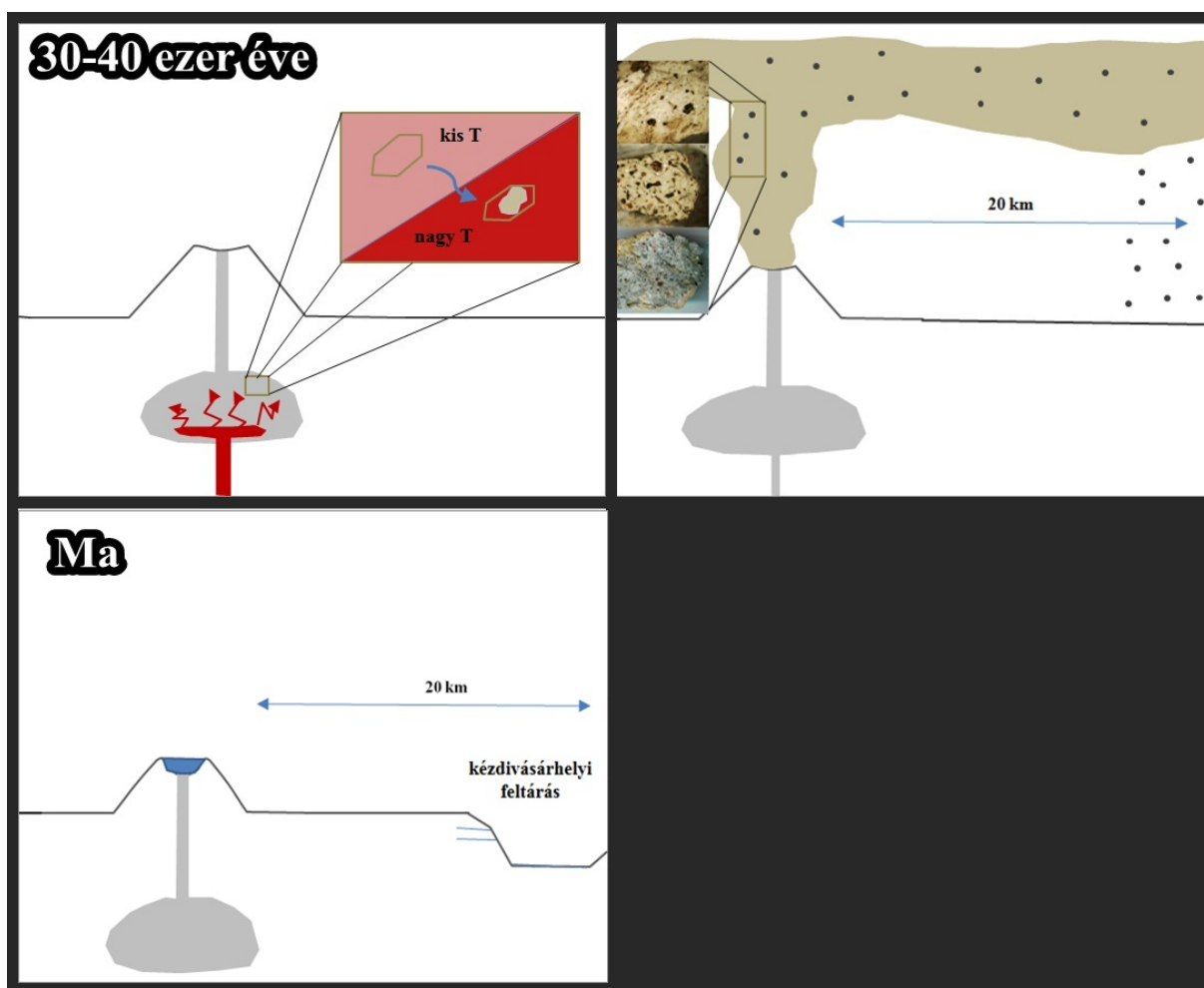
figyelembe, hogy a krátertől egy adott távolságban milyen vastag a hullott réteg. A Csomádtól 20,21 km-re lévő kézdivásárhelyi horzsakő réteg 29 cm vastag. A tefra réteg vastagsága sok mindentől függ, például a kibocsájtott magma mennyiségétől, az intenzitástól, a krátertől való távolságtól és az uralkodó széliránytól. Az eddig legjobban tanulmányozott és leghíresebb pliniusi kitöréseket egy összefoglaló táblázatban prezentálom (mellékletben), ami összegyűjti a Vezúv 79-es (Carey et al., 1987; Guest et al., 2006), a Mount St. Helens 1980-as (Carey et al., 1994; Dale et al., 2005; Lipman et al., 1981), az El Chichón 1982-es (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003, 2008) és a Pinatubo 1991-es (Rosi et al., 2001) kitöréseinek adatait. Ez alapján egy jó képet kaphatunk, hogy milyen egy subpliniusi-pliniusi kitörés. Ha a Csomádon kapott eredményeket összevetjük a táblázat adataival látható, hogy a kevés rendelkezésre álló információ beleillik a többi kitörés közé. A másik fontos szempont a horzsakövek és litoklasztok isopleth térképe, azaz hogy adott távolságra a kürtőtől mekkora az öt legnagyobb klaszt átlag mérete. A kézdivásárhelyi feltárásban az öt legnagyobb horzsakő klaszt átlagos mérete 2,34 cm, valamint az öt legnagyobb litoklaszt átlag mérete 1,34 cm. Ezek az adatok is beleillenek a táblázatban szereplő híres kitörések adatsoraiba. Így a kevés adatot figyelembe véve mondhatjuk, hogy a Csomád utolsó robbanásos kitörése subpliniusi vagy akár pliniusi jellegű lehetett (50. ábra). E mellett szól az is, hogy a Csomád egy kollíziós övezetben helyezkedik el, ami a kitörések oka is egyben.



49. ábra Egy pliniusi kitörés leegyszerűsített ábrája (Cioni et al., 2000)

6.4. Összefoglaló ábra

Az eddigiekben ismertetett eredmények alapján készítettem egy összefoglaló ábrát a kitörés lehetséges módjáról (50. ábra). Az ábrán szerepel a plagioklászok visszaoldódását okozó mafikus magma benyomulása, amely a kitörés okának tekinthető, illetve a felnyomuló magma keveredése a korábbi kitörések kürtőben maradt anyagával (nehéz horzsakő és szürke litoklaszt).



50. ábra A vizsgált feltárások alapján kialakult teória a Csomád kitöréséről

7. Következtetések

A Csíki-, és a Háromszéki-medencében feltáruló tefra rétegek vizsgálata során a következő következtetéseket tudtam levonni:

1. Az eredményeim összehasonlításából a Csomád proximális horzsaköveinek adataival kiderült, hogy a torjai, kézdivásárhelyi és csíkszentmártoni tefra rétegek a Csomád vulkán termékei.
2. A csíkszentmártoni hamu petrográfiai és geokémiai eltérései miatt a többi disztális feltátástól, valószínűleg egy másik kitörés terméke
3. A torjai feltárásban talált nehéz horzsakő és szürke litoklaszt valószínűleg a csíkszentmártoni kitörés maradványai a kürtőben, amelyek a későbbi kitörés során kerültek a torjai tefra rétegbe.
4. A zónás plagioklászok geokémiai vizsgálatai alapján valószínűsíthető egy magmacsomag benyomulása a magmakamrába a kitörés előtt, ami nem keveredett a már ott lévő magmával, így csak hőmérsékletnövekedést okozott a rendszerben. Valószínűleg a kitörés oka is a benyomuló magmára vezethető vissza.
5. A Csomád vulkán utolsó robbanásos kitörése/kitörései valószínűleg pliniusi vagy subpliniusi típusúak voltak, de a biztos besoroláshoz még további disztális feltárások vizsgálatára lenne szükség.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti mindazokat a személyeket, akik bármilyen módon segítették a munkámat vagy támogattak a vizsgálataim során. Elsősorban köszönet témavezetőimnek Dr. Harangi Szabolcsnak és Kiss Balázsnak vizsgálataim során nyújtott segítségükért, tanácsaikért és a munkám folyamatos nyomonkövetéséért. A csiszolatok elkészítését köszönöm Csömöri Margitnak. Köszönöm Bendő Zsoltnak, az elektron mikroszkóp használataiban nyújtott segítségét. Valamint minden eszköz használatáért köszönet illeti az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszéket.

Irodalomjegyzék

Bachmann, O. & Dungan, M.A., 2002: Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. - *American Mineralogist* 87, 1062-1076.

Bányai, J., 1917: Kézdivásárhely vidéke Háromszék vármegyében. – *Földtani Közlöny* 47, 1-20.

Carey, S., Sigurdsson, H., 1987: Temporal variations in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesuvius – *Geological Society of American Bulletin* 1987; 99, no.2; 303-314

Carey, S., Gardner, J., Sigurdsson, H., 1994: The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 66, 185-202

Chalot-Prat, F., Gîrbacea, R., 2000: Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crustmantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene—Quaternary evolution of the southern East Carpathians, Romania; *Tectonophysics*, 327, pp. 83-107

Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A., 2000: Plinian and Subplinian Eruptions, in *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J., 474-494, - Academic, San Diego, California, USA

Defant M.J. és Drummond M.S., 1990: Derivation of slab arc magmas by melting of young subducted lithosphere. - *Nature*, 347, 662-665

Dale, V. H., Seanson, F. J., Crisafulli, C. M., 2005: Ecological Responses to the 1980 Eruption of Mount St. Helens

Espíndola, J. M., Macías, J. L., Tilling, R. I., Sherdian, M. F., 2000: Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene, and its impact on human activity – *Bull Volcano* 62, 90-104

Gill, J. B., 1981.: *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*: New York (Springer-Verlag).

Gîrbacea, R. & Frisch, W., 1998: Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of Eastern Carpathians subduction retreat. – *Geology* 26, 611-614.

Guest, J., Cole, P., Duncan, A., Chester, D., 2006: Vesuvius, in *Volcanoes of Southern Italy*, 25-62,

Harangi, Sz., 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region - a review. - *Acta Geologica Hungarica* 44, 223-258.

Harangi, Molnár M., Vinkler A. P., Kiss B., Jull, A. J. T., Leonard, A. E., 2010: Radiocarbon dating of the last volcanic eruptions of the Ciomadul volcano, Southeast Carpathians, eastern central Europe – *Journal Radiocarbon* 52 (3), 1498-1507

Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D. & Sparks, R.S.J., 2006: Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning. - *Journal of Petrology* 47/12, 2303-2334.

Kiss B., 2009: Magmakamra-folyamatok és magmafeláramlási sebesség becslése a Kis-Csomád lávadóm alatt – Diplomamunka, ELTE TTK Közettan-Geokémiai Tanész, Budapest, 118 oldal

Lipman, P. W., Mullineaux, D. R., 1981: The 1980 Eruptions of Mount St. Helens – *Volcanological Survey Professional Paper* 1250

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. és Zanettin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. - *Journal of Petrology*, 27, 745-750.

Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Espíndola, J. M., Saucedo, R., 2003: A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Explosive volcanism linked to reheating of the magma reservoir – *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B12, 2569, EVC 3 1-17.

Macías, J. L., Capra, L., Arce, J. L., Espíndola, J. M., García-Palomo, A., Sherdian, M. F., 2008: Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Constraints posed by eruptive history and computer simulations – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 175, 444-458.

Mason, P. R. D., Downes, H, Seghedi, I., Szakács Al., Thirlwall, M.F., 1995: Low-pressure evolution of magmas from the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains, East Carpathians; *Acta Vulcanologica*, 7(2), pp 43-52

- Mason, P. R. D., Downes, Thirlwall, M., H, Seghedi, I., Szakács Al., Lowry, D., Matthey, D., 1996: Crustal Assimilation as a Major Petrogenetic Process in the East Carpathian Neogene and Quaternary Continental Margin Arc, Romania; *Journal of Petrology*, 37, 4, pp. 927-959
- Mason, P.R.D., Seghedi, I., Szakács, A. & Downes, H., 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. – *Tectonophysics* 297, 157- 176.
- Moriya, I., Okuno, M., Nakamura, E., Szakács, A. & Seghedi, I., 1995: Last eruption and its ¹⁴C age of Ciomadul volcano, Romania. - *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University* 6, 82-91.
- Moriya, I., Okuno, M., Nakamura, T., Ono, K.A.S. & Seghedi, I., 1996: Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposits of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. - *Summaries of Researches using AMS at Nagoya University (VII)* 3, 252-255.
- Oncescu, M.C., Burlacu, V., Anghel, M. és Smalberger, V. (1984): Three-dimensional P-wave velocity image under the Carpathian arc.; *Tectonophysics*, 106, 305-319.
- Pécskay, Z., Edelstein, O., Seghedi, I., Szakács, A., Kovács, M., Crihan, M. & Bernad, A., 1995a: K-Ar datings of Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. – In: Downes, H. & Vaselli, O., (eds.): *Neogene and Related Magmatism in the Carpatho-Pannonian Region*. *Acta Vulcanologica* 7, 53-61.
- Pécskay Z., Lexa, J., Szakács A., Balogh K., Seghedi, I., Konecny, V., Kovács M., Márton E., Kaliciak, M., Széki-Fux V., Póka T., Gyarmati P., Edelstein, O., Rosu, E. And Zec, B., 1995b: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. - in H. Downes és O. Vaselli (Eds): “Neogene and related volcanism in the Carpatho-Pannonian Region”, *Acta Volc.*, Special Issue, 7, 15-28.
- Peltz, S., Vajdea, E., Balogh, K. & Pécskay, Z., 1987: Contributions to the geochronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). – *Dări de Seamă ale Sediintelor Institutul de Geologie și Geofizică* 72-73, 323-338.
- Rădulescu, D., Patrascu, S. & Bellon, H., 1972: Pliocene geomagnetic epochs: New evidence of reversed polarity around the age of 7 m.y. – *Earth and Planetary Science Letters* 14, 114-128.

- Rosi, M., Paladio-Melosantos, M. L., Di Muro, A., Leoni, R., Bacolcol, T., 2001: Fall vs flow activity during the 1991 climactic eruption of Pinatubo Volcano (Philippines) – *Bulletin of Volcanology* 62, 549-566
- Ruprecht, P., Wörner, G., 2007: Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165, 142-162.
- Rutherford, M.J. & Devine, J.D., 2003: Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995-2002 Soufrière Hills Magma. - *Journal of Petrology* 44/8, 1433-1454.
- Scaillet, B. & Evans, B.W., 1999: The 15 June 1991 Eruption of Mount Pinatubo. I. Phase Equilibria and Pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O Conditions of the Dacite Magma. - *Journal of Petrology* 40/3, 381-411.
- Seghedi, I., Szakács, A., Udrescu, C., Stoian, M. & Grabari, G., 1987: Trace element geochemistry of the South Hargitha volcanics (East Carpathians): calc-alkaline and shoshonitic association. - *Dati de Seama ale Sedintelor Institutul de Geologie si Geofizica* 72, 73, 381-397.
- Seghedi, I., Downes, H., Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Pécskay, Z., 2005: Geochemical response of magmas to Neogene–Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. - *Tectonophysics* 410, 485–499.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Rosu, E., Pécskay, Z., Marton, E., Panaiotu, C., 2004: Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. - *Lithos* 72, 117-146.
- Sperner, B. Lorenz, F., Bonjer, K., Hettel, S., Müller, B., Wenzel, F. (2001): Slab break-off abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea region (SE Carpathians, Romania); *Terra Nova*, 13, pp. 172-179
- Szabó, Cs., Harangi, Sz. & Csontos, L., 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. - *Tectonophysics* 208, 243-256.
- Szakács, A., Seghedi, I. & Pécskay, Z., 1993: Peculiarities of South Hargitha Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. – *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie*, *Géologie* 37, 21-37.

Szakács Al., Seghedi, I., 1995: The Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features; *Acta Vulcanologica*, 7(2), pp. 145-153.

Szakács, A., Seghedi, I. & Pécskay, Z., 2002: The most recent volcanism in the Carpathian-Pannonian Region. Is there any volcanic hazard? – *Geologica Carpathica Special Issue, Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association* 53, 193-194.

Vinkler, A.P., Harangi, Sz., Ntaflós, T. & Szakács, A., 2007: A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata – petrogenetikai következtetések. - *Földtani Közlöny* 137/1, 103-128.

<http://www.c14dating.com/int.html>

Melléklet

Feltárás neve	GPS koordináta	Mintanevek
Csíkszentmárton	201	201B-a
Kézdivásárhely	202	202
Torja	203	203a
		T5 KH - könnyű horzsakő
		T5 NH-F - átmeneti horzsakő
		T5 NH-Sz - nehéz horzsakő
		T5 SZLK - szürke litoklaszt

Kőzetüveg geokémai adatok

sample	thin sec	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	TOTAL
spt05_gl	201B-a	75,39	15,68	0,81		1,07	2,79	4,26		100,00
spt06_gl	201B-a	73,33	15,98	0,82	0,94	1,13	3,53	3,99	0,28	100,00
spt07_gl	201B-a	74,11	15,02	0,92	1,02	1,00	3,51	3,99	0,42	100,00
spt12_gl	201B-a	74,01	15,62	0,92	1,07	0,94	2,97	4,14	0,32	100,00
spt13_gl	201B-a	72,60	15,63	1,04	1,13	1,35	3,78	4,11	0,34	100,00
spt14_gl	201B-a	73,80	15,35	0,87	0,85	0,96	3,84	4,25	0,09	100,00
spt21_gl	201B-a	73,64	15,47	0,85	0,98	0,93	3,86	4,02	0,26	100,00
spt22_gl	201B-a	73,51	15,78	0,85	0,85	1,19	3,86	3,81	0,15	100,00
spt28_gl	201B-a	72,72	15,54	1,09	0,78	1,16	3,59	4,74	0,38	100,00
spt29_gl	201B-a	73,34	15,63	0,82	0,82	1,37	3,33	4,25	0,46	100,00
spt30_gl	201B-a	73,58	15,72	0,93	0,63	1,19	3,23	4,46	0,26	100,00
spt31_gl	201B-a	72,78	15,48	0,90	0,98	1,17	3,75	4,55	0,37	100,00
spt32_gl	201B-a	73,52	15,57	0,85	0,88	1,13	3,36	4,51	0,17	100,00
spt33_gl	201B-a	75,04	14,29	1,00	0,60	0,80	3,32	4,75	0,21	100,00
spt34_gl	201B-a	74,90	14,86	0,96	0,75	0,78	2,90	4,51	0,36	100,00
spt35_gl	201B-a	73,95	15,28	0,76	0,91	1,06	3,33	4,47	0,24	100,00
spt36_gl	201B-a	75,12	14,48	0,92	1,00	0,70	2,93	4,63	0,23	100,00
spt37_gl	201B-a	74,50	14,72	0,94	0,75	0,73	3,34	4,72	0,30	100,00
spt38_gl	202-3v	69,11	17,35	1,38	1,28	2,75	3,94	3,79	0,40	100,00
spt39_gl	202-3v	69,45	17,13	1,54	1,10	2,19	4,31	3,82	0,46	100,00
spt40_gl	202-3v	69,58	17,02	1,53	1,30	2,12	4,14	3,86	0,44	100,00
spt41_gl	202-3v	69,85	16,85	1,55	0,93	2,09	4,57	3,77	0,40	100,00
spt46_gl	202-3v	69,87	16,85	1,49	1,32	2,07	4,16	3,97	0,26	100,00
spt47_gl	202-3v	69,94	16,94	1,51	0,97	2,20	3,91	4,09	0,44	100,00
spt48_gl	202-3v	69,98	17,17	1,39	1,02	2,10	4,19	3,85	0,30	100,00
spt49_smi	202-3v	71,91	16,17	1,36	1,02	1,33	3,42	4,30	0,48	100,00
spt51_smi	202-3v	71,91	16,17	1,36	1,02	1,33	3,42	4,30	0,48	100,00
spt58_smi	202-3v	70,61	16,07	1,56	1,56	1,27	3,96	4,42	0,55	100,00
spt59_smi	202-3v	70,94	16,66	1,43	1,16	1,35	3,89	4,13	0,45	100,00
stp06 gl	T5 NH-F	68,39	17,64	1,5	0,96	2,14	4,89	4,09	0,31	100,00
spt07 gl	T5 NH-F	69,55	17,35	1,55	0,97	1,99	4,37	3,91	0,28	100,00
spt08 gl	T5 NH-F	69,45	17,26	1,7	1,16	2,14	3,59	4,21	0,47	100,00
spt19 gl	T5 NH-F	68,67	17,25	1,63	1,29	2,01	4,53	4,1	0,49	100,00
spt20 gl	T5 NH-F	69,29	17,6	1,34	1,35	2,04	3,95	3,91	0,51	100,00
spt21 gl	T5 NH-F	68,94	17,03	1,75	1,24	2,11	4,19	4,23	0,42	100,00
spt29 gl	T5 NH-F	70,63	17,04	1,5	0,86	1,76	3,54	4,17	0,38	100,00
spt30 gl	T5 NH-F	69,63	17,11	1,34	1,35	1,99	4,12	3,87	0,6	100,00
spt09-gl	T5 KH	69,03	17,42	1,51	1,48	1,88	4,51	3,69	0,49	100,00
spt10-gl	T5 KH	69,13	17,6	1,31	1,01	2,11	4,12	4,04	0,61	100,00
spt11-gl	T5 KH	69,27	17,56	1,47	1,07	2,15	4,03	4,08	0,36	100,00
spt12-gl	T5 KH	69,41	17,57	1,57	1,14	1,73	4,52	3,61	0,44	100,00
spt01-gl	T5 NH-Sz	72,27	15,02	1,71	1,01	0,88	3,09	5,33	0,57	100,00
spt02-gl	T5 NH-Sz	72,42	15,23	1,41	0,95	0,93	3,29	5,05	0,62	100,00
spt03-gl	T5 NH-Sz	71,84	15,81	1,46	1,26	1,16	3,34	4,49	0,55	100,00
spt04-gl	T5 NH-Sz	72,57	15,41	1,51	0,97	0,79	3,52	4,72	0,39	100,00
spt13-gl	T5 SZLK	74,76	14,49	1,21	0,73	0,74	2,92	4,79	0,31	100,00
spt14-gl	T5 SZLK	75,29	14,35	1,39	0,81	0,69	2,38	4,96	0,09	100,00
spt15-gl	T5 SZLK	75,45	13,94	1,14	1,12	0,56	2,55	4,99	0,23	100,00
spt16-gl	T5 SZLK	75,04	13,64	1,27	0,93	0,52	3,01	5,24	0,33	100,00

Plagioklász geokémiai adatok

sample	thin sec	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	TOTAL
spt01 pl	201B-a	61,04	24,89	0,24	6,22	6,74	0,60	0,26	100,00
spt03 pl	201B-a	60,82	25,09	0,23	6,37	6,87	0,61		100,00
spt08_pl	201B-a	62,46	24,20	0,27	5,34	7,01	0,72		100,00
spt09_pl	201B-a	61,30	24,52	0,28	5,73	7,54	0,62		100,00
spt10_pl	201B-a	61,49	24,56	0,07	6,27	7,13	0,48		100,00
spt11_pl	201B-a	62,42	24,04	0,17	5,52	7,16	0,68		100,00
spt23_pl	201B-a	63,67	23,07	0,12	3,83	8,29	1,02		100,00
spt24_pl	201B-a	63,90	22,70	0,14	4,20	8,00	1,05		100,00
spt25_pl	201B-a	62,61	23,58	0,14	4,61	8,13	0,92		100,00
spt26_pl	201B-a	61,91	24,32	0,17	5,83	7,15	0,62		100,00
spt27_pl	201B-a	62,70	23,65	0,30	4,90	7,74	0,70		100,00
spt52_pl	202-3v	58,62	26,83	0,17	8,44	5,48	0,45		100,00
spt53_pl	202-3v	59,23	25,89	0,26	7,89	6,32	0,40		100,00
spt54_pl	202-3v	60,36	25,67	0,28	6,93	6,30	0,46		100,00
spt55_pl	202-3v	60,76	24,88	0,21	6,73	6,92	0,50		100,00
spt56_pl	202-3v	57,67	27,16	0,24	9,37	5,18	0,38		100,00
spt57_pl	202-3v	57,39	27,32	0,32	9,17	5,42	0,37		100,00
spt44_pl	202-3v	57,68	26,81	0,19	8,96	6,03	0,33		100,00
spt42_pl	202-3v	56,51	27,64	0,14	9,93	5,43	0,34		100,00
spt43_pl	202-3v	57,22	26,95	0,30	9,11	6,09	0,33		100,00
spt60_pl	202-3v	57,36	27,05	0,15	9,47	5,60	0,36		100,00
spt61_pl	202-3v	57,39	27,09	0,29	9,32	5,48	0,43		100,00
spt09 pl	T5 NH-F	56,8	27,42	0,25	9,05	6,06	0,42		100,00
spt10 pl	T5 NH-F	57,38	27,55	0,27	9,29	5,26	0,25		100,00
spt11 pl	T5 NH-F	58,21	26,48	0,14	8,47	6,33	0,37		100,00
spt12 pl	T5 NH-F	60,58	25,02	0	6,93	6,87	0,59		100,00
spt13 pl	T5 NH-F	60,94	25,1	0,06	6,77	6,59	0,54		100,00
spt14 pl	T5 NH-F	57,19	27,3	0,16	9,72	5,29	0,35		100,00
spt15 pl	T5 NH-F	56,3	27,66	0,17	9,69	5,86	0,31		100,00
spt16 pl	T5 NH-F	58,17	26,29	0,12	8,21	6,75	0,45		100,00
spt17 pl	T5 NH-F	58,51	26,2	0,1	7,88	6,9	0,41		100,00
spt22 pl	T5 NH-F	58,69	26,47	0,19	8,5	5,74	0,4		100,00
spt23 pl	T5 NH-F	57,31	27,15	0,21	9,72	5,22	0,39		100,00
spt24 pl	T5 NH-F	56,64	27,31	0,33	9,57	5,86	0,29		100,00
spt25 pl	T5 NH-F	58,7	26,18	0,2	7,6	6,93	0,38		100,00
spt26 pl	T5 NH-F	60,17	25,88	0,17	7,75	5,58	0,46		100,00
spt27 pl	T5 NH-F	57,19	27,35	0,41	9,29	5,31	0,46		100,00
spt28 pl	T5 NH-F	61,32	24,65	0,54	6,97	5,39	1,13		100,00

Amfibol geokémiai adatok

sample	Thin section	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL
spt04_am	201B-a	48,67	1,00	9,14	11,07	0,13	12,14	10,80	4,03	1,01	98,00
spt15_am	201B-a	45,68	1,35	8,55	12,29	0,19	13,63	11,80	3,81	0,70	98,00
spt16_am	201B-a	46,08	1,47	8,60	12,87	0,16	12,83	12,02	3,20	0,76	98,00
spt17_am	201B-a	46,09	0,97	7,62	14,53	0,38	12,20	12,17	3,25	0,78	98,00
spt18_am	201B-a	47,48	0,83	7,08	13,80	0,52	12,65	11,80	3,23	0,61	98,00
spt19_am	201B-a	46,09	0,97	7,62	14,53	0,38	12,20	12,17	3,25	0,78	98,00
spt20_am	201B-a	45,81	1,26	8,63	12,45	0,24	13,32	12,00	3,51	0,78	98,00
spt62_am	202-3V	44,56	1,24	10,89	9,43	0,11	14,90	11,93	4,34	0,60	98,00
spt64_am	202-3V	46,16	1,05	7,81	15,37	0,48	11,30	12,08	3,03	0,72	98,00
spt67_am	202-3V	43,75	1,38	9,55	16,05	0,40	10,45	12,09	3,27	1,06	98,00
spt66_am	202-3V	45,11	1,25	9,88	12,84	0,31	12,75	11,98	3,22	0,66	98,00

A FELTÁRÁS LEÍRÁSA

16,17 km-re

JEL: 201 DÁTUM: 2010.09.07

A FELTÁRÁS HELYE ÉS JELLEMZŐI:

Terület: Csíki-medence, Erdély

Legközelebbi város/falu: Tusnádfürdő

Földrajzi koordináták: 46°16'40.83"É

25°54'58.07"K

Alap t.sz. f. magassága: 674m

Feltárás magassága: 4,8m

Vízszintes kiterjedése: 11,93m

Csapása: Ny – K

RÉTEGZETTSÉG:

van [☒] nincs [☐] szabályos [☐] szabálytalan [☐]

ÖSSZETETT RÉTEG LEÍRÁSA I.

JEL: 201 RÉTEG: Tefra réteg DÁTUM:.....

RÉTEGZETTSÉG:

Alsó kontaktus: van [☒] nincs [☐] éles [☒]
 folyamatos [☐] eróziós [☐] üledékes [☐]
Felső kontaktus: van [☒] nincs [☐] éles [☒]
 folyamatos [☐] eróziós [☐] üledékes [☐]

A FELHALMOZÓDÁS JELLEGE:

tömeges [☒] laza [☐] összesült [☐] cementált [☐]
Felhalmozódás jellege: homogén [☒] heterogén [☐]
Eutaxitos szövet: van [☐] hiányzik [☐]

A RÉTEG GEOMETRIÁJA:

 táblás [☒] lencsés [☐] lencsés és összesült [☐]
Rétegvastagság: 33cm

BELSŐ SZERKEZET:

van [☒] nincs [☐] sima-párhuzamos [☒]
keresztrétegzés [☐]
 homok-hullám [☐] antidűne [☐] fodrok [☐]

A lemezek vastagsága:

< 1 cm [☐] 1-3 cm [☐] 3-10 cm [☒] 10-30 cm [☐]

SZÖVET:

Szemcseméret: min.: 0,5mm max.: 8mm átlag: 1-2mm

Litológiai osztályozás:

 finom hamu [☐] durva hamu [☒] lapillitufa [☐]
 lapillikő [☐] piroklasztos breccsa [☐] agglomerátum [☐]

Osztályozottság:

rossz [☐] közepes [☒] jó [☐] nagyon jó [☐]

Szemcse/mátrix arány:

szemcsevázú [☒] mátrixvázú [☐]

KOMPONENSEK ELEMZÉSE:

LITIKUS ELEGYRÉSZEK [☒] mennyisége (tf.%): 10

Szemcseméret: min.: 1mm, max.: 3mm, átlag: 1,5-2mm,

Szfericitás:	magas []	alacsony [X]	
Kerekítettség:	nagyon szögletes []	szögletes [X]	kissé szögletes []
	gyengén koptatott []	koptatott []	erősen koptatott []

ÖSSZETETT RÉTEG LEÍRÁSA II.

JEL: 201

RÉTEG: Tefra réteg

PUMICE [X]

menyisége (tf.%): 72

Szemcseméret: min.: 1mm, max.: 7mm, átlag: 2mm,

Az 5 legnagyobb kaszt mérete: 7mm 6mm 5mm 4mm 3mm

Szfericitás: magas [] alacsony [X]

Kerekítettség:	nagyon szögletes []	szögletes []	kissé szögletes [X]
	gyengén koptatott []	koptatott []	erősen koptatott []

KRISTÁLYOK [X] mennyisége (tf.%): 18

Szemcseméret: min.: 0,5mm, max.:5mm, átlag:1-2mm,

A FELTÁRÁS LEÍRÁSA

20,21 km-re

JEL: 202 DÁTUM: 2010.09.07.

A FELTÁRÁS HELYE ÉS JELLEMZŐI:

Terület: Háromszéki-medence

Legközelebbi város/falu: Kézdivásárhely

Földrajzi koordináták: 46° 1'6.10"É

26° 7'20.45"K

Alap t.sz. f. magassága: 573m

Feltárás magassága: 3,06m

Vízszintes kiterjedése: 38,7m

Csapása: NY/DNY – K/ÉK

RÉTEGZETTSÉG:

van [☒] nincs [☐] szabályos [☒] szabálytalan [☐]

ÖSSZETETT RÉTEG LEÍRÁSA I.

JEL: 202 RÉTEG: Tefra réteg

RÉTEGZETTSÉG:

Alsó kontaktus: van [☒] nincs [☐] éles [☒]
folyamatos [☐] eróziós [☐] üledékes [☐]
Felső kontaktus: van [☒] nincs [☐] éles [☒]
folyamatos [☐] eróziós [☐] üledékes [☐]

A FELHALMOZÓDÁS JELLEGE:

tömeges [☒] laza [☐] összesült [☐] cementált [☐]
Felhalmozódás jellege: homogén [☒] heterogén [☐]

A RÉTEG GEOMETRIÁJA:

táblás [☒] lencsés [☐] lencsés és összesült [☐]
Rétegvastagság: 28,9cm

BELSŐ SZERKEZET:

van [☐] nincs [☒] sima-párhuzamos [☐] keresztarétegzés [☐]
homok-hullám [☐] antidűne [☐] fodrok [☐]

SZÖVET:

Szemcseméret: min.: 2mm max.: 29mm átlag: 5-15mm

Litológiai osztályozás:

finom hamu [☐] durva hamu [☐] lapillitufa [☐]
lapillikő [☒] piroklasztos breccsa [☐] agglomerátum [☐]

Osztályozottság:

rossz [☐] közepes [☒] jó [☐] nagyon jó [☐]

Szemcse/mátrix arány:

szemcsevázú [☒] mátrixvázú [☐]

Horzsakő gradációja [☐] (normál [☐] inverz [☒] szimmetrikus [☐] {nor-inv [☐] inv-nor [☐]}

KOMPONENSEK ELEMZÉSE:

LITIKUS ELEGYRÉSZEK [☒] mennyisége (tf.%): 15t%

Szemcseméret: min.: 5mm, max.:15mm, átlag:10mm,

Az 5 legnagyobb klaszt mérete: 15mm 14mm 13mm 13mm 12mm

Szfericitás: magas [☐] alacsony [☒]

Kerekítettség: nagyon szögletes [☐] szögletes [☒] kissé szögletes [☐]

gyengén koptatott [] koptatott [] erősen koptatott []

ÖSSZETETT RÉTEG LEÍRÁSA II.

JEL: 202

RÉTEG: Tefra réteg

PUMICE [X]

menyisége (tf.%): 85

1. Könnyű horzsakő

Szemcseméret: min.: 3mm, max.: 29, átlag: 10-12mm,

Az 5 legnagyobb kaszt mérete: 29mm 24mm 24mm 21mm 19mm

Szfericitás: magas [] alacsony [X]

Kerekítettség: nagyon szögletes [] szögletes [X] kissé szögletes []
gyengén koptatott [] koptatott [] erősen koptatott []

2. Nehéz horzsakő

Szemcseméret: min.: 7mm, max.: 17mm, átlag: 12mm,

Az 5 legnagyobb kaszt mérete: 17mm 15mm 14mm 13mm 10mm

Szfericitás: magas [] alacsony [X]

Kerekítettség: nagyon szögletes [] szögletes [X] kissé szögletes []
gyengén koptatott [] koptatott [] erősen koptatott []

A FELTÁRÁS LEÍRÁSA

12,34 km-re

JEL: 203a DÁTUM: 2010.09.07.

A FELTÁRÁS HELYE ÉS JELLEMZŐI:

Terület: Háromszéki-medence Legközelebbi város/falu: Torja

Földrajzi koordináták: N46° 03' 28,06" E26° 01' 40,8"

Alap t.sz. f. magassága: 633m

Feltárás magassága: 5,04m

Vízszintes kiterjedése: 14,8m

Csapása: Ny/DNY – K/ÉK

RÉTEGZETTSÉG:

van [☒] nincs [☐] szabályos [☒]
szabálytalan [☐]

ÖSSZETETT RÉTEG LEÍRÁSA I.

JEL: 203a RÉTEG: Tefra réteg

RÉTEGZETTSÉG:

Alsó kontaktus: van [☒] nincs [☐] éles [☒]
folyamatos [☐] eróziós [☐] üledékes [☐]
Felső kontaktus: van [☒] nincs [☐] éles [☒]
folyamatos [☐] eróziós [☐] üledékes [☐]

A FELHALMOZÓDÁS JELLEGE:

tömeges [☒] laza [☒] összesült [☐] cementált [☐]
Felhalmozódás jellege: homogén [☒] heterogén [☐]

A RÉTEG GEOMETRIÁJA:

táblás [☒] lencsés [☒] lencsés és összesült [☐]
Rétegvastagság: 9,3 cm

BELSŐ SZERKEZET:

van [☐] nincs [☒] sima-párhuzamos [☐] keresztarétegzés [☐]
homok-hullám [☐] antidűne [☐] fodrok [☐]

SZÖVET:

Szemcseméret: min.: 6mm max.: 28mm átlag: 13mm-18mm

Litológiai osztályozás:

finom hamu [☐] durva hamu [☐] lapillitufa [☒]
lapillikő [☐] piroklasztos breccsa [☐] agglomerátum [☐]

Osztályozottság:

rossz [☐] közepes [☒] jó [☐] nagyon jó [☐]

Szemcse/mátrix arány:

szemcsevázú [☒] mátrixvázú [☐]

KOMPONENSEK ELEMZÉSE:

LITIKUS ELEGYRÉSZEK [☒] mennyisége (tf.%): 10

Szemcseméret: min.: 7mm, max.: 26mm, átlag: 10-12mm,

Az 5 legnagyobb kaszt mérete: 26mm 25mm 21mm 20mm 20mm

Szfericitás: magas [☐] alacsony [☒]

Kerekítettség: nagyon szögletes [**X**] szögletes [] kissé szögletes []
gyengén koptatott [] koptatott [] erősen koptatott []

ÖSSZETETT RÉTEG LEÍRÁSA II.

JEL: 203a

RÉTEG: Tefra réteg

PUMICE [**X]**

mennyisége (tf.%): 90

1. könnyű horzsakő

mennyisége (tf.%): 85

Szemcseméret: min.: 5mm, max.: 28mm, átlag: 10-15mm,

Az 5 legnagyobb kaszt mérete: 28mm 25mm 23mm 23mm 20mm

Szfericitás: magas [] alacsony [**X**]

Kerekítettség: nagyon szögletes [] szögletes [**X**] kissé szögletes []
gyengén koptatott [] koptatott [] erősen koptatott []

2. Nehéz horzsakő

mennyisége (tf.%): 5

Szemcseméret: min.: 3mm, max.: 12mm, átlag: 6-8mm,

Az 5 legnagyobb kaszt mérete: 12mm 10mm 10mm 10mm 9mm

Szfericitás: magas [] alacsony [**X**]

Kerekítettség: nagyon szögletes [**X**] szögletes [] kissé szögletes []
szögletes []

gyengén koptatott [] koptatott [] erősen koptatott []

	kitörés nagysága (VEI)	kitörés típusa	tefra (km3)	tefrával borított terület (km2)	kitörési felhő magassága (km)	csúcsrégió változása	isopach		isopleth (horzsakő)		isopleth (litoklaszt)	
							15 km	20 km	10 km	20 km	10 km	20 km
Vezúv 79 i.sz.	~5		4				>200cm	>200cm				
nyitó fázis		Freatomagmás			oszilláló alacsony felhő							
pliniuszi felhő		Pliniusi			32							
kráter beszakadás		Freatomagmás			17	kráter-formálás						
Pinatubo 1991	6											
ápr. 2 - júni 12					2; 5	dóm növekedése						
12.jún		Sub-pliniusi		2000	19							
júni 12-15			0,17	4000	24							
15.jún		Pliniusi	3,4- 4,4	7500	34		15 - 30cm	10 - 25cm	4,5-6 cm	4-5,5 cm	3,2 cm	1,6-3,2 cm
El Chichón 1982	5	Pliniusi (3/10)	1,1		27; 32; 28	Új kráter kialakulása (freatomagmás kitörés során) mélység: 1400m szélesség: 827m	0 - 50cm	0 - 30cm			2cm	0cm
Mt. St. Helens 1980	5	Pliniusi	1,1	1000	19			20-30 cm	80-120 cm	<70 cm	40-45 cm	<30 cm