

ZEMENY ALÍZ

FÖLDTUDOMÁNY

ELTE TTK

A Tongariro 2012.08.06-ai vulkáni hamujának vizsgálata



TÉMAVEZETŐ:

DR. HARANGI SZABOLCS TANSZÉKVEZETŐ EGYETEMI TANÁR (ELTE TTK)

KONZULENS:

DR. NÉMETH KÁROLY (MASSEY UNIVERSITY)



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



Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3
2. A Taupo Vulkanikus Zóna.....	4
2.1. A terület lemeztektonikája, földtana	
2.2. A Tongariro Vulkáni Központ	
3. A Tongariro vulkanizmusa.....	7
3.1. A Tongariro áttekintése a jelenig	
3.2. A Tongariro 2012.08.06-ai kitörésének ismertetése	
4. Vizsgálati módszerek.....	14
4.1. Tefrakronológia	
4.1.1. Kutatástörténet	
4.1.2. Általános áttekintés	
4.1.3. A vulkáni hamu	
4.2. Analitikai körülmények	
5. Megfigyelések.....	20
5.1. Proximális területről, torlóárból származó, homogén hamuminta (TS19A)	
5.1.1. SEM vizsgálatok	
5.1.2. SEM vékonycsiszolat vizsgálatok	
5.1.3. Mikroszkópos vizsgálatok	
5.2. Proximális, torlóárból származó, finomszemcsés hamuminta (TS15A)	
5.2.1. SEM vizsgálatok	
5.2.2. SEM vékonycsiszolat vizsgálatok	
5.2.3. Mikroszkópos vizsgálatok	
5.3. Disztális területről származó, finomszemcsés hamuminta (NK1)	
5.3.1. SEM vizsgálatok	
5.3.2. SEM vékonycsiszolatok	
5.4. Geokémiai vizsgálatok	
5.4.1. Kiméréses vizsgálatok	
5.4.2. Geokémiai vizsgálatok eredményei	
5.4.2.1. A kőzetüvegek összetétele	
5.4.2.2. Plagioklász	
5.4.2.3. Piroxén	
6. Következtetések.....	49
6.1. Általános összegzés	
6.1.1. Következtetések a kitörés jellegére	
6.1.2. Következtetések a juvenilis törmelékek eredetére	
7. Összefoglalás.....	56
Köszönetnyilvánítás.....	57
Irodalomjegyzék.....	58

1. Bevezetés

Dolgozatomban az Új-Zéland Északi-szigetén elhelyezkedő Tongariro vulkán 2012. 08. 06-ai kitörésével foglalkozom. A kitörésből származó vulkáni hamu mintáinak alapján és az azokban előforduló vulkáni kőzetüveg részletesebb vizsgálásával törekszem választ adni a kitörés mivoltára, természetére, okaira és az esetleges jövőbeni lehetőségeire. A mintákat különböző tisztítási és szeparálási folyamatokon keresztül, több típusú megvizsgálásra bocsátottuk és az eredményeket összevetve következtetést vontunk le, mely segítségül szolgálhat a későbbiekben.

A fő kérdés, hogy a hamuminták tartalmazznak-e juvenilis kőzetüvegeket, ami képviseli a magma közreműködését a robbanás során. A Tongariro északi része alatt egy geotermális terület található, melyet a Te Maari-kráter fed le. Egy ilyen területen magma jelenléte nélkül is végbemehet robbanás, amit a gázok okozhatnak a geotermikus mezőben, mert nem tudnak eltávozni a rendszerből. Robbanás következhet be akkor is, ha repedéseken keresztül a magmakamrából kismennyiségű olvadék feljut nagyobb magasságokba és befolyásolja a hőmérsékletét a geotermális zónának. Viszont, ha jutott a felszínre friss magma, az azt jelentheti, hogy nem freatikus volt a kitörés jellege, hanem freatomagmás. Ha az utóbbi történt, az arra enged következtetni, hogy a Te Maari-kráterek alatt még mindig van friss magma, mely a későbbiekben újra kitörhet.

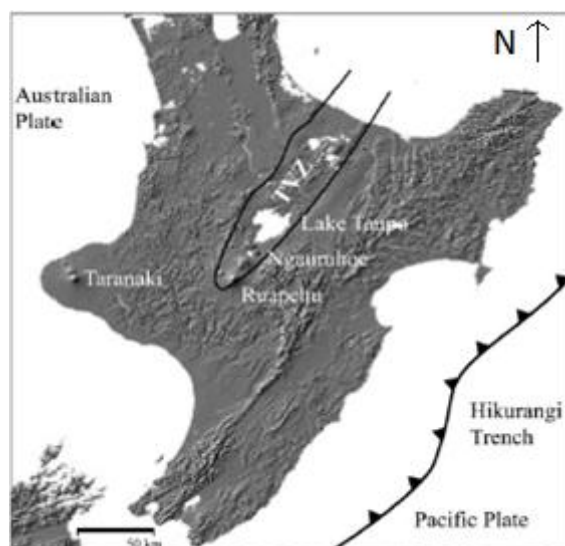
A hamuminták alapján e kérdésekre választ kaphatunk. A fő vizsgálódás alapjául a friss, üde állapotban lévő vulkáni üvegek szolgálnak, melyek azt mutatják, hogy magma hirtelen szétrobbanásából származnak. A nehézségek abban rejlenek, hogy az üvegek meghatározásánál több tényező is nehezíti a vizsgálatokat. Továbbá a kitörés olyan területen keletkezett (Te Maari-kráter), mely már több ezer éve épül, tehát a robbanás során az idősebb hamut felszakítva, tartalmazhatják azok darabjait (Németh, 2012).

A gyűjtött mintákat Németh Károly közreműködésével, a Massey Egyetemen keresztül kaptuk.

2. A Taupo Vulkanikus Zóna (TVZ)

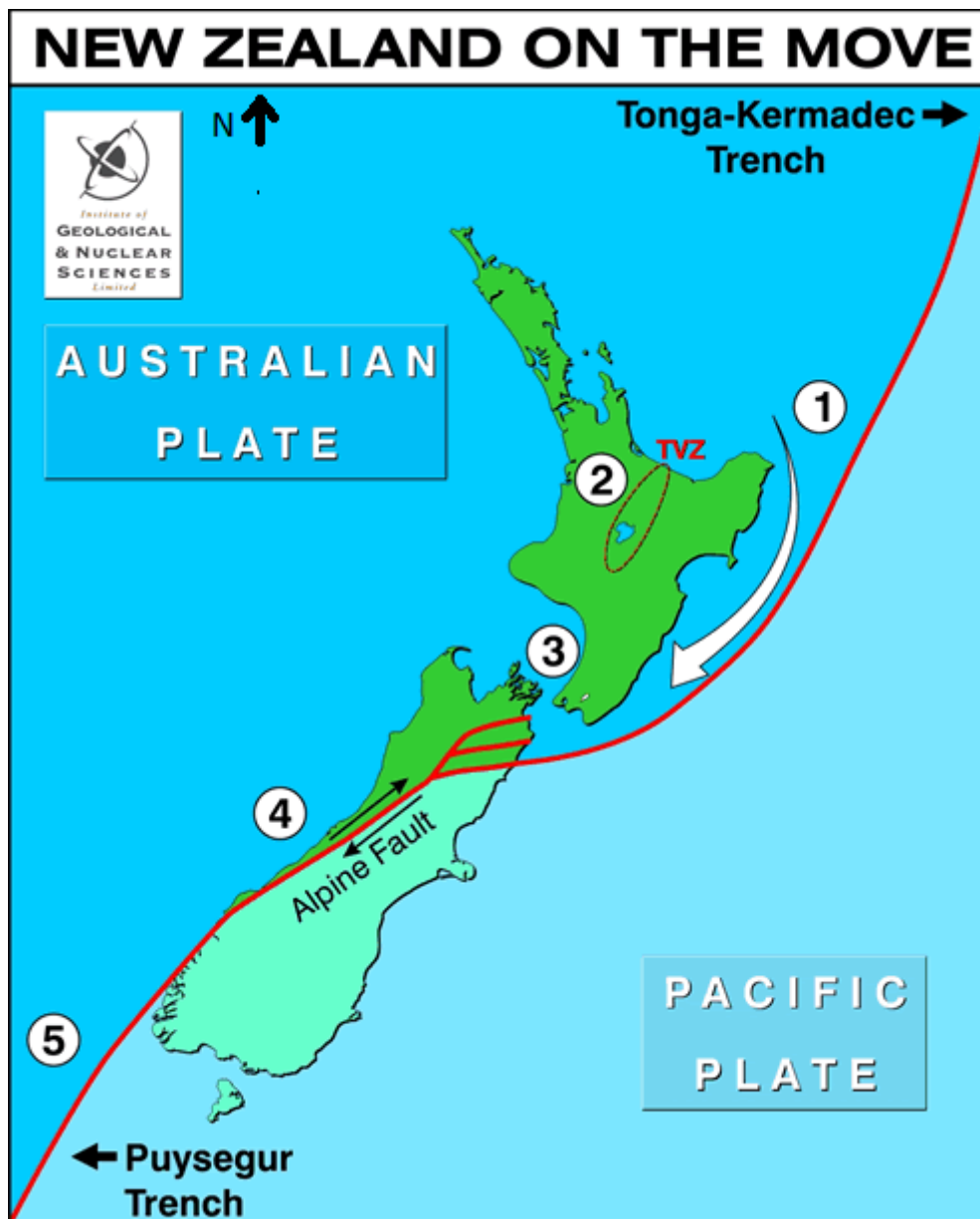
2.1 A terület lemeztektonikája, földtana

A Taupo vulkanikus terület (TVZ) egy ívmögötti vulkanikus rendszer (1. kép), Új-Zéland Északi-szigetének közepén, ahol az Óceáni-lemez az Ausztráliai-lemez alá bukik Új-Zélandon (Smith et al., 2005). Szokatlan, de a vulkáni ív, jelentős extenzió hatására riftesedéssel szétszakadt. Új-Zélandon a jelen vulkanizmusnak a TVZ a középpontja, domináns riolittal és kevesebb andezittel, bazalttal, dácittal.



1. kép: A TVZ elhelyezkedése az Északi szigeten (Anja et al., 2011)

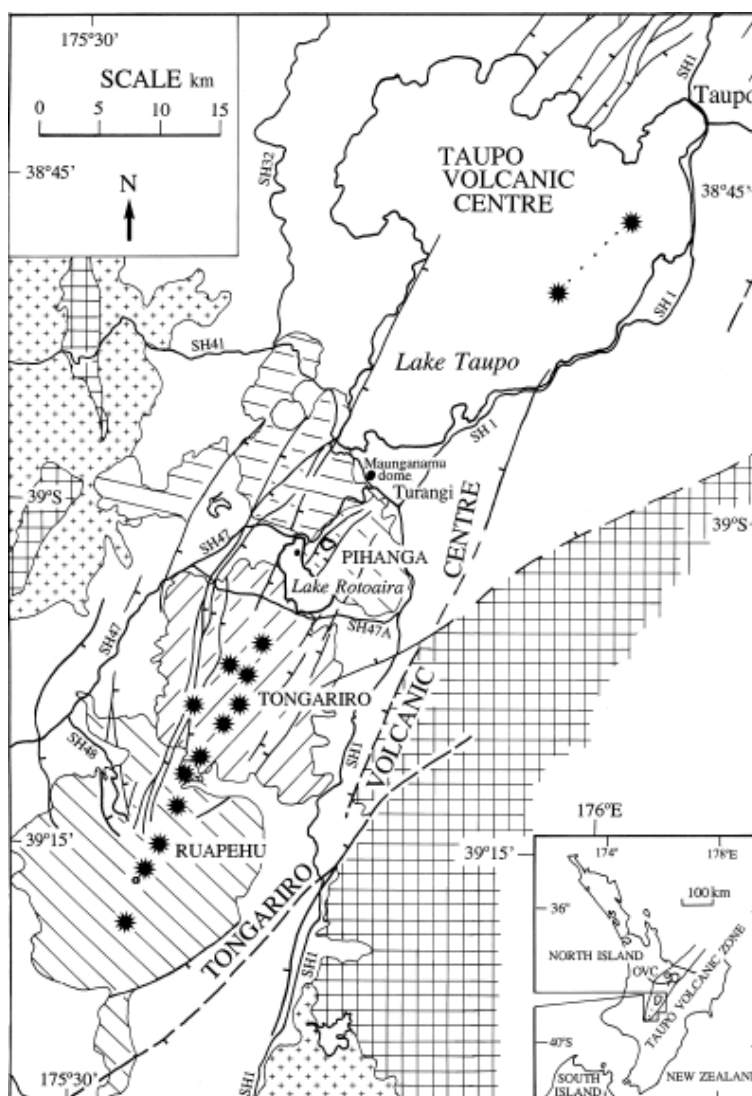
A TVZ a Föld egyik legaktívabb riolitos területe (Smith, 2005). A TVZ-nél, a távolodás hatására egy rift zóna alakult ki, amit Taupo riftnek nevezünk (2. kép), amelyhez évente mintegy 7 mm-es távolodás, sekély földrengések és kivételesen magas hőáramok társulnak (Smith, 2005). A Taupótól egészen a Ruapehu déli részéig terjedő, Taupo riftnek legdélebbi szegmense a Tongariro Egység, melyen belül a TgVC is elhelyezkedik (Smith et al., 2005).



2. kép: A TVZ lemeztektonikai helyzete (GNS Science). Számok: 1= A lemezek kollíziója, 2= A TVZ a közeledő lemezek hatására szétszakad, 3= Az Északi- és Déli-Szigetek oldalirányban összenyomódnak, 4= A déli Alpoknál a lemezek egymás mellett elcsúsznak, 5= Az ausztráliai-lemez az óceáni lemez alá bukik (az ellenkezője annak, ami az Északi-szigeten történik.)

2.2 Tongariro Vulkáni Központ (TgVC)

A TgVC a főleg andezites vulkanizmus központja, mely a TVZ terület délnyugati részén fekszik (3. kép). Az aktív vulkanikus zóna 250 km-re terjed északkelet felé, átszelve az Északi-sziget középső részét. A zóna magában foglal négy fő andezites masszívumot, a Kakaramea-Tihiat, Pihangat, Tongarirot és Ruapehut (Cole és Nairn, 1975; Cole, 1978). Jelenlegi két legaktívabb tagja a zónának a 110 km³-es Ruapehu és a 60 km³-es Tongariro. Ezek a vulkánok körül vannak véve a gyűrűt övező üledékekkel és ez töltötte fel a riftet (Anja et al., 2012).

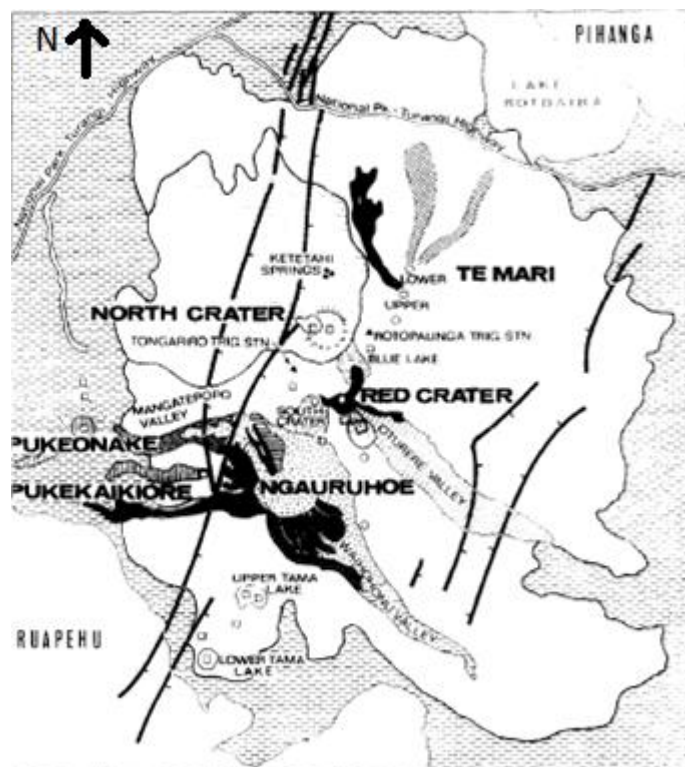


3. kép: A TgVC elhelyezkedése a Taupo Vulkanikus Zónában (Nairn et al., 1998). A csillag jelölések a ~10-15 ezer éves aktív kúrtöket jelölik.

3. Tongariro vulkanizmusa

3.1. A Tongariro áttekintése a jelenig

A Tongariro egy nagy kiterjedésű vulkáni komplexum (4. kép), melyet a Rangipo Lahar maradványsíksága vesz körül (Cole, 1977). Maga a komplexum nem a vulkánok általános képét adja. Nem egy szabályszerű kúp alakú képződmény, hanem egy szabálytalan rendszer, melyet a magma különböző helyen való felszínre törése okoz. A Tongariro egymásra épült vulkáni kúpokkal és kráterekkel, közepes nagyságú kalderával, többféle utóműködéssel rendelkezik, melyekhez 17 vulkánosztatográfiai egység tartozik, főként andezit, kevesebb bazalt-andezit és dácit komponenssel (Hobden et al., 1999). A Tongariro legidősebb tagja a Tama-tóban robbant fel, 275 ezer évvel ezelőtt (Hobden et al., 1999).



4. kép: A Tongariro kürtői, főbb vetői és lávafolyásai (Cole, 1978).

A vulkáni együttes (5. kép) közel 2000 méter magas, 30 kilométer átmérőjű aktív vulkáni terület, amihez hozzátartozik a pár kilométerre lévő Ngauruhoe-vulkán is (2278 m). A Tongariro középső része, amelyet fiatal, pár ezer éves kúpok alkotnak, lefedik a mai Ngauruhoe-vulkánhoz hasonló idősebb, lepusztult vulkáni kúpokat (Németh, 2012). A vulkán

idősebb alapját fiatalabb kúp fedí és azokon kráterek találhatók, mint például a Vörös-kráter. A Tongariro abban az andezites lávából táplálkozó vulkáni övezetben van, melyet délről a 3000 méter magas Ruapehu-vulkán zár, északról pedig andezites lávadómok, melyek közel egy millió évesek. A Tongariro- és a Ruapehu-vulkán között különbségek figyelhetők meg, mivel a Ruapehu kráterének helyzete alig változott, ezzel ellentétben a Tongariro alatti magma körülbelül 10 kilométeres körzeten belül folyamatosan vándorolt, építve ezzel a masszívumot. A Vörös-kráter mellett említésre szorul az Északi-kráter, mely az egyik legnagyobb vulkánnak tekinthető a masszívumban. 9800 évvel ezelőtt tört ki és a krátert később, 4800 évvel ezelőtt láva töltötte ki. A Kék-tó kráter, ami 9700 évvel ezelőtt alakult ki és a Mangamate Tefra üledéket produkálta (Topping, 1973), melynek hamurétegei megtalálhatóak több tíz kilométerre távol is, több centiméter vastagon. A másik fontos kráter a Te Maari-kráter, melyet két részre tagolnak. Az Alsó-Te Maari-kráter lehet a forrása a Rotoaira Tefra néven híres hamurétegnek. Az Alsó-Te Maari-kráternél méretben jóval kisebb és fiatalabb lávafolyások forrása a Felső-Te Maari-kráter, mely szabálytalan alakú és az Alsó-Te Maari-kráter felett található (Németh, 2012).



5. kép: A Tongariro vulkáni komplexum tagjai a Ruapehuval (A) a háttérben: Ngauruhoe (B), Északi-kráter (C), Vörös-kráter (D), Kék-tó/Központi-kráter (E), Felső-Te Maari-kráter (F), Alsó-Te Maari-kráter (G). **(Kép forrása:** Németh K., Massey University)

A Tongariro (vulkáni masszívum) legalább 260 ± 3 ezer évig volt aktív (Hodben et al., 1999) és ez idő alatt főleg bazaltos andezites és andezites kitörései és piroklaszt üledékei voltak, melyek együtt a törmelékárakkal és lahar üledékekkel, körülbelül 75 köbkilométer nagyságúak (Hobden, 1997). Erőteljes fejlődési periódusok időszakai voltak, pontosan 210-200, 130-70 és 25 ezer évvel ezelőtt (Hobden et al., 1999). Az idős kúrtócsatornákat és üledékeket már fiatalabb vulkáni együttesek takarják, bár idősebb kúrtók fellelhetők északnyugat-délkelet irányban a Tongariron keresztül (Matthews 1967; Cole et al., 1986). Az utóbbi 15 ezer évben a kúrtók egy 25 km hosszú, északnyugat-délkelet irányú zónában sorakoznak, ami részben azt jelenti, hogy fő normál vetők határolták ezt a szerkezetet. A Pahoka-Mangamate sorozatot hét fő egységre osztották Nairn (1998) PM1-től PM6-ig. Két névtelen andezites és három, szilíciumban gazdag tefra üledék ugyanebbe a formációba sorolandó. Nairn (1998) kijelentette, hogy a PM1-PM6 sorozatok összetett csatornákból származnak és körülveszik a Tongarirot. Valamint azt is megmondta, hogy a Pahoka-Mangamate sorozat hirtelen vagy sorozatosan tört ki, mindegyik 200-400 ezer év között. A történelmi időkben több mint 85 vulkáni kitörés volt a Tongariron, beleértve Ngauruhoe vulkánt is (Siebert és Simkin, 2000) de ezen kitörések legtöbbje kicsinek bizonyult ($VEI \leq 3$) (Hitchcock és Cole, 2010).

A Tongariro legfiatalabb kitörése 1892-1896 közötti időszakban történt a Te Maari-kráter területén. Az első robbanások szemtanúk elmondásai – amik később beigazolódtak – és kutatók véleménye alapján igen kisszemű és finom hamut produkáltak hatalmas robaj kíséretében, ami azt jelezte, hogy a magma, mely feltehetőleg kis térfogatú volt, vízzel érintkezett és ennek következtében úgynevezett freatomagmás kitörést indukált (Németh, 2012).

Hogy mikor, melyik vulkanizmus kezdődött a TgVC-ben, nem tudjuk pontosan (Cole, 1978). Labradoritos piroxén andezit kavicsok tűntek fel a felső pleisztocén konglomerátumokban a Wanganui terület óceáni sorozatában (Fleming, 1953), de a legidősebb láva a Tama Lake-ből származik, amit 26 ezer évesre becsülnek, $\pm 0,003$ millió év (Stipp, 1968).

3.2. A Tongariro 2012.08.06-ai kitörésének ismertetése

Az augusztus 6-ai kitörésnek voltak előjelei, amelyet a GNS Science munkatársai folyamatosan vizsgáltak. Kis rengéseket észleltek július 13-án, melyek 2,5-ösnél kisebb erősségűek voltak, számuk 20 körüli volt, de azok gyorsan befejeződtek. Újrakezdődtek 18-án, majd 19-én, illetve 20-án számuk megsokszorozódott (Scott, 2012/01). Ez már okot adott arra, hogy 1-es jelzésre tegyék a figyelmeztetést, mivel ezek a jelenségek azt mutatták, hogy a vulkánban nyugtalanság uralkodik. Ezek a kisebb méretű földrengések általánosak a Tongarironál (6. kép), de általában csak két évente következnek be. A 13-ai földrengéseket az Emerald-kráter és a Te Maari-kráter között észlelték. A Te Maari-kráter a Tongariro északi részén helyezkedik el és az utolsó olyan területe a vulkáni komplexumnak, ahol aktivitást észleltek (Scott, 2012/01).



6. kép: A Tongariro a kitörést megelőzően, július 31-én.

(forrás: Németh K., Massey University, 2012)

A július 23-ai jelentés szerint a gázminták analíziséből kimutatták a vulkáni gázokat. A GNS Science előző mintái jól mutatták, hogy vulkáni és hidrotermális gázok, valamint fluidumok keverednek a vulkán alatt (Scott, 2012/02). A vizsgált minták a vulkáni gáz mennyiségének növekedésére utaltak, mely azt mutatja, hogy a vulkán állapota nem stabil, amit a szeizmikus adatok is jeleztek és a 23-ai gázmérések is alátámasztottak (Scott, 2012/02).

A Tongariro augusztus 6-án, hétfőn, éjfél előtt tört ki – amit hatalmas robaj kísért –

több mint száz év után (7. kép). A kitörést megelőző órákban szeizmicitás erősebb jeleit nem észlelték, de a szakembereknek nem okozott meglepetést a kitörés, mivel a korábbi vizsgálatokból ennek bekövetkezése valószínűsíthető volt.



7. kép: A Tongariro a kitörést követő napon (Németh K., Massey University, 2012).

A GNS Science szakemberei 7-én felfedező repülést tettek a vulkán körül (8. kép). Az aktivitás akkorra már lecsökkent, utóműködések voltak láthatóak. A kitörést követő napokban a szakemberek arra a következtetésre jutottak, hogy az új hasadék, amely mentén a kitörés zajlott (9. kép), a Felső-Te Maari-kráternél keletkezett (10. kép). Pontosabban két hasadék nyílt meg, az egyik a déli oldalán, melyből 120-140 Celsius-fokos gázkiűvés volt észlelhető, a másik pedig a délnyugati oldalán, megváltoztatva a kráter morfológiáját. A robbanás során több mint 1,5 kilométer távolra estek a blokkok (Scott, 2012/02).



8. kép: A kitörést követő napon a Te Maari-kráter területe (Németh K., Massey University, 2012).

Az idős láva blokkjai, illetve a hidrotermális hatás során átalakult láva egy méteres blokkjai kerültek felszínre. Nem nyílt több repedés az Alsó-Te Maari-kráter körül, vagy a vulkán más pontjain (Scott, 2012/03). A GNS Science megfigyelései szerint a vulkáni blokkokat szürke hamu borítja, ellentétben a nyugati oldalon találhatók, ami azt jelenti, hogy ott a kitörés hamuszórás fázisa után kerültek felszínre. A hasadék keleti és nyugati oldalán, blokkok becsapódásából eredő kisebb kráterek születtek. Nem észleltek továbbá gőzölgő blokkokat és a kinézetük is általában szögletes volt, ami azt jelzi, hogy idősebb kőzetből származnak és nem friss lávából, vagy esetleg horzsakőből (Scott, 2012/03).



9. kép: Az új hasadék mentén gázkiáramlás zajlik (Németh K., Massey University, 2012).

A készültségi szintet 2-re módosították. Szemtanúk elmondásai alapján vörösen izzó hamufelhő volt látható, volt, aki izzó lávafoszlányokra lett figyelmes, valamint kén-dioxid kellemetlen szagát is érezni lehetett, illetve az utakon finom hamuréteg képződött. Tömegspektroszkópos méréssel kimutatták, hogy 2-3 nappal a kitörés után is nagy mennyiségű ként bocsátott ki a vulkán (Németh, 2012).



10. kép: A hasadékok a Te Maari-kráter területén (Németh K., Massey University, 2012).

4. Vizsgálati módszerek

4.1. Tefrokronológia

4.1.1. Kutatástörténet

A tefra üledékek használata, mint eszköz a kutatásban, 1920 és 1930 között kezdődött Új-Zélandon, Japánban, Izlandon, Dél Amerikában és az USA-ban. Új-Zélandon és Japánban a tefra üledékek tanulmányozásai az olajkutatással egy időben kezdődtek. (Grange, 1931; Urugami et al., 1933).

Sigurður Thorarinsson, izlandi vulkanológus tekinthető a modern tefrokronológia atyjának. 1932-től dolgozott együtt Lennart von Posttal a Stockholm Egyetemen, Svédországban és rájöttek, hogy különböző izlandi tefra üledékek korrelációt mutatnak egymással. Pár évvel korábban két finn geológus, V. Auer és Th. G. Sahlstein használtak tefra üledékeket a Tierra del Fuego vegetáció történelemének kutatásában. Együtt, Hakon Bjarnason és Thorarinsson elkezdtek dolgozni néhány nagy területen lerakódott tefra üledék azonosításán (Bjarnason és Thorarinsson, 1940). Később, Thorarinsson (1944) doktori tézisében írta le és határozta meg a tefrát és a tefrokronológiát, mint fogalmakat (Alloway et al., 2007).

4.1.2. Általános áttekintés

A tefra rétegek robbanásos kitörésekből származnak, melyek piroklasztokat is szórnak troposzférikus és sztratoszférikus magasságokba. Az üledékek felszállítódnak egy kitörési felhő kialakulásával, ami egy gáz régióból és egy felső, konvektív régióból áll. A felhő addig emelkedik folyamatosan, amíg a sűrűsége meg nem egyezik az ottani atmoszféráéval. Ezután szélesedni kezd, de tovább próbál emelkedni, amíg esernyő alakot nem vesz fel. A robbanásos üledék hőmérséklete meghatározza a kitörési felhő magasságát mely - a részecske mérettel, szélereősséggel és irányával együttesen- befolyásolja a tefra hosszútávú szálltódásának irányát (Alloway et al., 2007).

A piroklasztok méretben a hamutól (<2mm) a lapillin át (2-64mm) a blokkig (> 64mm) terjedhetnek, esetleg elérhetik a méteres nagyságot is. Sűrűségbeli változatosságuk az kis sűrűségűtől (horzsakő, salak) a sűrűig (kristályok és kődarabok) terjed. Az üledék vagy juvenilis (mágból kialakult és a robbanásba bekerült), járulékos vagy xenolit (a tűzhányóban előforduló kőzetekből vagy anyagból) (Alloway et al., 2007).

A tefra üledékeknek két jellegzetes fatájuk van. Az egyik, amikor nagyon rövid időközönként törnek ki, általában órák vagy napok, esetleg hetek alatt. A második típus, amikor nagy területeket fed be, szerte az adott kontinensen vagy óceánon és formál egy vékony takarót, aminek a kora egyezik, akárhol is tűnik fel. A tefra üledékek fajtái a mineralógiai és geokémiai adatok alapján határozhatók meg (Alloway et al., 2007).

A tefrakronológia a tefra üledékek használata, mint izokrónok, a sorozatok meghatározására és korok relatív meghatározására (Lowe és Hunt, 2001).

Tefrosztatigráfia egy másik kifejezés, amit általánosan használnak és azonosítanak a tefra réteg sorozatainak tanulmányával, üledékeivel és korukkal. Ide tartozik a tefra üledékek sorozatainak meghatározása, leírása és karakterizálása vagy 'ujjlenyomat vétele', használva ehhez a fizikai, ásványi és geokémiai tulajdonságukat (Alloway et al., 2007).

4.1.3. A vulkáni hamu

A vulkáni hamu, mint a piroklaszt egyik fajtája, a 2 mm-nél kisebb részeket foglalja magában. A hamu piroklaszt szórásból illetve hullásból származhat. A piroklaszt szórás kétféleképpen jöhet létre. Az egyik lehetőség, amikor az üledék, robbanással kialakult törési oszlopból rakódik le, a másik, amikor a piroklaszt-ár tetején kialakul egy hamufelhő, és ebből hullik ki. Az utóbbi esetnél a tefra térfogata jóval nagyobb.

A piroklaszt-szórás üledékeinek egyik jellemzője, hogy jól osztályozottak, mivel a szél és a kitörési ponttól való távolság osztályozza őket. A Si – gazdagabb kőzetek horzsakőként, hamuként hullnak le. Így ez alapján a piroklaszt-szórást három részre különítjük el. Salakszórásra, horzsakőszórásra és hamuszórásra. (Karátson, 2011)

A hamuszórás (ash fall) anyaga sokféle kőzeten belül is sokféle típusú lehet. Lehet freatomagmás (surtsey, freatopilnusi) kitörések jellemzője, horzsaköves, hamuárakhoz társuló (pilnusi, vulcanói), freatikus, valamint salak- és horzsakőszórásos (Karátson, 2011) robbanások.

A hamu keletkezésének két alapelehetősége: (1) a magmában lévő gázmennyiség növekedése, így a habosodás miatt elveszíti koherenciáját, ahogy a felszínhez közeledik (magmás kitörés) vagy (2) a magma emelkedés hatására lehül és talajvízzel vagy felszíni vízzel érintkezik (hidrovulkanikus vagy freatomagmás kitörés) (Heiken, 1999).

A hamu keletkezése főleg a gáz kinetikájától függ, illetve a kritikus faktor a buborékok száma egységnyi térfogatban. A kezdeti magma keveredik a vízzel – magas túltelítettségénél – és a túltelítettség, viszkozitás, felületi nyomás, hőmérséklet, mélység, kristályok természete és mennyisége azok a tényezők, amelyek meghatározzák az arányukat és működésüket a gázok kialakulásának. Nem lehet szabályt kialakítani a keletkezési típusokra. Nagyon sok olyan kis tényező van, amik befolyásolják a kitörések mivoltát - amik jelentéktelennek tűnhetnek -, így egy-egy analízis során több mint 50 kitörési variációnak kéne lennie (Heiken, 1999).

Az üveges hamu szemcsék kinézete legjobban a buborékok megjelenésétől és sűrűségétől függ. A kevésbé viszkozus robbanásos kitöréseket a növekvő gázbuborékok okozzák a felszínen, cseppszerű kilövellésekkel. A csepp alakúakat főleg a felszíni nyomás befolyásolja, illetve a csepp gyorsulása és a levegő ellenállása. Magasabb viszkozitású magmákból származó hamu, mint az andezites magma, salakból áll, ami kevés folyadékot is tartalmazhat (Heiken, 1999).

A vulkáni hamura a következő kategóriákat alkalmazta Claudia D’Oriano (2010) cikkében (1. táblázat), amely megfelel Lautze és Houghton (2005, 2007) hamu leírásával, így felhasználható a hamu vizsgálódásánál:

1. Fluidális

A szemcsék a sima felület alapján vannak kategorizálva, üveges külső megjelenésűek. A méz-színű mátrixban különböző viszkozitású üveg van, benne ritkán előfordulnak mikrokristályok. Ide tartozik Pelé haja is.

2. Szivacsos

Ezek a klasztok általában izometrikusak. A klasztok külső egyenetlen, íves megjelenése általában gömbölyded-ovális alakú, azonos szemcseméretű, szétrepesztett buborékoktól származik.

A mátrixuk méz-színű üvegből áll, amely mikrokristályokat tartalmaz.

3. Sűrű

A szemcsék izometrikusak és szögletesek és a kevés, de nagyméretű buborékok vastag falai alapján karakterizálhatók. A mátrix üveges és elvétele tartalmaz mikrokristályt.

4. „Újrahasznosított hamu”

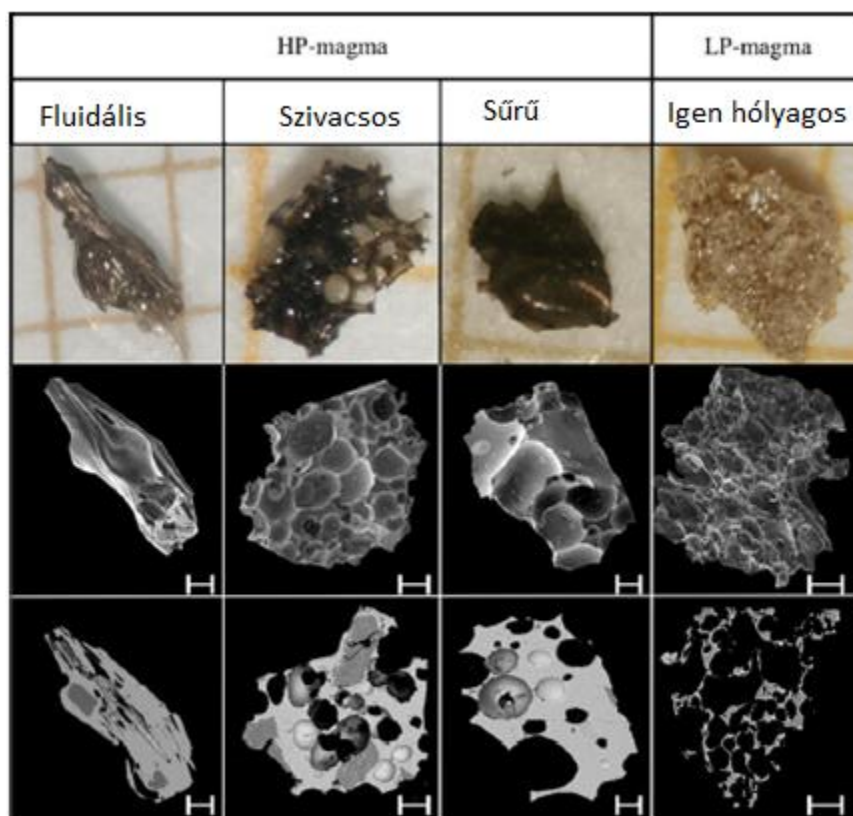
Az ebbe a csoportba tartozó szemcsék nagy hasonlóságot mutatnak az előző kategóriák szemcséivel, viszont kevésbé fényesek. Mátrixuk holokristályokból és hipokristályokból áll.

5. Lítikus

Az összes csoport kinézetének a keveredéseiből kategorizált típus. A szögletesestől a lekerekített alakú szemcséig minden ide sorolható. Ezek a klasztok általában vöröses, oxidos megjelenésűek vagy szürkés, matt kinézetűek. A mátrixuk különböző üvegekből állnak, melyek kristály gazdagok lehetnek.

6. Igen hólyagos

A szemcsék horzsaköves kinézetűek. Külső alakjuk hasonlít a szivacsos tagokéra. A hólyagok vékony falúak, méretük változó. A mátrixot világos üveg alkotja és kevés mikrolit (D’Oriano, 2010).



1. táblázat: A hamu szemcsék különböző típusai, binokuláris mikroszkópban, visszazórt és másodlagos képekkel (D’Oriano, 2010).

A viszkózus magmák hamukitöréseinek morfológiája (riolitos, dácitos és néhány andezites) függ a részecskék hólyagosságától a felfele nyomuló magmában, mielőtt az szétválna. A homorú, mélyedéseket tartalmazó, járatokkal teli szemcse megjelenések széttört vezikulum falak voltak. A megnyúlt alakú szemcsék kinézetét befolyásolják a megnyúlt

hólyagok és az izometrikus szemcséket a szabályos, nem deformáltak. A laposabb vagy kissé görbült szilánkok törött hólyagfalak. Ezek csak ritkán szilikátos származékai a hamunak, melynek magmája eléggé kis viszkozitású ahhoz, hogy feltételezhető legyen a fluidális alak. A magmából kirobbanó gázok felszínre érkezésekor a lítikus fragmensek – melyek alakjaira a hamuban hatással lehetnek a kőzetfal mechanikai tulajdonságai – széttörnek. A legtöbb lítikus elegyrésze a hamunak izometrikus és kissé kerekített, amely az mutatja, hogy a kitörés alatt a részecskék egymásnak ütközve örlődtek (Verhoogen, 1951).

4.2. Analitikai körülmények

A gyűjtött hamumintákat Dr. Németh Károly közreműködésével kaptuk meg, a Massey Egyetemen keresztül, Új-Zélandról. A minták közül a pirossal megjelölt, aláhúzottak jelöltek kerültek vizsgálatokra:

Minta	Terület	Szemcseméret	Tisztított/ Nem tisztított	Gyűjtve
<u>TS15A</u>	proximális	finomszemcsés	nem tisztított	augusztus 24-én
TS15B	proximális	durvaszemcsés	nem tisztított	augusztus 24-én
<u>TS19A</u>	proximális	durvaszemcsés	nem tisztított	augusztus 24-én
TS18	proximális	durvaszemcsés	nem tisztított	augusztus 24-én
TS19	proximális	durvaszemcsés	nem tisztított	augusztus 24-én
AZA6	disztális	finomszemcsés	tisztított	augusztus 7-én
NPA31	disztális	finomszemcsés	tisztított	augusztus 7-én
<u>NK1</u>	proximális-disztális	finomszemcsés	tisztított	augusztus 7-én
<u>NPA61</u>	disztális	finomszemcsés	tisztított	augusztus 7-én

A négy minta, harmadolás után, szitáló gépben szeparálásra került és minden vizsgálatnál a 125-250 mm-es tartományt vizsgáltuk. A disztális minták ezután ultrahangos fürdőben kerültek tisztításra.

A mintákból üveglapra, ragasztócsíkra szórtunk egy adott mennyiséget és az került SEM vizsgálásra. A SEM (scanning elektronmikroszkópos) és BSE (visszaszórt elektronkép) képeket egy EDAX PV9800-as energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük az ELTE Közettan-Geokémiai Tanszékén. A mérések kiértékeléséhez a következő nemzetközi standardokat használtuk: 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.

Az EDAX PV9800 típusú energia-diszperzív spektrométerrel (EDS) tájékoztató jellegű kémiai elemzéseket is végeztünk. A fotózás, illetve mérés 20 kV gyorsító feszültségen, 1 nA mintaárammal történt, a fókuszált elektronsugár átmérőjével (~50-100 nm) minden esetben megegyezett a mérési pont átmérője. A mérési idő 100 s. A minták felületei egy JEOL JEE-4B típusú vákuumgőzölővel lettek vezetővé téve.

A kőzetüvegek és ásványok pontos összetétel meghatározására két mintát választottunk ki: az NK1FP proximális hullott tefra és a TS19SP proximális torlóár üledék anyagát. A geokémiai elemzések a bécsi Egyetem mikroszonda-laboratóriumában készültek CAMECA SX100-típusú elektronmikroszondával, amely négy hullámhossz-diszperzív spektrométerrel (WDS) és egy energia-diszperzív spektrométerrel (EDS) van felszerelve. A gyorsítófeszültség 15 kV, az elektronáram 20 nA, az elektronsugár átmérője 1 µm volt piroxén, 6 µm plagioklász és 7 µm kőzetüveg esetében. Az egyes kémiai elemek meghatározásához a következő standardokat használtuk: Na - albit, Si - kvarc, Mg - Zabargad olivin, Al és Fe - almandin, Ca - wollastonit, Mn - spessartin, Ti - rutil, Cr - Mg-kromit, Ni - NiO, K - ortoklász, Cl - CFA47. A kapott adatok ZAF-korrekciója digitálisan történt. Az ásványkémiai elemzések mellett ugyanezen műszerrel visszaszórt elektronképeket is készítettünk a mért minták dokumentálására.

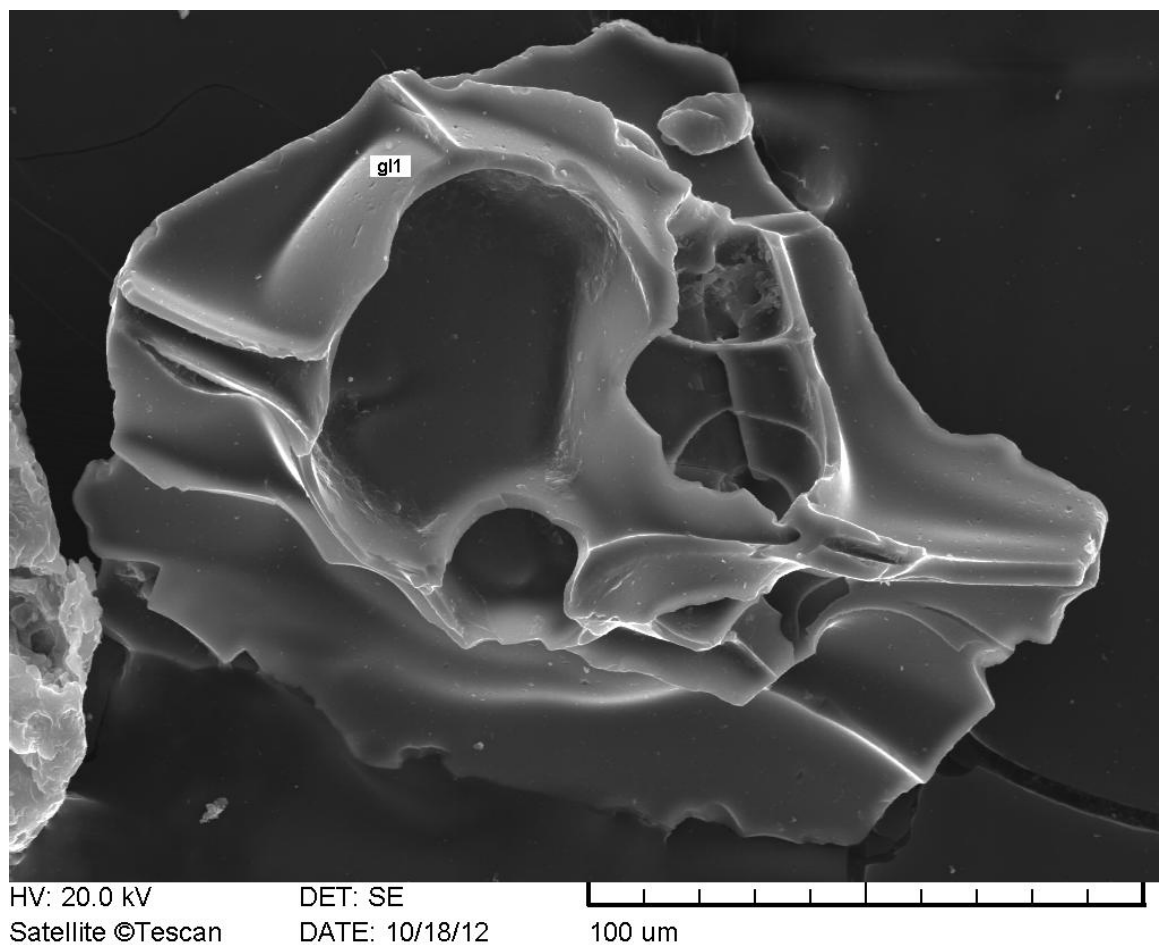
A vékonycsiszolatokat szintén ebből a négy mintából készítettük, műgyantával üveglapra rögzítve kerültek polírozásra, majd vizsgálatokra a SEM-be, illetve mikroszondázásra. A polarizációs mikroszkóp vizsgálatokat az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén Nikon Eclipse E600 POL mikroszkópon végeztük.

5. Megfigyelések

5.1. Proximális területről, torlóárból származó homogén hamuminta (TS19A)

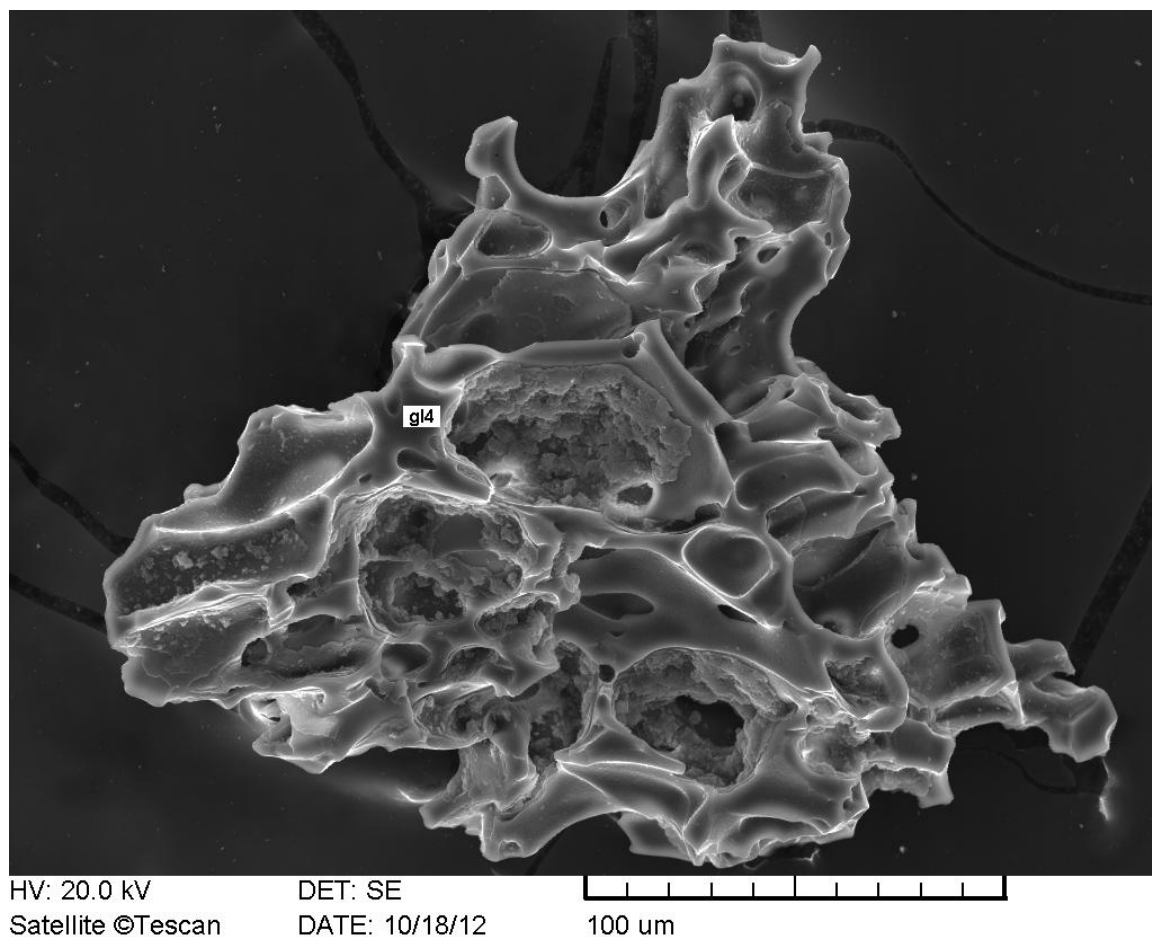
5.1.1. SEM vizsgálat

A mintában nagy mennyiségben fordult elő vulkáni üveg. A friss, üde kőzetüvegek nagy része hólyagos megjelenést mutatott (11. kép). A képen látható a mikrokristályoktól mentes, éles szélű, buborékok formálta külső morfológiát mutató üveg. Az egyenetlen, íves alak abból adódik, hogy a különböző nagyságú, véletlenszerűen elhelyezkedő, gömbölyű buborékok hirtelen szétpattantak, szétrepedtek.



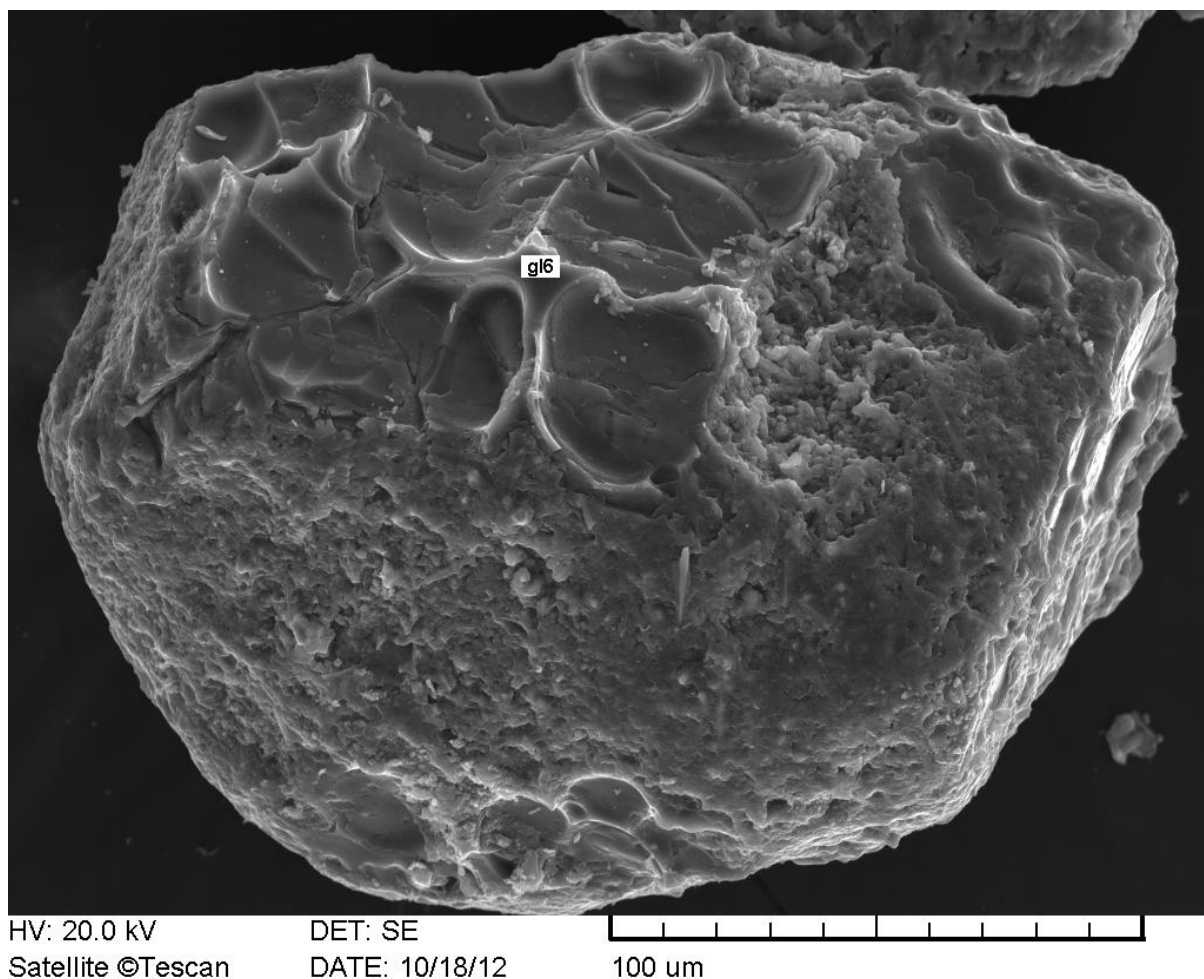
11. kép: Az üvegen jól felismerhetők az eltávozott buborékok helyei és azok falai (ts19_1, SEM).

A következő képen (12. kép) egy igen hólyagos üveg szerepel. A fragmentumnak horzsakőszerű megjelenése van, valamint a hólyagok több méretűek és vastag falúak, ellentétben az előző képen láthatóval. A szemcse mikrokristályokat, fenokristályokat nem tartalmaz.



12. kép: Az üvegen a hólyagok, vastag falakkal (*ts19_4*, SEM).

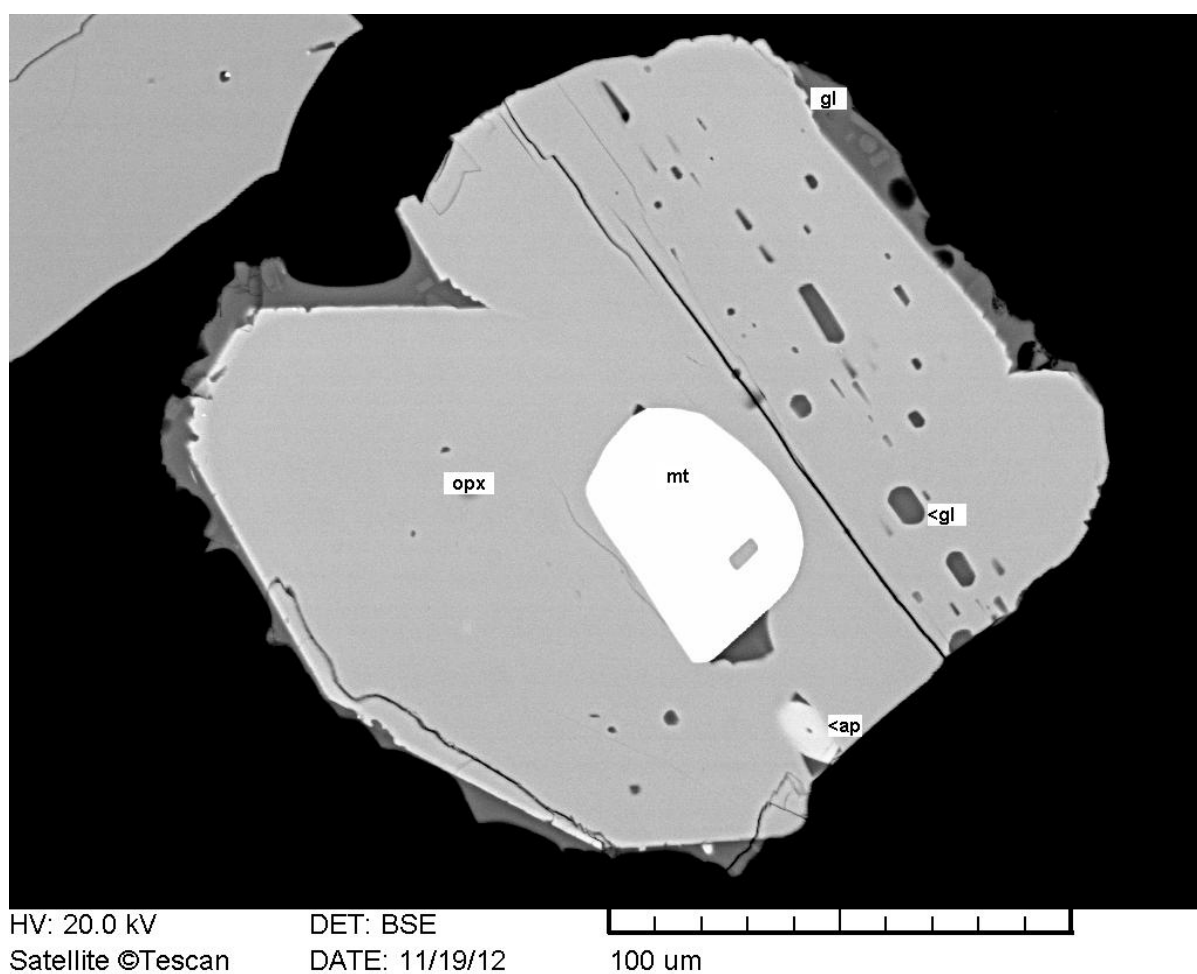
A friss kőzetüvegeken kívül találtunk olyan szemcséket, ahol az üveg már kezdett átalakulni (13. kép). Ezen a képen jól látható, hogy a hamuszemcse már nem egy homogén összetételű, friss üvegből épül fel, hanem egy kristály felületén alakult ki az üveg, amely hólyagos és mellette valamilyen szennyeződés által képződött bevonat van.



13. kép: Az kőzetüveg (gl6) megjelenése hólyagos (ts19_6; SEM).

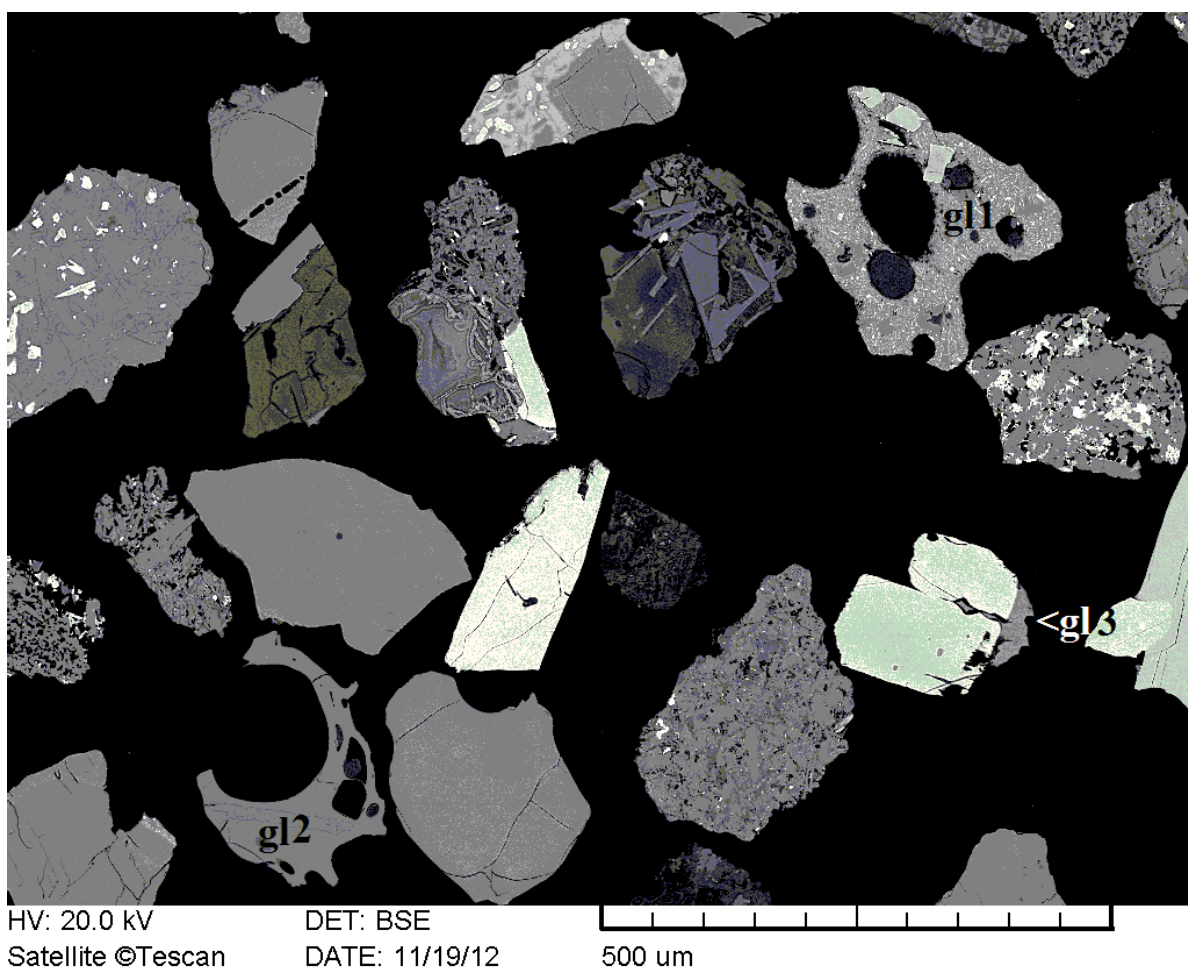
5.1.2. Vékonycsiszolatos, SEM vizsgálatok

A vékonycsiszolaton jobban meg lehetett különböztetni, hogy az üveg andezites, riolitos, esetleg átalakult. Ebben a csiszolatban észrevehetően sok üvegzárványos szemcse volt (14. kép). A képen jelzett magnetit is jellemzően előfordult a mintákban, ellentétben az apatittal, amit csak ebben a szemcsében találtunk. A képen látható, hogy az ortopiroxént körbeveszi a kőzetüveg, valamint zárványként is megmaradtak.



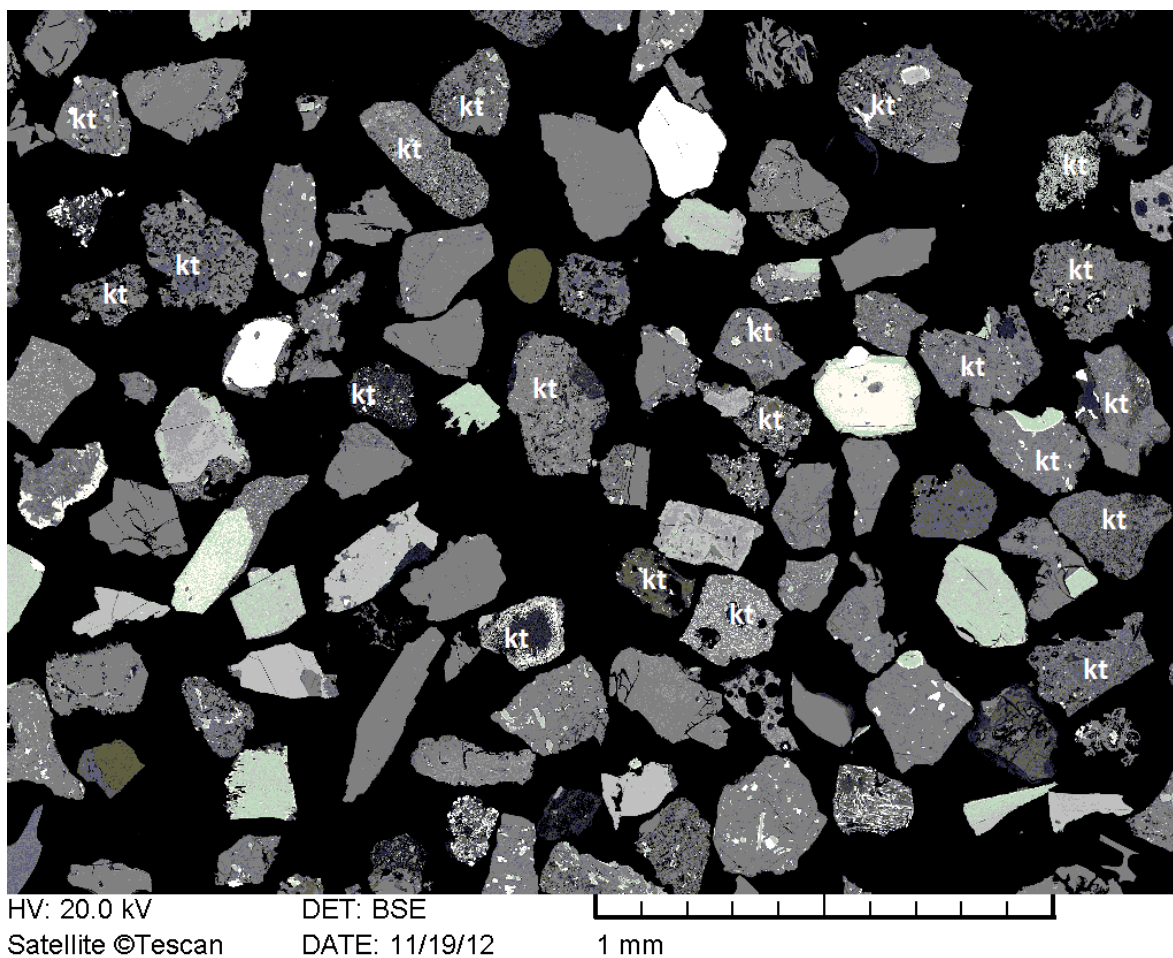
14. kép: Az ortopiroxénben (opx) lévő üvegzárványok(gl) jól láthatóak (mt=magnetit, ap= apatit; ts19_2; SEM).

A következő minta jól prezentálja a két külön megjelenésű riolitos üveget (15.A. kép). A *gl1*-el jelzett vulkáni üveg riolit, mikrokristályos, illetve oxidos szövetéről ismerhető fel. A *gl2*-vel jelzett üveg is szintén riolitos. A *gl3*-as jelzésű üveg a piroxén szélén egy jellemző megjelenést mutat. Mindkét (*gl1*, *gl2*) szemcsénél megfigyelhető a hólyagosság, illetve a kagylós, lekerekített alak.



15.A. kép: A két üveg (*gl1*, *gl2*) kinézete láthatóan eltér, mégis mindkettő riolitos összetételű (*ts19sp_5*; SEM).

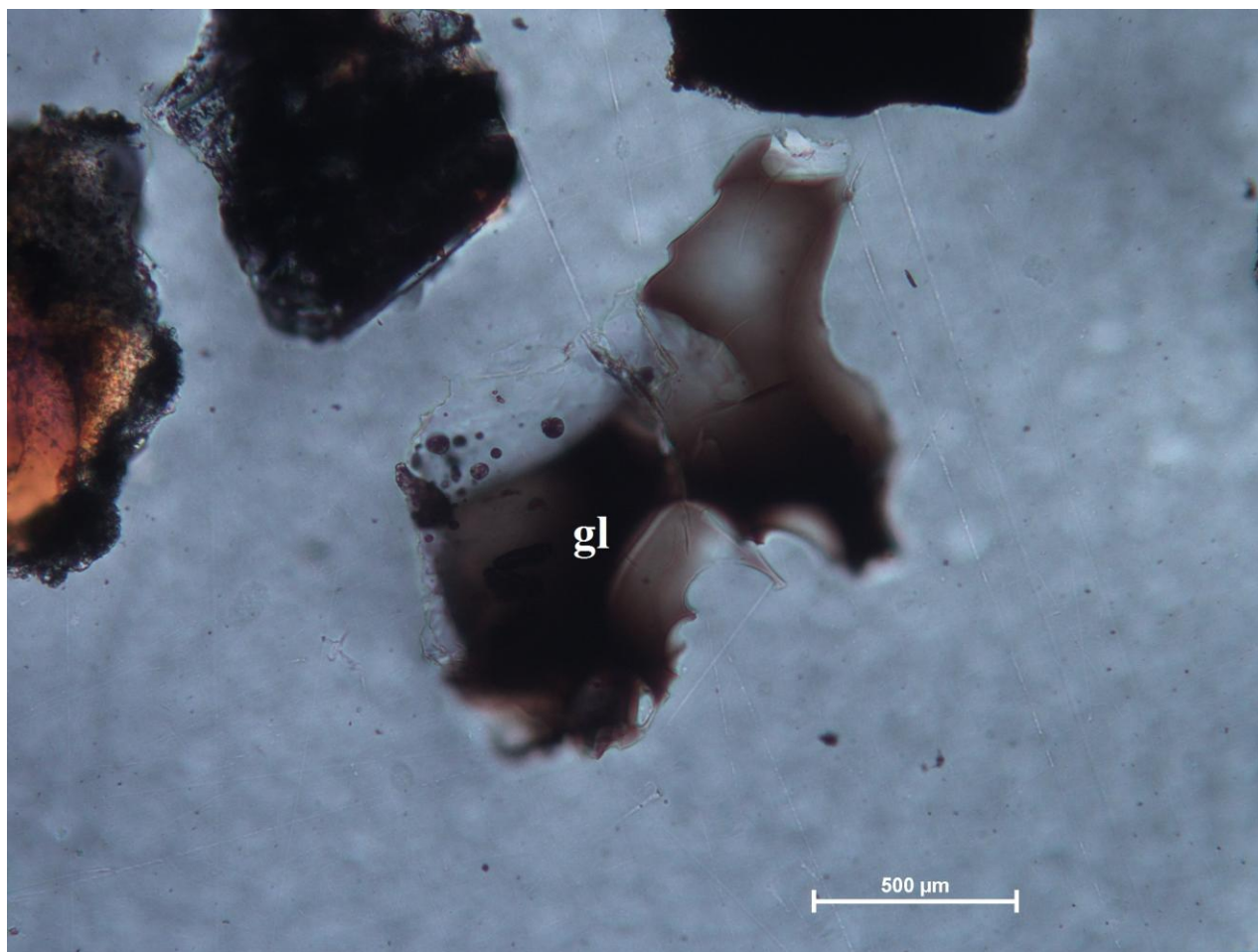
A *kt*-vel jelölt szemcsék közettörmelékek, melyek a kitöréskor keletkeztek, litéus fragmentumokból. Megjelenésük általában apró hólyagos, szabálytalan alakú és oxidokat, illetve mikrolitot tartalmaznak. Megjegyzendő, hogy a közettörmelékek aránya (15.B. kép) nem csak a proximális, hanem a disztális mintákban is magas volt.



15.B. kép: Jól láthatóak a litéus szemcsék (*kt*) jellegzetes kinézetükkel. (*ts19sp_3*, SEM)

5.1.3. Fénymikroszkópos vizsgálatok

A friss kőzetüveget könnyen fel lehet ismerni mikroszkóp alatt sárgásbarnás színéről, illetve alakjáról. A proximális mintában nagy számban fordult elő jellemző kinézetével (16. kép). Jól látni az éles, kagylós széleket a szemcsének és a buborékosodás nyomait.



16. kép: Üveg megjelenése mikroszkópban (*ts19_sp*).

A mintákban lévő kőzetüveg mikroszkóp alatt hasonló megjelenést mutatott, mint ami a képen látható (17. kép). A hólyagos morfológia nagy arányban jellemző a proximális mintákban előforduló kőzetüvegekre (~75%). A hólyagok mérete különböző, a szemcsék színe a világosabb barnától a sötétbarnáig terjedt.

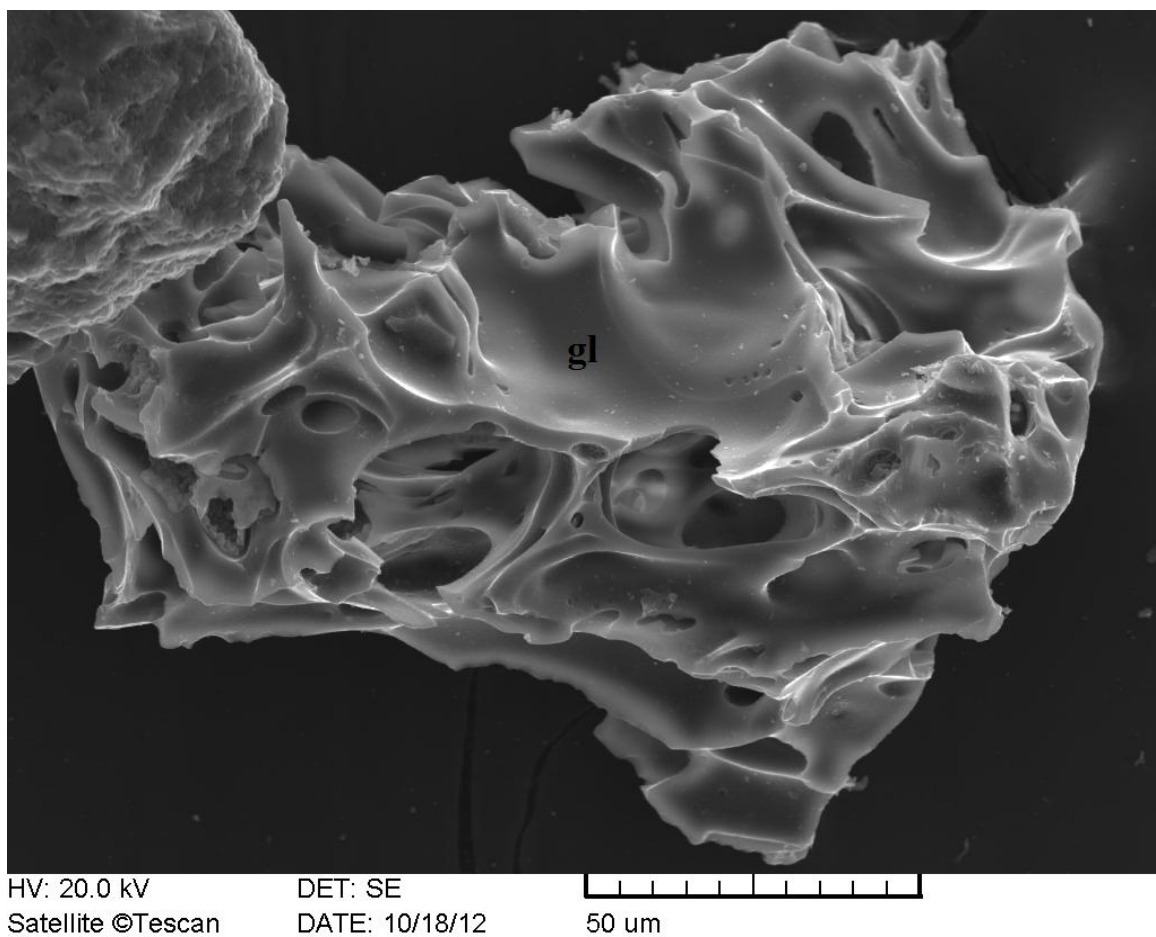


17. kép: Vulkáni üvegben (*gl*) buborékosodás helye (*ts19_sp*).

5.2. Torlóár proximális részéről származó, finomszemcsés hamuminta (TS15A)

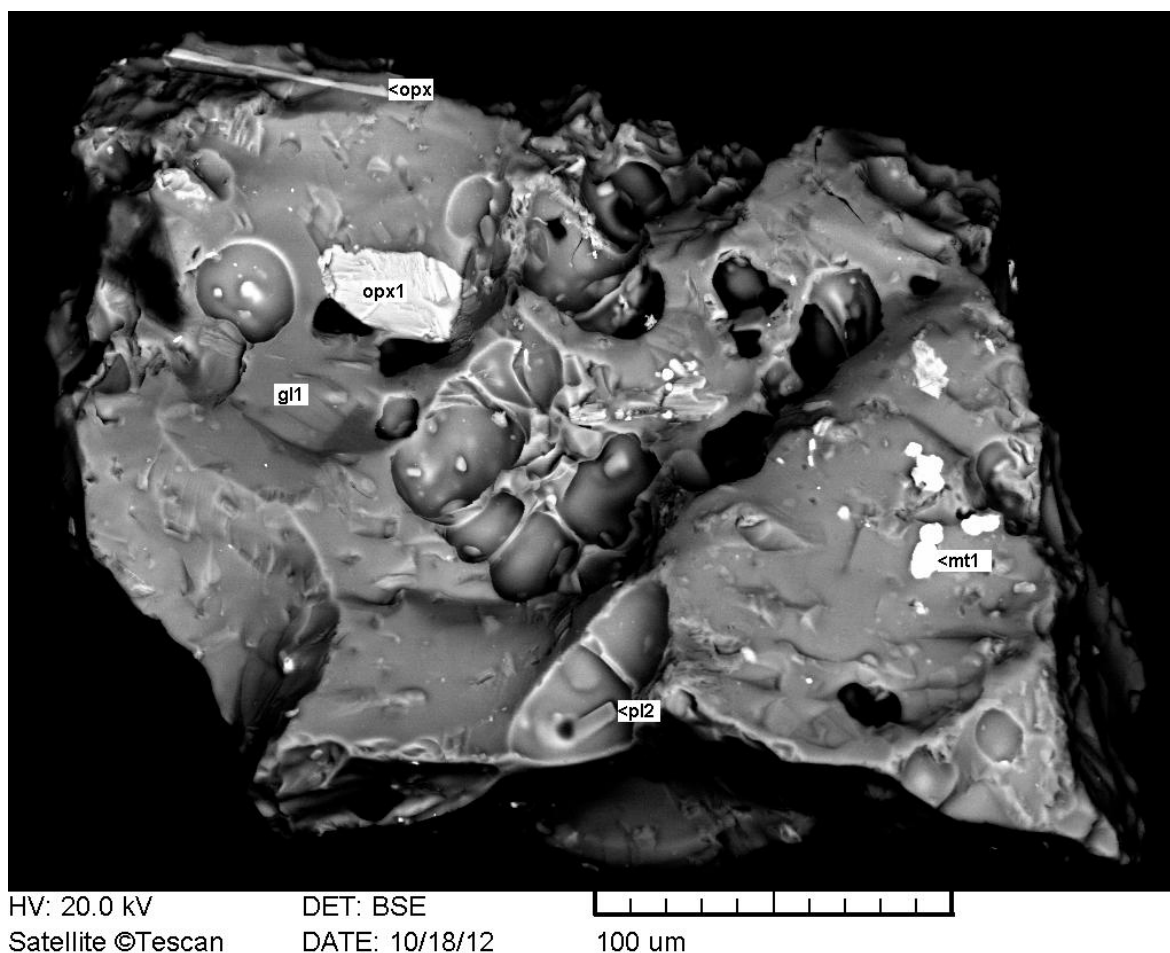
5.2.1. SEM vizsgálat

Ebben a proximális területről származó mintában is megjelent az üde kőzetüveg, hólyagos kinézettel, ugyanúgy, mint az előző hamumintában (18. kép). A mintában a kőzettörmelékes szemcsék szabálytalan alakjukról ismerhetők fel.



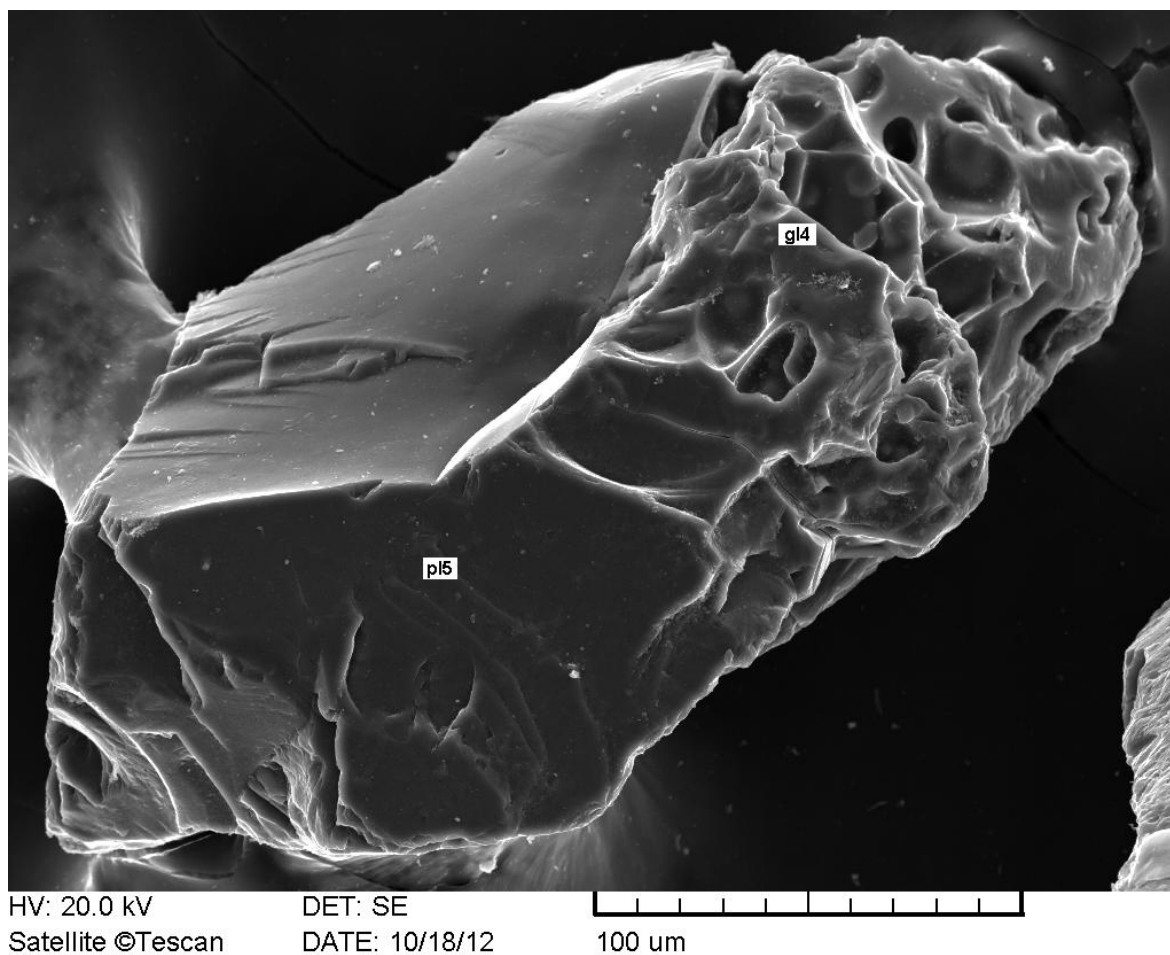
18. kép: Igen hólyagos, friss kőzetüveg (*gl*) (*ts15_4*, SEM).

A következő fragmentumon hólyagosság látható (19. kép), melyhez magnetit, titanomagnetit vagy akár ilmenit társul, bár az utóbbi ritkábban fordult elő a vizsgálatok alatt. A buborékok helyei jól kivehetőek, jellegzetes vastag falaikkal. A titanomagnetit több szemcsében megjelent, általában könnyen felismerhető alkotóként.



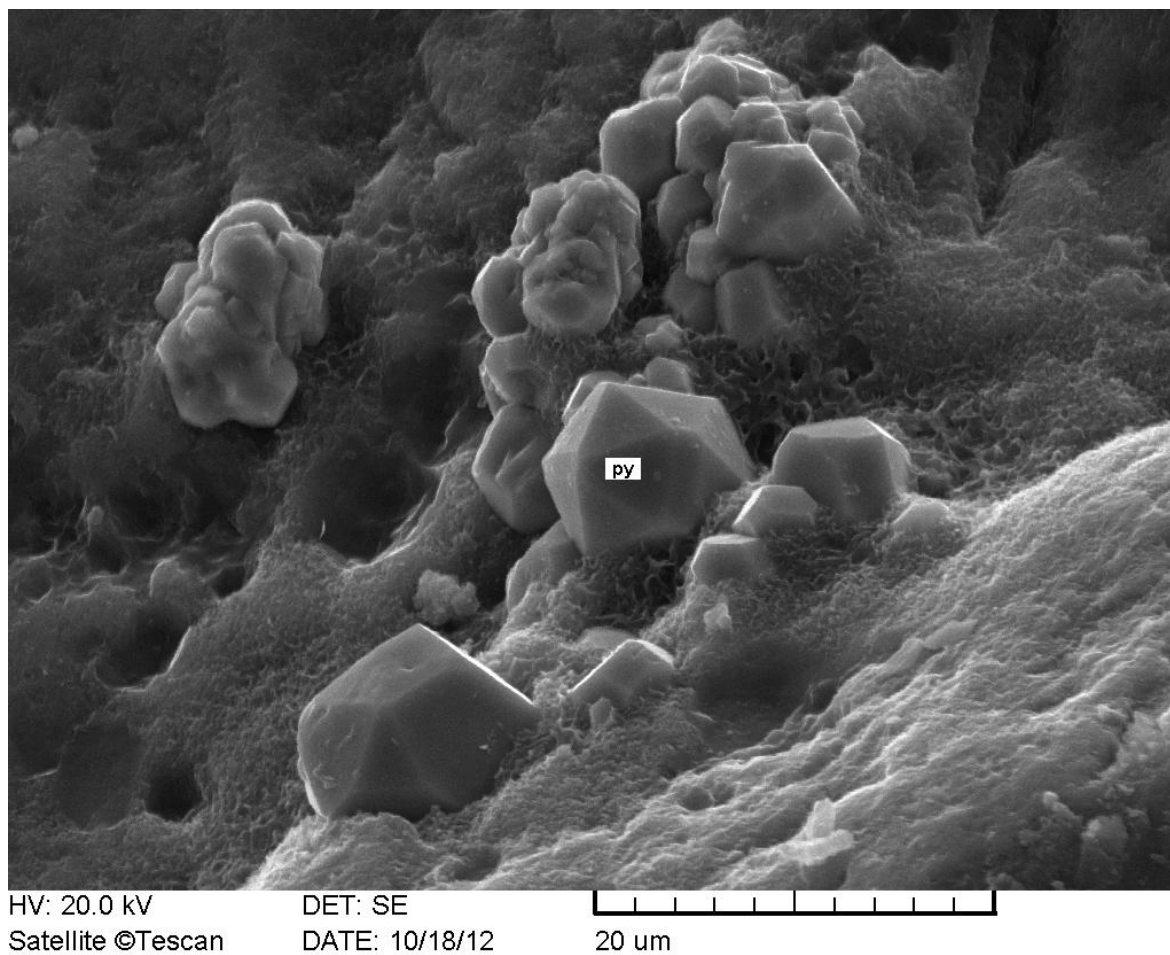
19. kép: A kőzetüveg mellett (*gl1*) piroxén (*opx*, *opx1*), járulékos titanomagnetit (*mt1*), valamint plagioklász (*pl2*) látható (*ts15a_2*, BSE).

Jellemző alkotórészként a plagioklászok is nagy számban jelentek meg mind a proximális, mind a disztális hamukban (~10-20%). Legtöbb esetben már átalakult, vagy félig átalakult üveg mellett (20. kép) jelentek meg, ez utóbbi ritkábban volt megfigyelhető.



20. kép: A mintán jól kivehető a plagioklász kristály (*pl5*) és a hólyagüreges közetüveg (*gl4*) (*ts15a_8*, SEM).

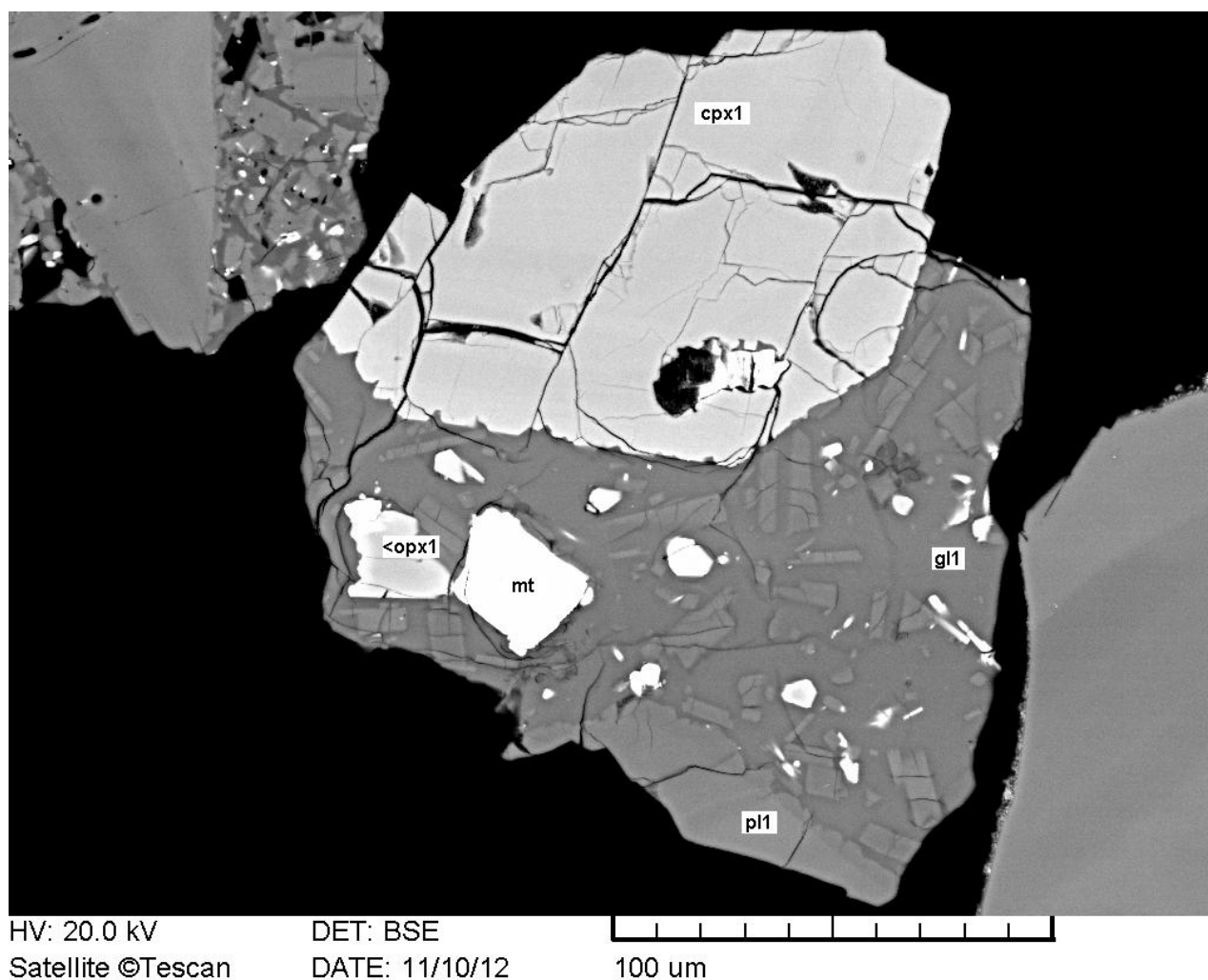
A járulékos alkotóelemek közül meg kell említeni a piritet, ami a vékonycsiszolatokban könnyebben és nagyobb számban volt felismerhető, de kialakult kristályokat találtunk több alkalommal is a mintában (21. kép).



21. kép: Kifejlett pirit kristályok a szemcsében (*ts15a_11*, SEM).

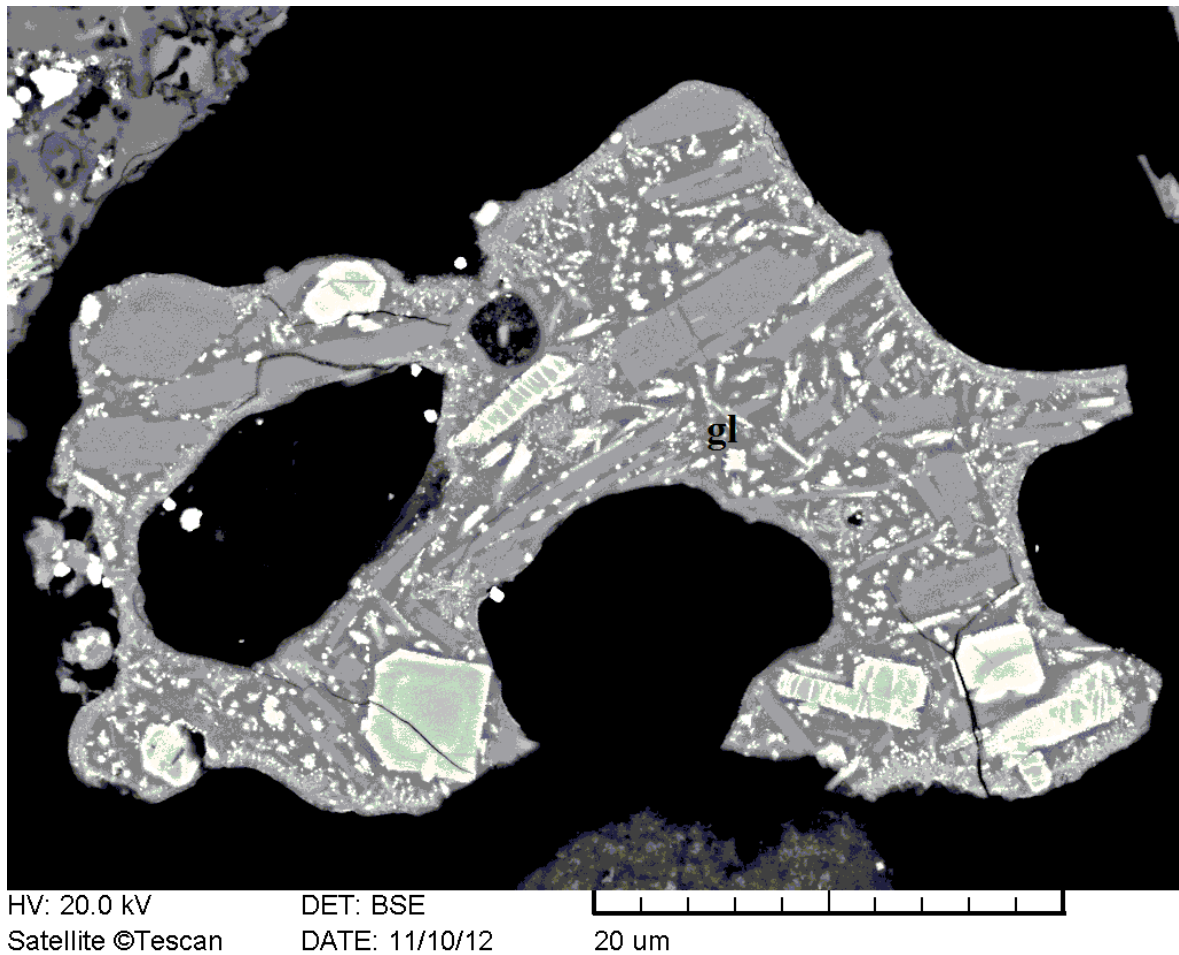
5.2.2. SEM vékonycsiszolat vizsgálatok

A vékonycsiszolatokon jól látható volt az üveg típusok aránya. A riolitos üveg dominált. Ezen kívül az andezit volt jellemző, az átalakultak kevésbé. Az ortopiroxénekben a zónásság (22. kép) nagy arányban jellemző (~30-40%), de előfordult plagioklászokban is. Az ortopiroxén (opx1) színeltéréseinek az oka a magnézium tartalom. A Mg-gazdag (sötétebb szürke) rész a piroxén belső részén figyelhető meg, körülötte a Mg-szegényebb (világosabb szürke) köpennyel. Inverz zónásságnál a jelenség fordítva jön létre.



22. kép: Klinopiroxén (cpx1) és zónás ortopiroxén (opx1) együttes megjelenése, üveggel (*ts15a_sp_sz1*, SEM).

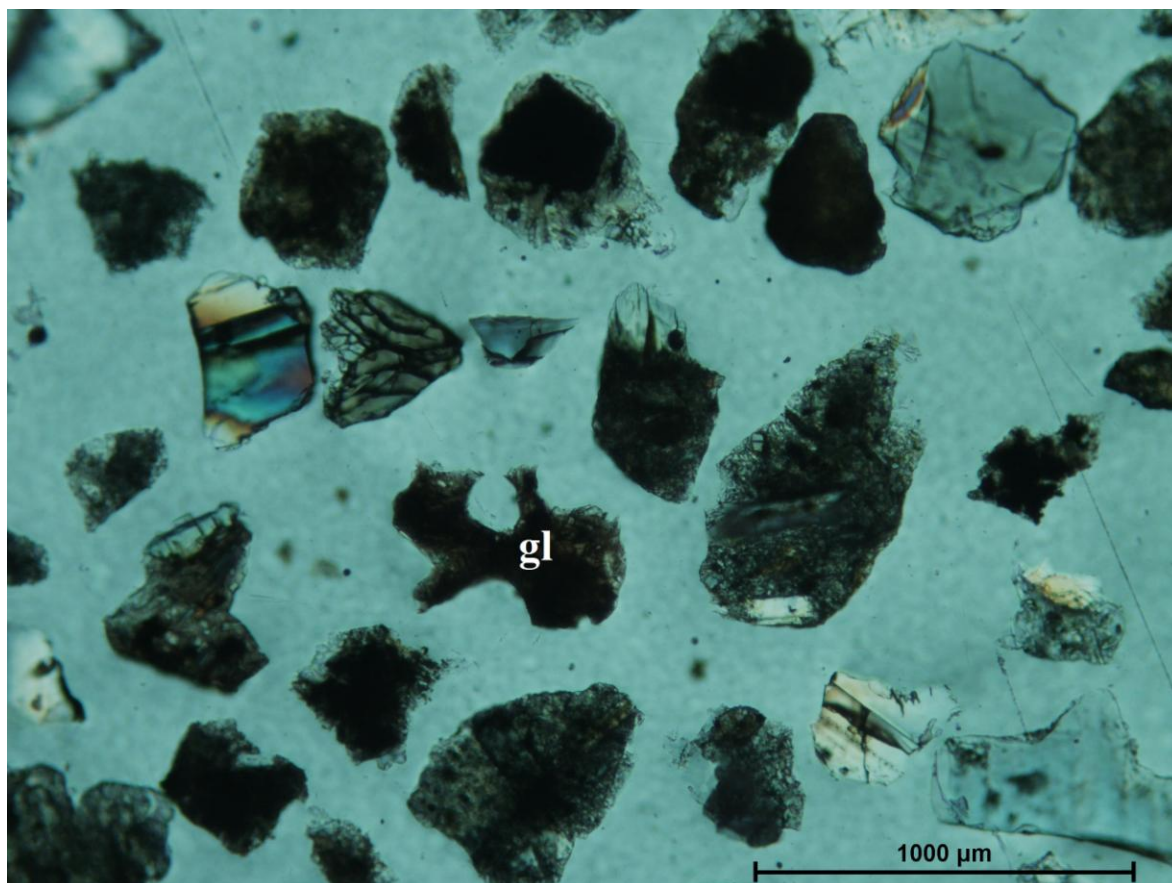
A riolitos üveg jellemzője itt a sok oxid, vékonycsiszolatban ezek fehér, oszlopos megjelenésűek (23. kép), de nem keverendők össze a fehérén világító pirittel, magnetittel. Utóbbiak kinézete eltér az oxidokétól. Ebben a savanyú üvegben a mikrokristályok jellemzőek.



23. kép: Riolitos, hólyagos vulkáni üveg, mikrolitokkal (*ts15a_sp_sz4*, SEM).

5.2.3. Féymikroszkópos vizsgálatok

Hasonlóan az előző mintához, ebben a mintában is a friss üvegek előfordultak (24. kép).

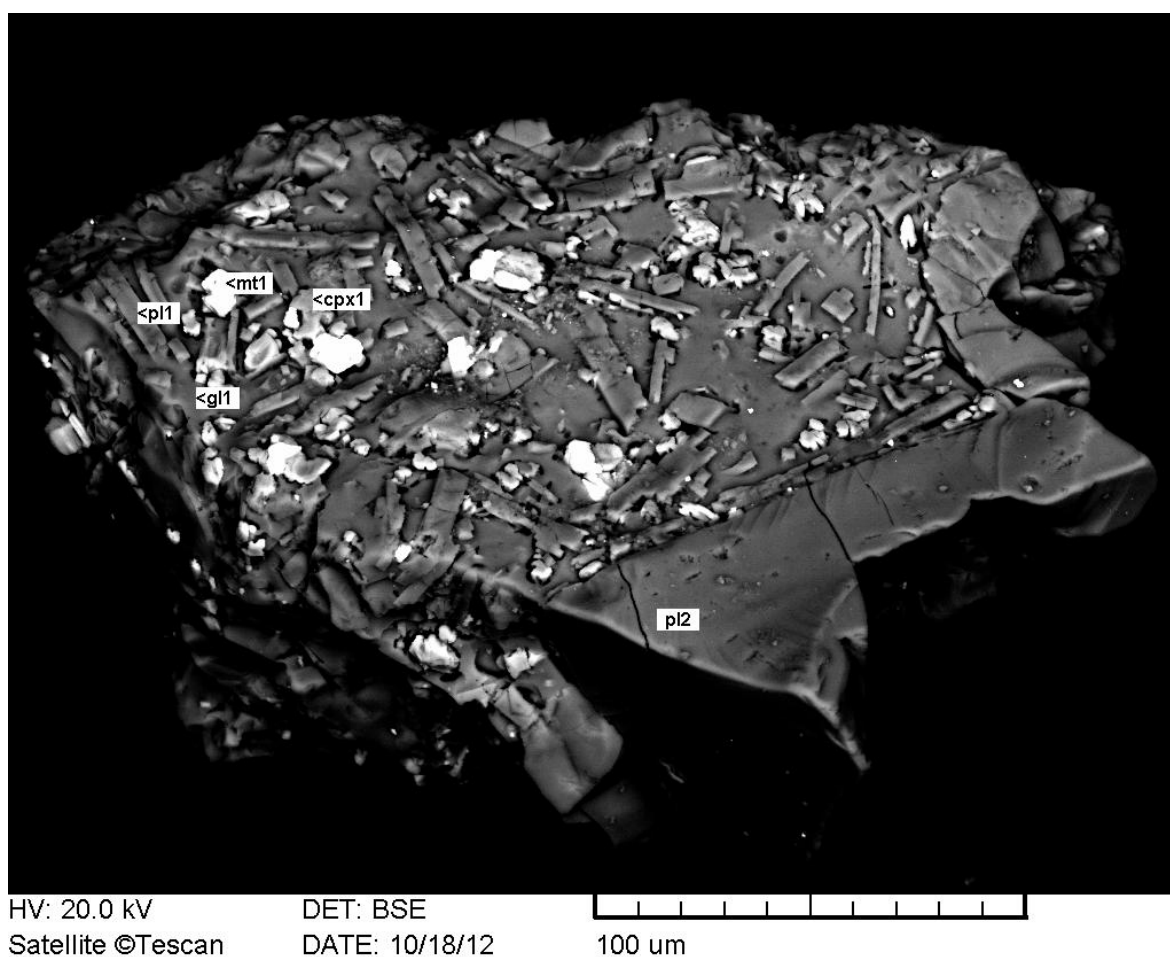


24. kép: A hólyagos morfológia (*gl*) közetüvegre utal (*ts15_sp*).

5.3. Disztális területről származó, finomszemcsés hamuminta (NK1)

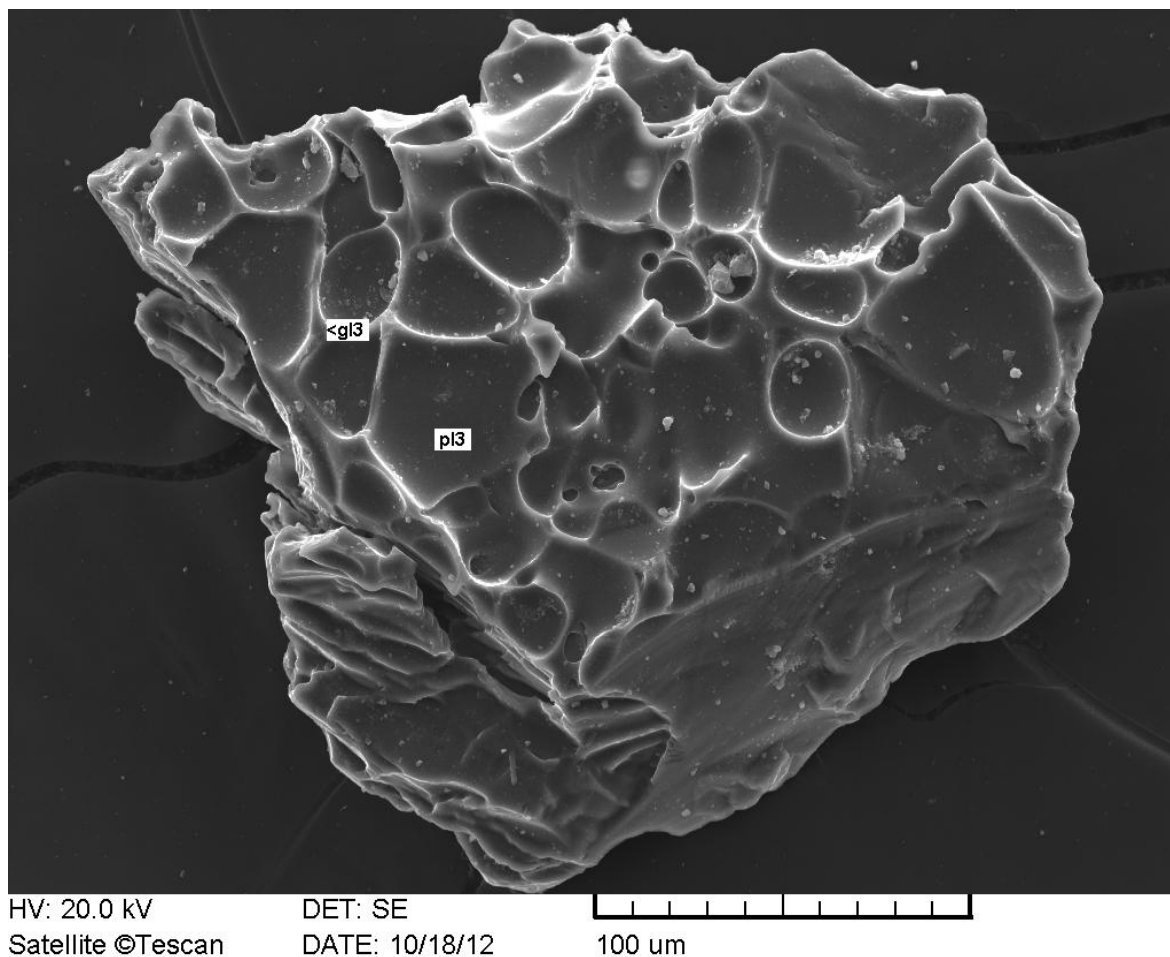
5.3.1. SEM vizsgálatok

A proximális zónából származó mintákhoz hasonlóan ezekben a hamukban is előfordulnak a leggyakoribb megjelenésű, prioxén, plagioklász kristályok (25. kép). A képen látható plagioklászok mérete változó, kifejtett kristályok kis méretben fordulnak elő, mikrolitként. Látható a fehéren világító titanomagnetit, amely nem tér el a magnetittől külsőleg, kizárólag méréssel határozható meg titanit tartalom alapján.



25. kép: Plagioklász (pl1), klinopiroxén (cpx1) és titanomagnetit (mt1) megjelenése közetüvegben (gl1) (NK1_1, BSE).

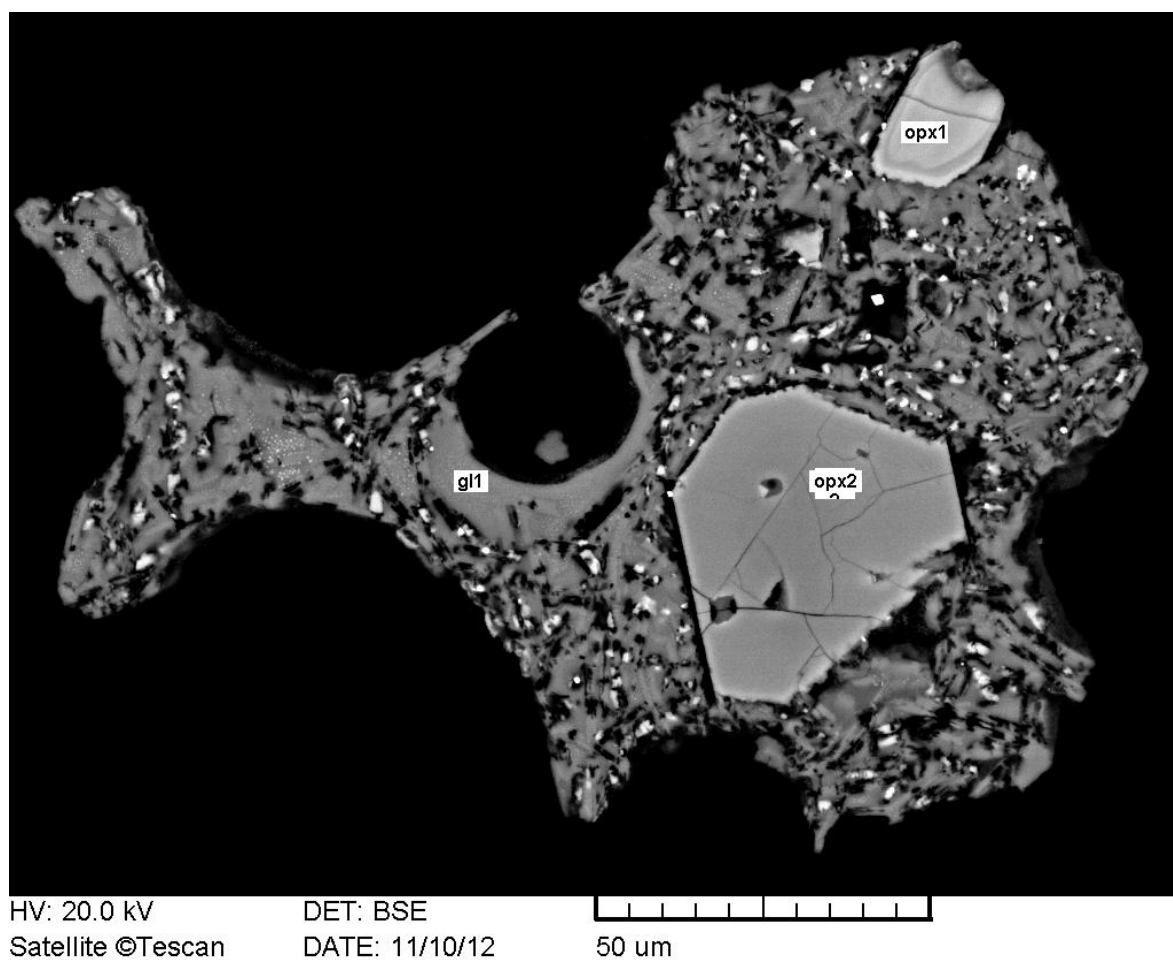
A következő képen (26. kép) kristályra tapadt kőzetüveg látható. Ez a jelenség jellemző volt mindkét területről származó mintában.



26. kép: A plagioklász kristályon (pl3) hólyagos kőzetüveg (gl3) látható (NK1_3, SEM).

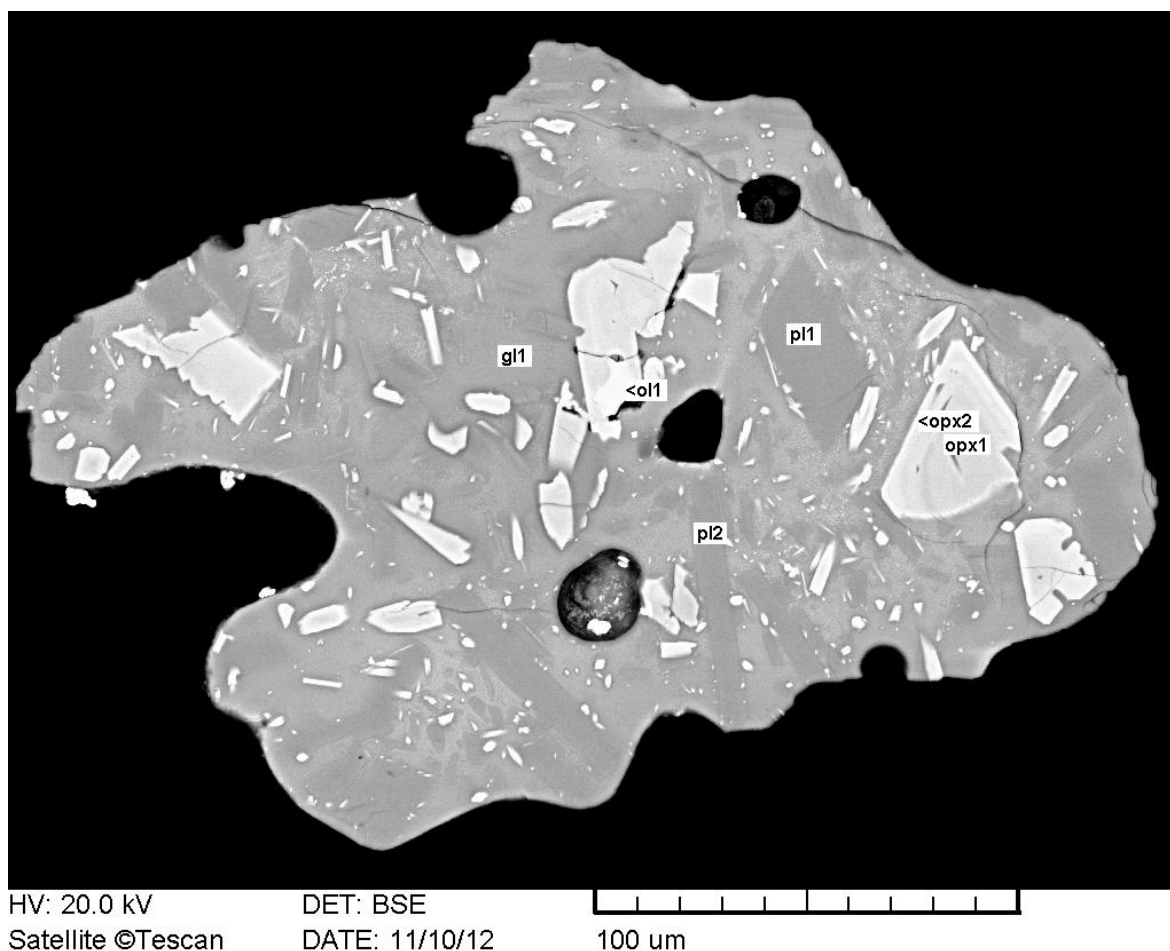
5.3.2. Vékonycsiszolatos, SEM vizsgálatok

A már átalakult üvegek jól felismerhetők a képeken (27. kép). A képen a piroxének zonációja jól kivehető, illetve az üveg alakja, ami átalakult állapotban van. A közettörmelékes megjelenés jól látható az egész szemcsén. Ez a lítikus megjelenés jellemző volt a mintákra, mindkét terület esetében (~6070%). A zonáció akkor fordul elő, amikor a kristályosodott magma visszaoldódik egy másik benyomuló magma hatására. A mintákban nagyarányú a zonáción átesett piroxének száma. Nagyobb arányban zónásak, mint a plagioklászok.



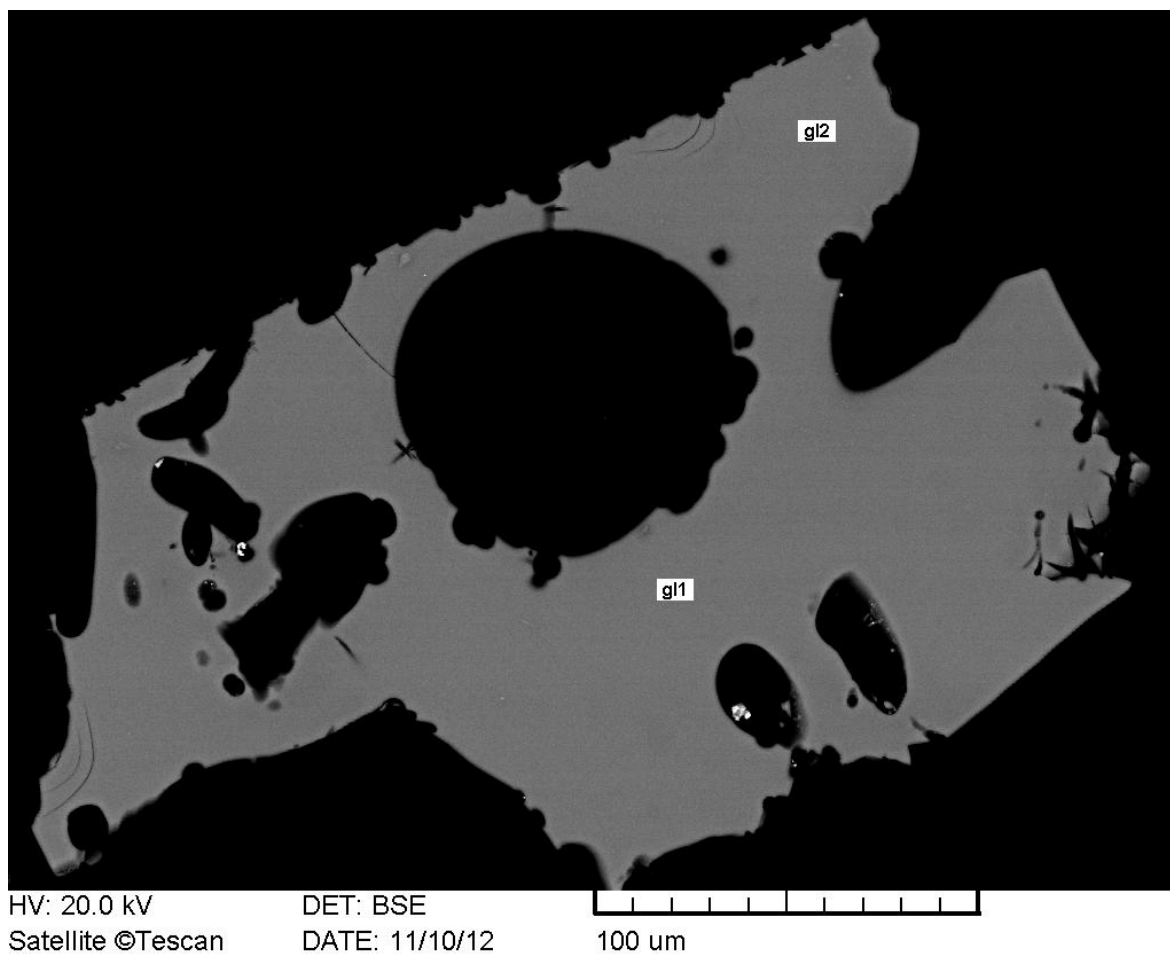
27. kép: A közettörmelékben megjelenő piroxén kristályok (opx1, opx2), illetve közetüveg a buborék helye körül (gl1) (*nk1fp_3*, SEM).

Sem a proximális, sem a disztális mintákban nem volt jellemző az olivin megjelenése, mindössze egyetlen kristályt találtunk riolitos közetüvegben, amely ezen a képen (28. kép) látható. Kevésbé hólyagos, savanyúbb egykori üvegben kialakult plagioklászok és piroxének mellett mikrokristályok láthatóak. A piroxén zónássága nagyon jól megfigyelhető, a színeltérések mutatják a zónásságot, illetve a mérés is kimutatta, hogy ezek kémiai összetevőkben is eltérnek.



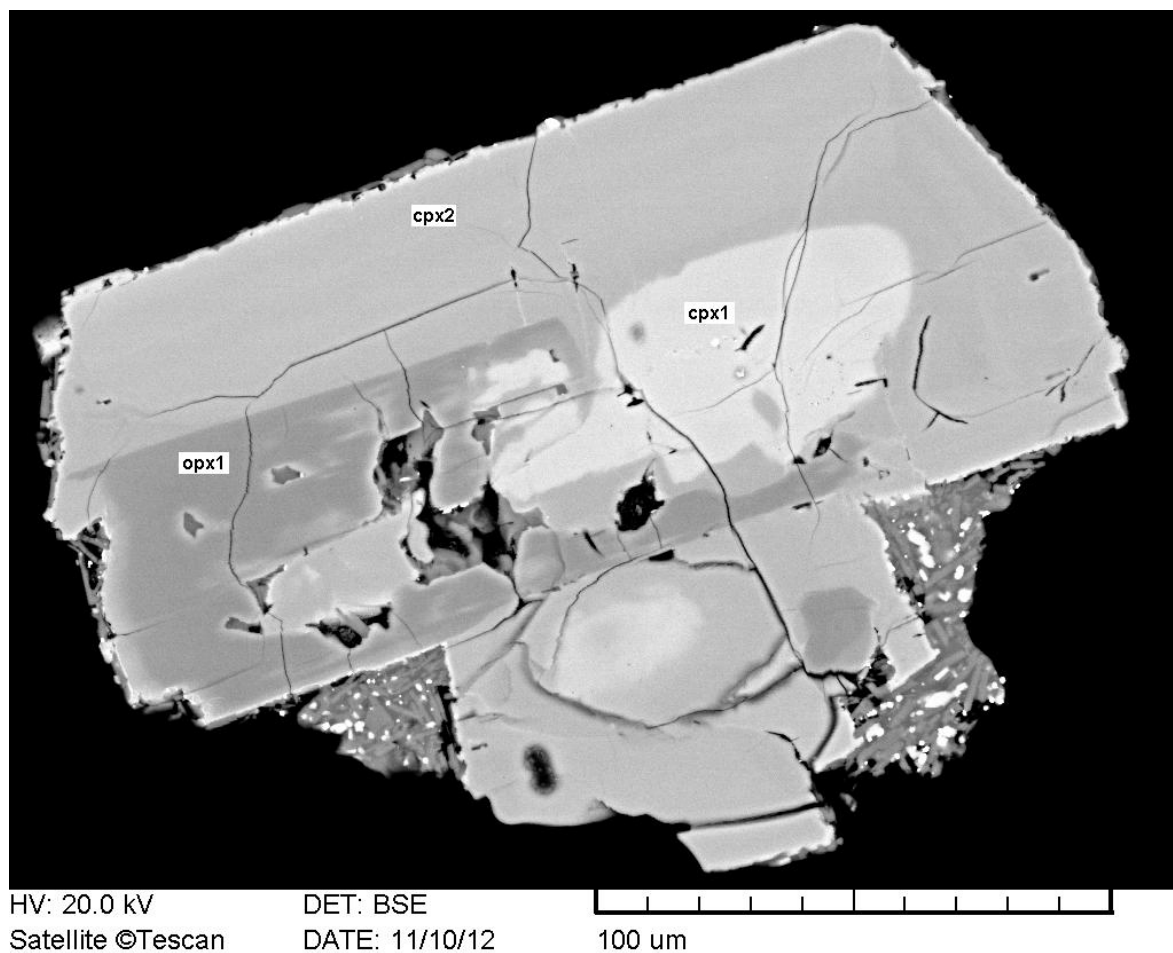
28. kép: Olivin (*ol1*), illetve zónás piroxén (*opx1*, *opx2*), valamint plagioklász kristályok (*pl1*, *pl2*) riolitos közetüvegben (*gl1*) (*nk1fp_7*, SEM).

Friss, üde üveg előfordulása a disztális mintákban kis eltérést mutatott a proximális mintákban lévő kőzetüvegekhez képest (29. kép). Savanyúbb üvegek jelentek meg a mintában, ahogy azt a képen látni. Hólyagos külső morfológiával jelentek meg a kőzetüvegek. A különböző méretű hólyagok itt is jól kivehetők és utalnak a buborékosodó magmára.



29. kép: A riolitos kőzetüveg (*gl1, gl2*) megjelenése vékonycsiszolatban (*nk1fp_8*, SEM).

Jellemzően előfordultak olyan szemcsék, melyekben a piroxén, illetve plagioklász kialakult kristálya szélén a megmaradt üveg felismerhető volt. A közettörmelékek aránya magas volt a disztális mintákban. Olyan szemcsét is találtunk, melyben szokatlanul az orto- és klinopiroxén egymásba nőtt (30. kép).



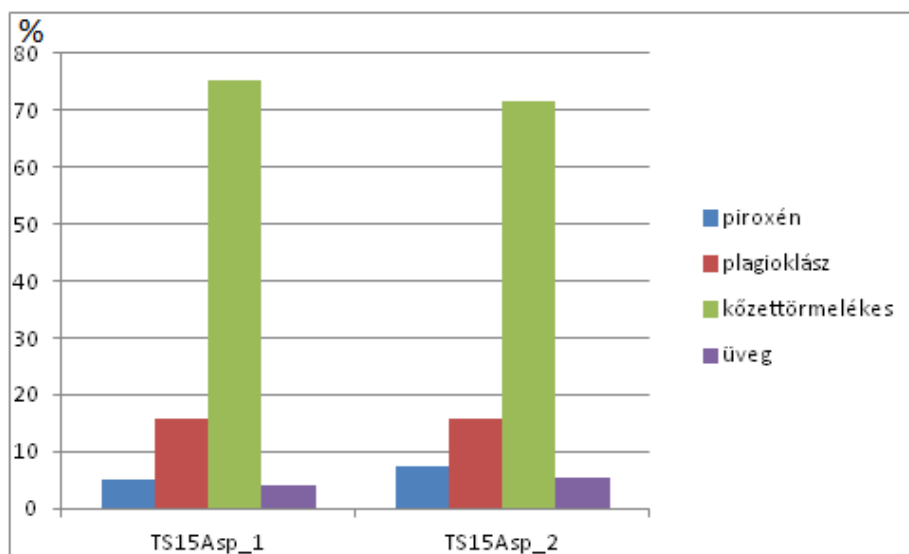
30. kép: A két piroxén (opx1, cpx1) megjelenése (*nk1fp_11*, SEM).

5.4. Geokémiai vizsgálatok

5.4.1. Kiméréses vizsgálatok

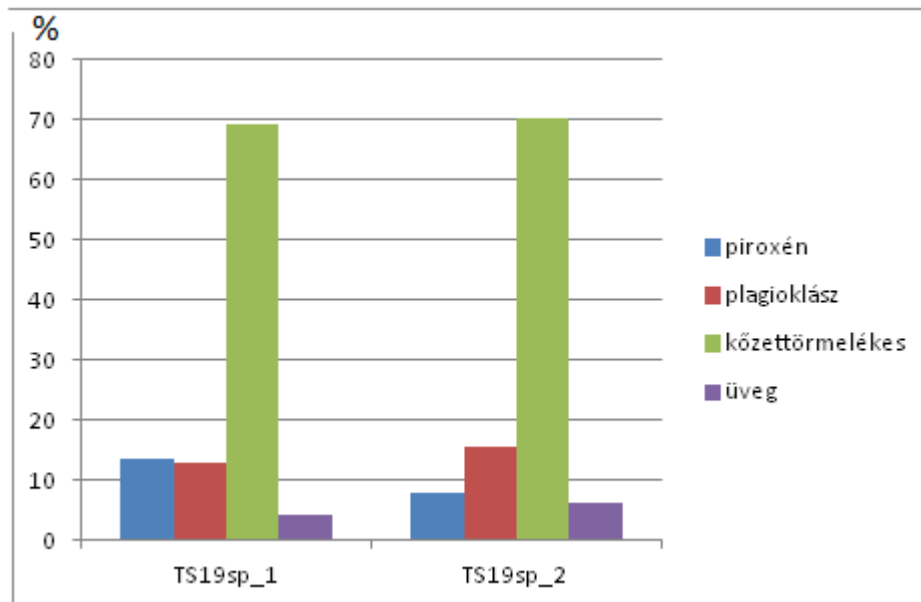
A vékonycsiszolatoknak minimum két területét vizsgáltuk, hogy a vulkáni hamuszemcsék típusainak relatív mennyiségéről képet kapjunk. A legfőbb komponensek a szögletes és kerekded közettörmelékek, az önálló plagioklász és piroxén kristályok, valamint a közetüveg-szilánkok voltak. Fontos megjegyezni, hogy a vékonycsiszolat vizsgált területein nem került mérésre az összes szemcse, hanem a *kiméréses módszerrel* állítottunk fel egy statisztikát. A vékonycsiszolatokon 4×4 mm-es területeket választottunk ki és ezekben vizsgáltunk átlagosan 340 szemcsét. Ebből adódóan a közettörmelékek és a riolitos üvegek elkülönítéséhez további vizsgálatok szükségesek. A statisztikát vékonycsiszolatonként – 2 proximális és két disztális - állítottuk fel, majd azokat egymással összehasonlítottuk.

A TS15Asp proximális vékonycsiszolat mintában a közettörmelékek aránya 70% körüli (1. ábra). A plagioklász volt a domináns ásványfázis, 10-20% közötti részaránnyal jelent meg. A piroxén 10% alatt fordult elő. A vélhetően juvenilis üvegszilánkok maximum 5%-os részarányt mutattak a vizsgálat során.



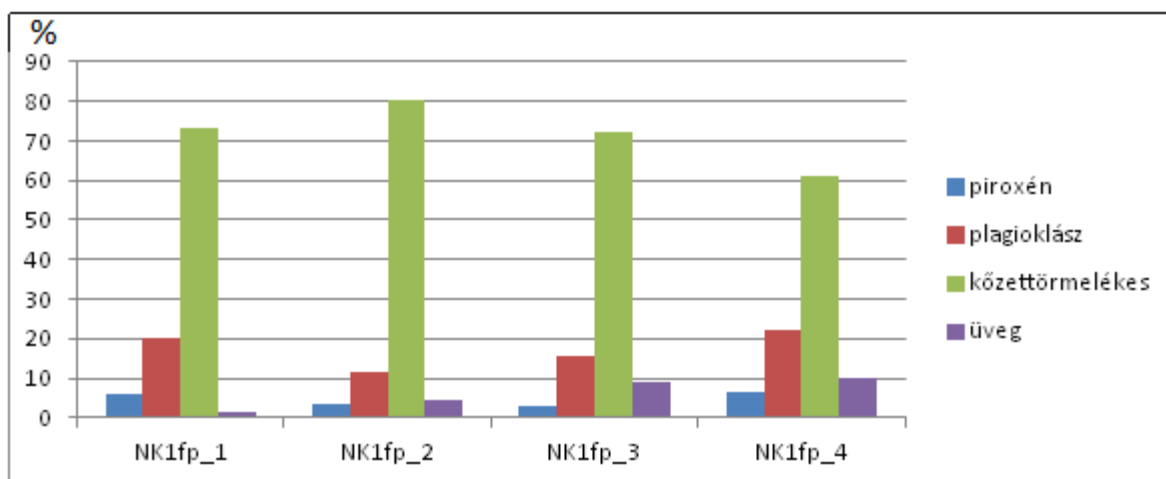
1. ábra: A TS15Asp minta két területén meghatározott vulkáni hamuszemcse típusok százalékos megoszlása.

A TS19 sp vékonycsiszolat mintában (2. ábra) a közettörmelék tartalom hasonlóan az előző mintához, 70% körüli, a plagioklász aránya is 10-20% közötti, míg a piroxén százalékos aránya ebben a mintában, az adott vizsgált helyen meghaladta a 10%-ot. A friss kőzetüvegek 5% körüli arányt mutattak.



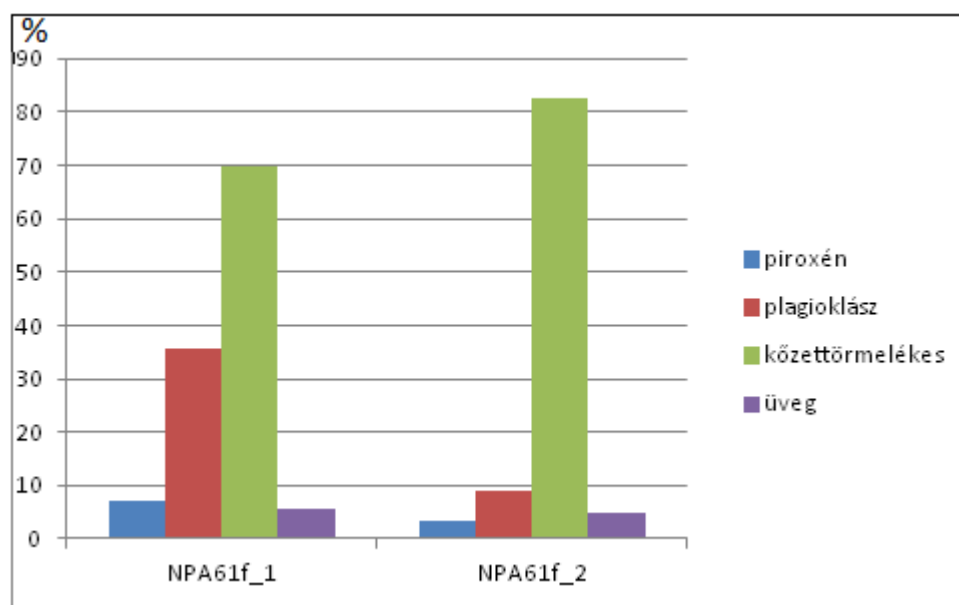
2. ábra: A TS19sp minta két területén meghatározott vulkáni hamuszemcse típusok százalékos megoszlása..

A disztális mintákban (*NK1fp*; 3. ábra) a közettörmelék aránya eléri a 80%-ot. A plagioklászok a többi mintához hasonlóan 10-20% között mozognak, míg a piroxének aránya kisebb, alig haladja meg az 5%-ot. Az üvegszilánkok láthatóan nagyobb, 5-10% közé eső értékeket mutatnak, ami nagyobb, mint a proximális mintákban.



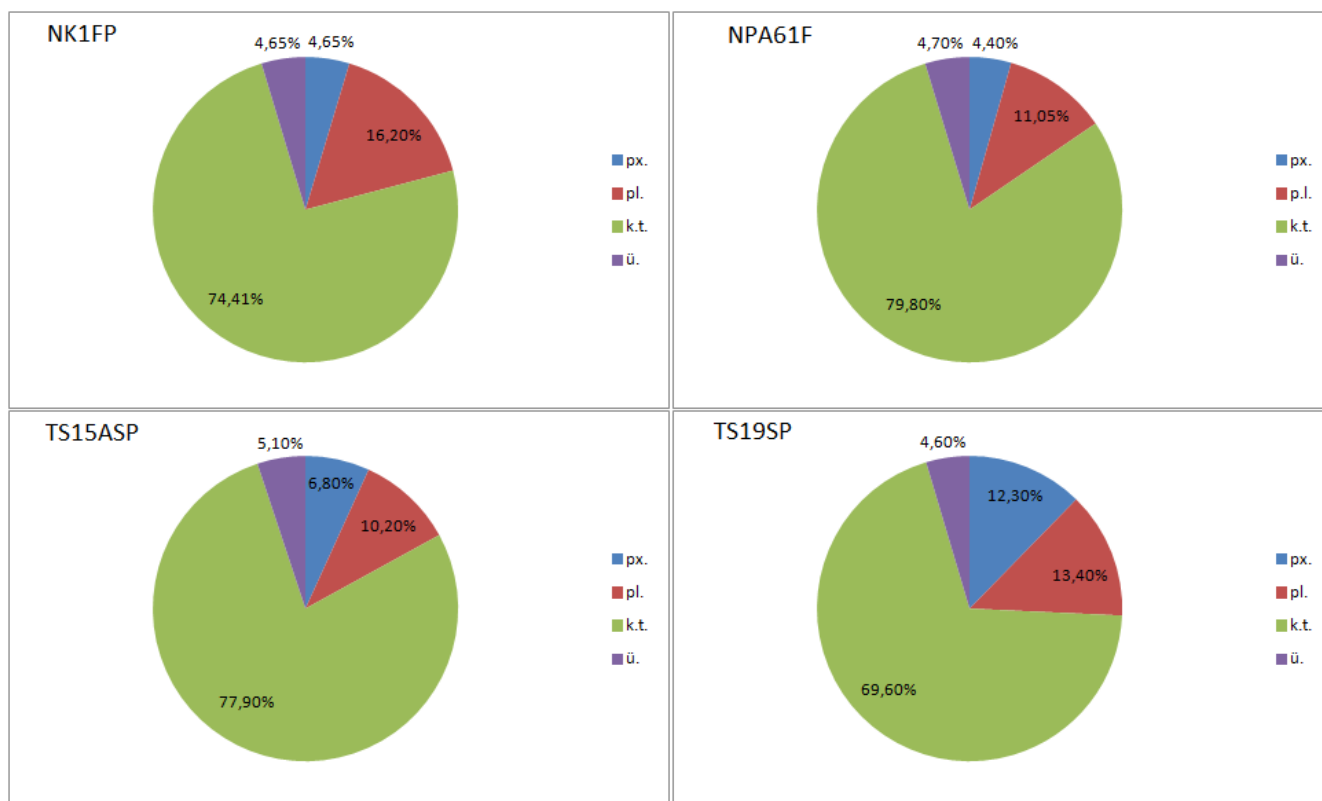
3. ábra: Az NK1fp minta négy területén meghatározott vulkáni hamuszemcse típusok százalékos megoszlása.

Az *NPA61f* disztális minta (4. ábra) közettörmelékeinek aránya hasonlít az *NK1fp* mintáéval, az üvegszilánkok aránya 5% körüli értéket mutat. A plagioklász itt is dominál, meghaladja a 35%-ot, míg a piroxén a 10%-ot sem éri el.



4. ábra: Az NPA61f minta részarányai.

Összességében elmondható a mintákról, hogy bennük a közettörmelékek voltak legnagyobb arányban jelen (75%). A plagioklász volt a legelterjedtebb ásványfázis, míg a piroxén és közetüveg aránya közel azonos volt mindkét területről gyűjtött mintában (5. ábra).

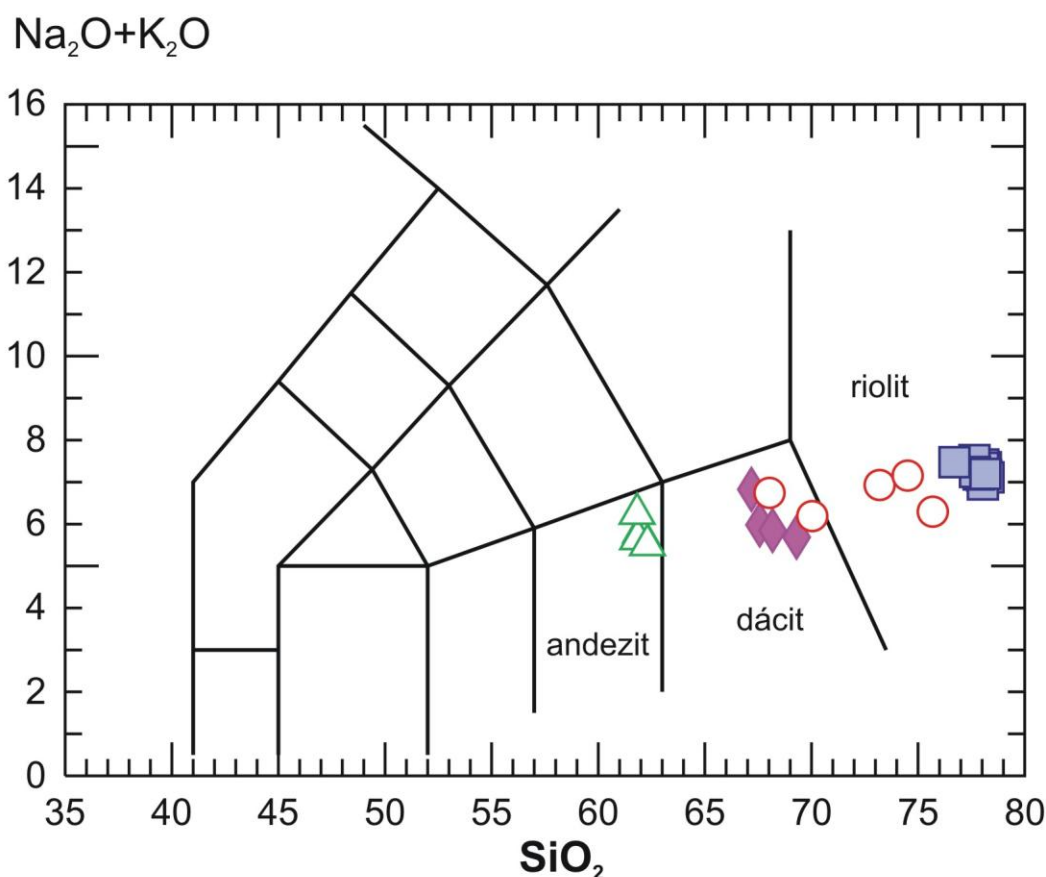


5. ábra: A két proximális (TS15ASP,TS19SP) és a két disztális (NK1FP,NPA61F) minta statisztikai eredményei.

5.4.2. Geokémiai vizsgálatok eredményei

5.4.2.1. A kőzetüvegek összetétele

Egy proximális (TS19) és egy disztális (NK1) területről származó vékonycsiszolat vizsgáltunk mikroszondával a Bécsi Egyetemen. A két minta kőzetüveg adatai nem mutatnak egymáshoz képest különbséget. A kőzetüveg adatok két fő csoportot jelölnek ki: többségük riolitos 77-79 t% közötti SiO_2 -tartalommal, ami mellett jellemző a viszonylag nagy K_2O koncentráció is ($\text{K}_2\text{O}=4-4,5$ t%). Az Al_2O_3 tartalom 11,5-12 t% körüli. A másik koherens csoport andezites összetételű, 61-62 t% közötti SiO_2 -tartalommal. Ezek K_2O koncentrációja 2-2,5 t%, Al_2O_3 tartalma pedig 14-15,5 t%. A két jellemző csoport mellett előfordulnak átmeneti, dácitos összetételek is, ezek elsősorban a kristályokhoz tapadt kőzetüvegek, valamint a kristályokban lévő üvegzárványok voltak. A kapott eredményeket az 6. ábra TAS diagramján mutatom be.



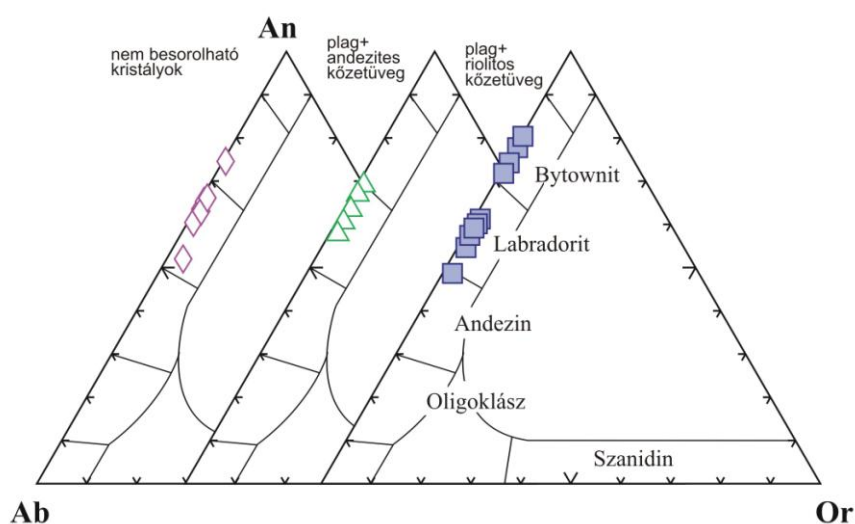
6. ábra: A mért üvegek eloszlása.  = Riolitos kőzetüveg,  = andezites kőzetüveg,  = nem beazonosítható kristályban mért üvegzárvány,  = egyedülálló kristályban mért kőzetüveg zárvány

5.4.2.2. Plagioklász

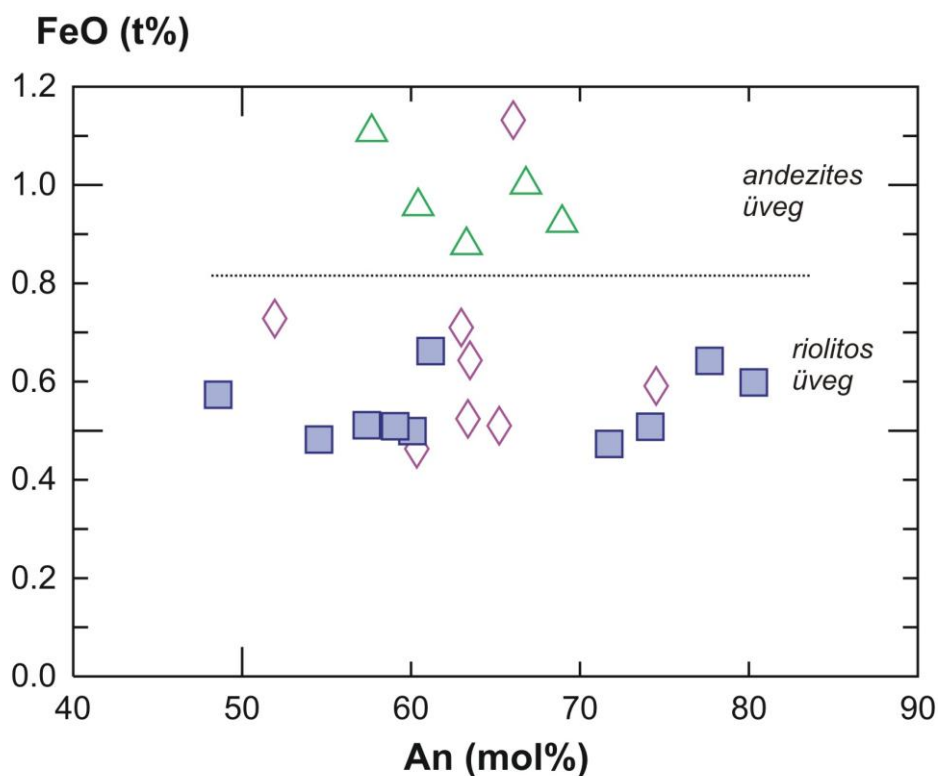
Mindkét területről szedett mintában a plagioklász a legelterjedtebb ásványfázis (~15-20%). Alakjuk idiomorf, hipidiomorf. Méretük nagy (fenokristályok, amelyek zónásak a proximális mintákban) vagy kisméretű, mikrokristályokként jelennek meg. Vulkáni üvegek a kristályok szélén jellemzőek, tartalmazhatnak Fe-Ti oxidokat, ritkán klinopiroxén jelenik meg bennük.

A vizsgált kristályokat a szerint csoportosítottuk, hogy andezites vagy riolitos közetüvegben fordulnak elő vagy önálló kristálytörmelékként. A plagioklászok anortit tartalma (7. ábra). 55 és 70 mol% közötti, ami andezites vagy bazalt-andezites magmából való eredetre utal. Figyelemre méltó, hogy a riolitos üvegszilánkokban is labradoritos plagioklászok vannak, ahogy az andezites üvegszilánkokban. Az előbbiek esetében azonban jellemzők a zónás ásványok is, ahol a magok Ca-ban gazdagabbak ($An > 70$ mol%). Ezért e plagioklászok esetében két csoport különíthető el, egy 55-60% és egy 70-80% anortit-tartalmú típus. A nagy Ca-tartalmú plagioklászok bazaltos olvadékból kristályosodhattak a magmafejlődés korai szakaszában.

Az andezites közetüvegben lévő plagioklászok labradoritosak ($An = 55-70$ mol%), azonban FeO tartalomuk alapján ($FeO > 0,8$ t%) jól elkülöníthetőek a riolitos közetüvegek plagioklászaitól ($FeO < 0,8$ t%; 8. ábra). Az önállóan megjelenő plagioklászok kémiai összetétele a riolitos közetüvegekben található plagioklászok összetételéhez hasonló, ami azt jelenti, hogy a vulkáni hamuanyagban a riolitos magmatípus dominál.



7. ábra: A vizsgált plagioklászok nevezéktani besorolása albit (Ab)-anortit (An)-ortoklász (Or) komponensek alapján. A mintajelek magyarázata az 6. ábrán található.

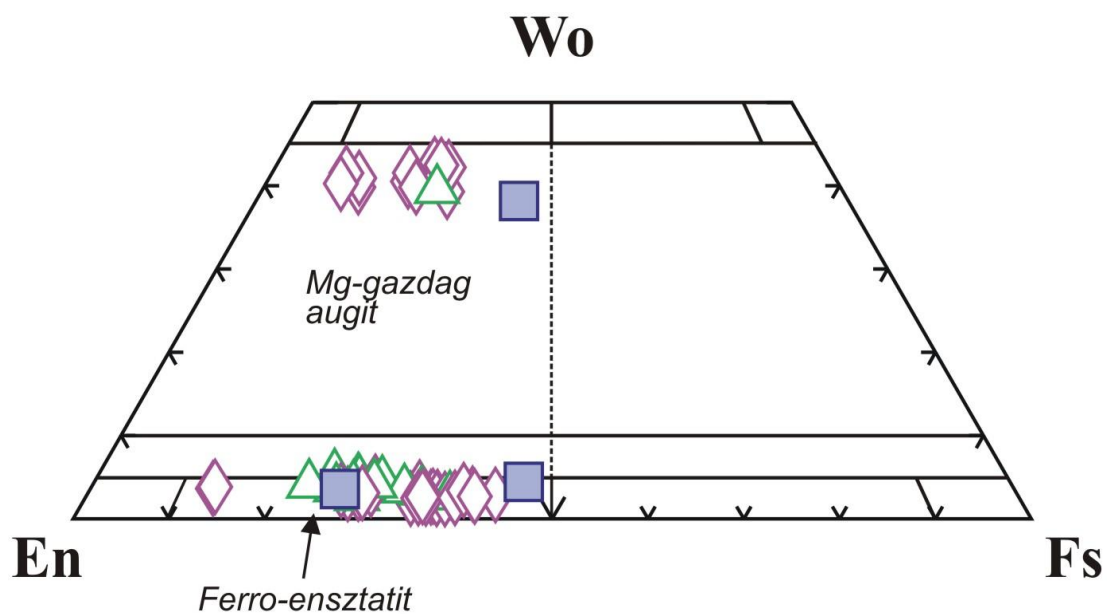


8. ábra: A plagioklászokban lévő antortit és FeO tartalom megoszlása az andezites és riolitos kőzetüvegekben. (Jelkulcs: 7. diagram)

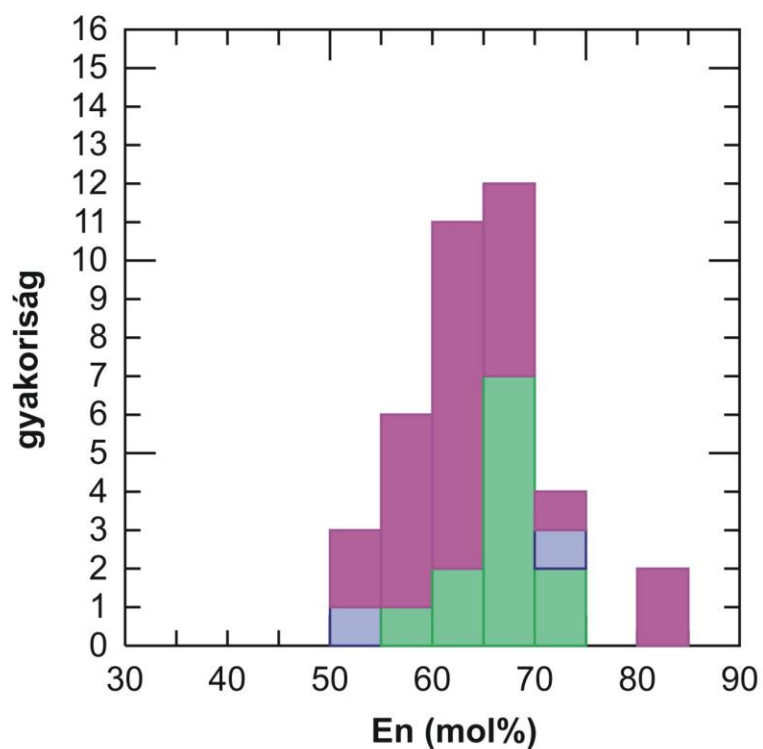
5.4.2.2. Piroxén

A piroxének is gyakoriak a disztális és proximális mintákban, de nem dominálnak (~5-10%). A plagioklászokhoz hasonlóan szintén hipidiomorf, illetve idiomorf alakot vesznek fel. Méretük változó, a klinopiroxének mennyisége kevesebb és azok mérete is kisebb, mint az ortopiroxéneké. Gyakran tartalmaznak üvegzárványokat, illetve magnetitet, titanomagnetitet, ilmenitet, ritka esetben olivint. A zónásság a proximális mintákban gyakori. Az ortopiroxének összetételük alapján ferro-ensztatitok, míg a klinopiroxének Mg-gazdag augitok (Morimoto et al., 1988; 9. ábra). A két piroxéntípus közül az ortopiroxének uralkodnak.

A vizsgált ortopiroxének ensztatit-tartalma 50-75 mol%-os tartományban változik, amin belül a 60-70 mol% ensztatit-tartalom a leggyakoribb (10. ábra). Ezen kívül egy 80-85 mol%-os tartományban is megjelennek kristályok, ami arra utalhat, hogy ezek mafikus magmából alakulhattak ki. Ez az értelmezés összhangban van a plagioklászok összetétele alapján tett következtetéssel.



9. ábra: A vizsgált piroxének nevezéktani besorolása ensztatit (En)-wollasztonit (Wo)-ferroszillit (Fs) komponensek alapján (Morimoto et al., 1988). A mintajelek magyarázata az x. ábrán található.



10. ábra: A vizsgált ortopiroxének ensztatit tartalmának megoszlása mol%-ban, gyakoriság szerint.

6. Következtetések

6.1. Általános összegzés

6.1.1. Következtetések a kitörés jellegére

Vizsgálataimnak egyik fontos célkitűzése az volt, hogy a Tongariro augusztus 6-i kitörése során felszínre került vulkáni hamuanyagból rekonstruálható-e a kitörés mechanizmusa. A hamuszemcsék megjelenése utalhat a robbanásos kitörés okára, azaz freatikus, freatomagmás vagy magmás gázok játszottak-e ebben szerepet. Az előző két esetben a forró magma külső vízzel keveredik, és ez okozza a robbanásos eseményt, az utóbbi esetben pedig a magmában lévő illók kiválása, azaz a buborkékosodás folyamata vezet a robbanásos kitöréshez. A vulkáni hamuszemcsék kizárják a harmadik esetet, tehát a fő kérdés, hogy freatikus vagy freatomagmás volt-e a robbanásos kitörés oka. A kérdés megválaszolása nem csupán egy egyszerű vulkanológiai következtetést jelent. Nagy fontossága van abból a szempontból is, hogy a Tongariro vulkáni működésének jövőbeli kimenetelét megértsük. A Tongariro területe kedvelt kirándulóhely, azaz a lehetséges jövőbeli vulkáni működés előrejelzése kiemelt fontosságú.

Az augusztus 6-i rövid idő alatt lezajló kitörés előtt voltak olyan jelek, amelyek felnyomuló magmára utalhatnak. Ilyenek a megugró számú mikrorengések és a vulkáni gázok (szén-dioxid, kén-dioxid) felszíni koncentrációjának megnövekedése. Mindez azt jelentheti, hogy valóban volt friss magma felnyomulás. A freatikus és freatomagmás kitörés mechanizmusa közötti különbség az, hogy az előbbi esetben a magma nem játszik közvetlen szerepet a robbanásos kitörésben. A robbanást a felszín alatti vizek túlhevülése okozza. A túlhevülés térfogat növekedéssel jár és ez a gyors változás a környező kőzetek szétrobbanását idézheti elő. A második esetben a forró magma és a felszín alatti vizek keveredése okozza a robbanásos kitörést, azaz itt a magmának közvetlen szerep jut a kitörésben. A kérdés tehát az, hogy a vulkáni üledékben találunk-e juvenilis, azaz magmát képviselő hamuszemcsét?

A vulkáni hamuminták kiértékelése során azt tapasztaltuk, hogy nincs különbség a proximális és disztális vulkáni üledékek között. Mindegyik esetben a minták legnagyobb részét szögletes vagy enyhén kerekített közettörmelékek alkotják (~75%). Ezek litoklasztok, azaz nem magmából származó komponensek, hanem a kitörés során keletkezett,

felszakított fragmensek. Az ilyen mennyiségben megjelenő piroklasztok freatikus és freatomagmás kitörés során is felszínre kerülhetnek. A lényeges megfigyelés azonban az, hogy mintegy 30%-ban találtam juvenilis komponenseket a mintákban, ezek fenokristályok és közetüveg-szilánkok. Az előbbiek túlnyomó részt plagioklászok és piroxének, amelyek megtalálhatóak az üvegszilánkokban. A közetüvegek 5%-ban voltak jelen a mintákban. A juvenilis, közös eredetet alátámaszthatja az is, hogy összetételük is hasonló.

A közetüveg-szilánkok esetében fontos megfigyelés, hogy nagy részük karéjos peremű és több-kevesebb hólyagüreget tartalmaznak. Ez általában a magmás robbanásos kitörések során létrejövő piroklasztokra jellemző, azaz buborékos magma szétesésével keletkeznek. Továbbá, a vulkáni üvegek üdék, átalakulás nem figyelhető meg rajtuk, sem hidrotermális hatás. Összességében ezek a jellemzők egyértelműen friss magma részvételére utalnak, azaz a freatomagmás eredetet támasztja alá.

A Tongariro kitörésének vizsgálata azonban nem engedi meg ezt az egyszerűnek tűnő következtetést és ez fontos módszertani kérdést is felvet. A Tongariro történetében ugyanis számos robbanásos kitörés történt, sőt a vulkáni felépítmény közelében további aktív tűzhányók is vannak, mint például a Ruapehu, valamint északra a Taupo vulkáni terület, ahol ez elmúlt néhány százezer évben több tucat hatalmas robbanásos kitörés történt és ezek anyaga nagy területeket takart be. Ez azt jelenti, hogy a Tongariro 2012. augusztus 6-i kitörésének helyén számos olyan, viszonylag újabb kitörés anyaga található, melyek vulkáni hamu rétegei is jelen lehetnek. Egy robbanásos kitörés mobilizálhatja ezeket az idősebb üledékeket, amelyekben változó mennyiségben lehetnek jelen juvenilis szemcsék és ez által a mostani kitörésben tulajdonképpen korábbi kitörések „átöröklött” juvenilis szemcséit láthatjuk viszont. Ebből a szempontból lényeges az a megfigyelés, hogy az üvegszilánkok üdék, azaz nem a Te-Maari kráter alatti ismert hidrotermális mezőből származnak. Amennyiben a robbanásos kitörés a felszín alatti hidrotermás oldatok túlhevülése miatt következett be, akkor elvileg nagyobb mennyiségben várnánk többé-kevésbé átalakult piroklasztot. Amennyiben ez így volt, akkor ezek a juvenilis jellegű törmelékek a felszín közelében lévő rétegekből robbanhattak ki. E kérdés eldöntésében fontos szerepe lehet a juvenilis szemcsék kémiai összetétel adatainak értelmezésének, különösen a korábbi vulkáni üledékekből származó adatokkal való összehasonlításnak.

6.1.2. Következtetések a juvenilis törmelékek eredetére

A fő kérdés, melyet megközelítettünk a vizsgálatok során, az volt, hogy a gyűjtött hamuminták tartalmazznak-e friss kőzetüveget. Ezt megválaszoltuk a vizsgálatok során, ahogy azt a kimérési módszer eredményei is igazolják, a mintákban a friss kőzetüvegek körülbelül 5%-os mennyiségben jelentek meg.

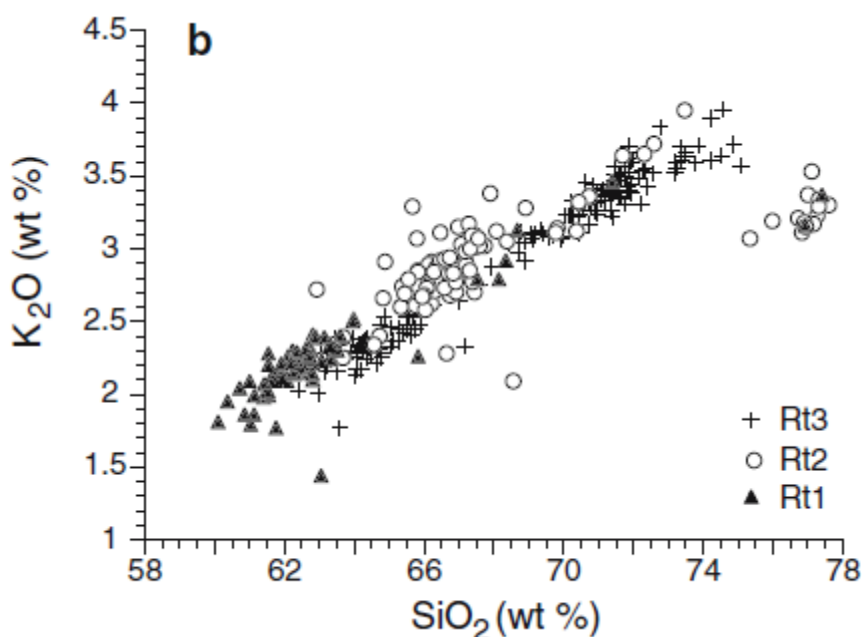
A vulkáni üvegek, amik a proximális és disztális mintákban feltűntek, két lehetséges esetet tükröztek:

- 1) Az első lehetséges elképzelés szerint, olyan freatikus kitörés következett be, amely felszakította a hidrotermális rendszer feletti tefra rétegeket és azok anyaga került felszínre, hamuként, amiben ilyen magas arányban van vulkáni üveg. Ha ezekben a gyűjtött mintákban az üvegek nem juvenilisek, akkor ezen felszakított tefrák üvegeit látjuk.
- 2) A másik lehetséges értelmezés, hogy ezek a hamuszemcsék valóban juvenilisek, azaz a kitörésben szerepet játszó magmát képviselik.

Az előző fejezetben említett megfigyelések mellett még egy fontos észrevételt lehet tenni. Az üvegszilánkok nagy része karéjos peremű, amelyek a magmában lévő egykori gázbuborékok falait képviselik. Ez a megfigyelés a második felvetést támogatja. Amennyiben ugyanis az üvegszilánkok „átöröklött juvenilis” szemcsék lennének, akkor vélhetően nagyobb számban lennének törött szemcsék, amelyeken kevésbé őrződtek meg az eredeti piroklaszt-jellegek. A kérdés eldöntésére összetétel meghatározást végeztünk mind az üvegszilánkok, mind a kristályokra vonatkozóan. A kapott adatokat első körben összehasonlítottuk a korábbi Tongariro kitörések anyagából származó geokémiai adatokkal (Shane et al., 2007).

A vizsgált mintákban lévő kőzetüveg szilánkok uralkodóan káli-jellegű riolitos összetételt mutat. Ezek alapján a Ruapehu vulkán forrását egyértelműen kizártuk, mert ott nem ismert a riolitos magma felszínre kerülése. A Tongariro kitöréseit szintén alapvetően andezites magmák irányították. Elsőként felmerült a Poutu Lapilli lehetősége, mert közel van a Te Maari-kráterhez (Topping és Kohn, 2012). De ezt egyből elvetettük, mivel a riolitos

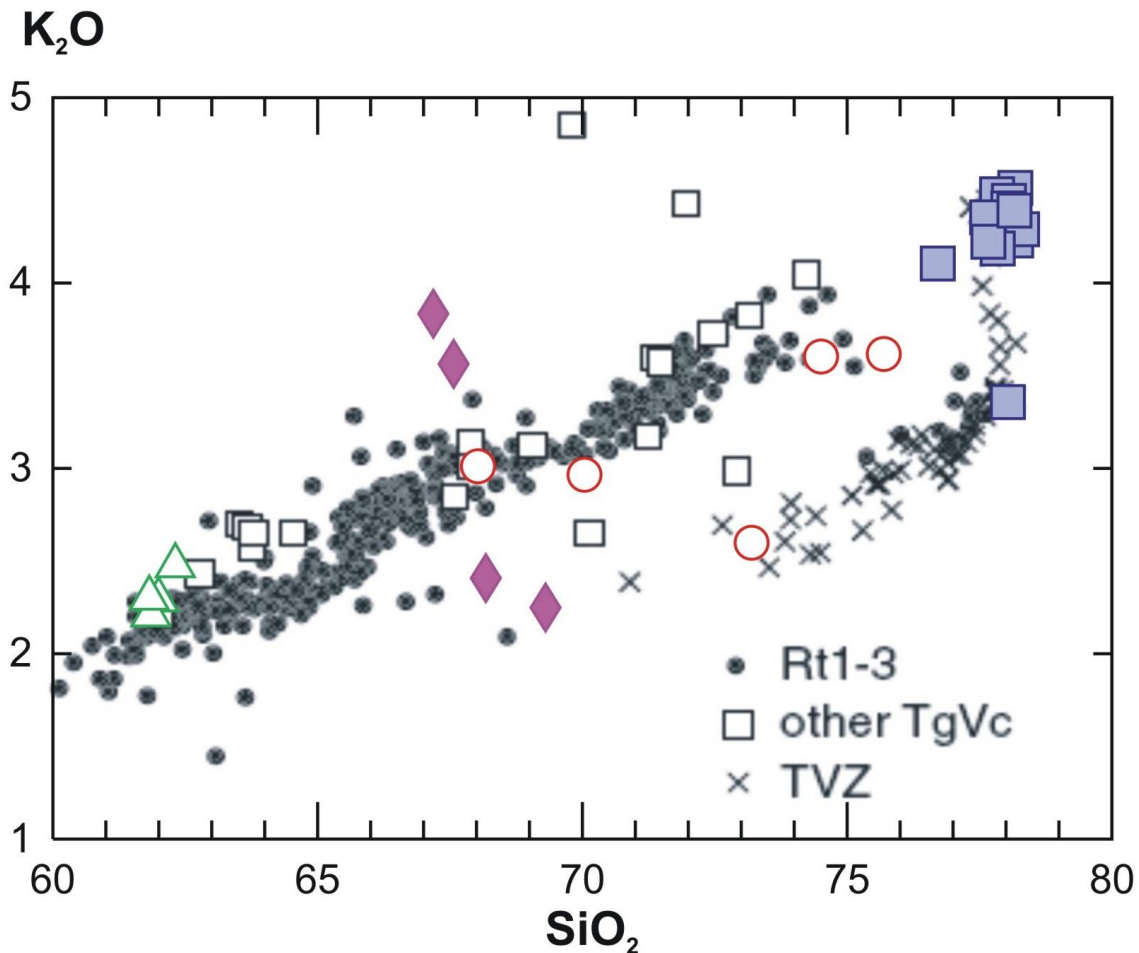
összetételű üvegekből következett, hogy a Poutu Lapilli nem mobilizálhatta a riolitos üvegeinket, mivel az andezites tefra rétegekből áll. Shane et al. (2007) számos korábbi kitörés vulkáni hamuüledékét vizsgálta, és ahogy azt a 11. ábra mutatja az elemzési adatok valóban andezites magma dominanciájára utalnak. A Rotoaira tefra 10-11 ezer éve keletkezett egymást követő több nagy, közel pliniusi kitörések során. A vulkáni üledékeket három csoportra osztják (Rt1, Rt2, Rt3), amelyek üvegelemzése az SiO_2 vs. K_2O diagramon (11. ábra) egy közel lineáris trendet mutatnak.



11. ábra: A Rotoaira tefra közetüveg adatai (Shane et. al, 2007) $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ diagramon.

A Rotoaira Lapilli nevezetű tefra üledékek (melyek idősebbek a Poutu Lapillinél) táblázatával (12. ábra) összehasonlítva az eredményeket, egyezést találtunk. A Rotoaira Lapillit három szegmense bontják (Rt1, Rt2, Rt3) és Shane (2005), munkájában ezeket a rétegeket hasonlította egymáshoz, illetve a TVZ tefra üledékeihez, K_2O és SiO_2 arányok alapján (12. ábra). Az Rt1 tefra túlnyomó részt andezites, az Rt2 alapvetően dácitos, ami mellett egy elkülönülő riolitos csoport is található, míg az Rt3 csoport folyamatos andezit-dácit-riolit összetételű. Shane et al. (2007) diagramjára rávetítettem a saját elemzési adatokat (12. ábra), amiből a következő megfigyelést tehetjük. A domináns riolitos üvegcsoporthoz egyértelműen elkülönül az Rt1-3 tefrák üvegeitől, a nagyobb SiO_2 koncentráció mellett ugyanis nagyobb a K_2O tartalom is. Ezek az üvegcsoporthoz tehát nem származhattak a Rotoaira tefrából, ami

pedig jelen van a Te-Maari területén. Ugyanakkor a kisebb mennyiségben megtalált andezites kőzetüvegek jó hasonlóságot mutatnak az Rt1 kőzetüveg csoportjával, de származhattak az Rt3 tefra rétegeiből is. Kérdés azonban az, hogy amennyiben ez így van, akkor miért nincsenek nagyobb mennyiségben piroklasztok ezekből a rétegekből?



12. ábra: A Tongariro augusztus 6-i kitörésének mintáiból elemzett üvegszilánkok összehasonlítása a Tongariro korábbi nagy robbanásos kitöréseinek üveg adataival (Shane et al., 2007)

Shane et al. (2007) publikációjában a domináns trendtől eltérő Rt1 és Rt3 riolitok vizsgálatára feltűntette a Taupo riolitos tefrák jellemző üvegösszetételeit is. Az általunk vizsgált minták ráesik a Taupo trendre, annak is a káliumban gazdag felső végére. Ez felveti azt, hogy a riolitos üvegszilánkok valamelyik nagy Taupo kitörés üledékéből származhatnak. A kérdés vizsgálatához a saját adatainkat Smith et al. (2005) összefoglaló munkájában közölt adatokkal hasonlítottuk össze. Smith et al. (2005) szinte mindegyik fontosabb Taupo kitörés adatait

összegejtötte és táblázatos formában tette közzé a fontosabb jellemzőket (13. ábra), ezért kiváló lehetőség volt az összevetésre.

	Eruption	Age (^{18}C yr BP)	Age (10^3 cal. yr BP)	Magma volume (km^3)	Crysal content (%)	Quartz	Plag An	Opx En	Hb MgO (wt%)	Cpx En,Wo	Bio MgO (wt%)
Taupo Subgroup	Unit Z	1850	1.8	0.28 [^]	~2-5		X	47-51			
	Unit Y	2150	1.8	~13.4 [^]	~2-5		33-52	45-55		X	
	Unit X	c. 2650 [^]	2.2	0.24 [^]	~2-5		33-40	47-55			
	Unit W	2700	2.75	0.01 [^]	~2-5		X	X			
	Unit V	c. 2750 [^]	2.8	0.24 [^]	~2-5		32-44	46-47			
	Unit U	c. 3000 [^]	2.85	0.06 [^]	~2-5		34-38	46-49			
	Unit T	3300	3.2	0.02 [^]	~2-5		X	X			
	Unit S	3950-5200 [^]	3.55	5.1 [^]	~2-5		37 ^s	45-47	11.6 ^s		
	Unit I to R	5300, 5800 [^]	4.45- 5.95	0.33 [^]	~2-5		X	47-57			
	Unit G & H	c. 6150 [^]	6.05, 6.65	0.21 [^]	~2-5		X	X			
	Unit F	c. 9050 [^]	7.05	0.04 [^]	~2-5		X	X			
	Unit E	c. 9780 [^]	10	1.4 [^]	~2-5		X	45-55		35-36; 42	
	Unit D	c. 9800 [^]	11.4	0.06 [^]	~2-5		33-46	52-56		35-39; 42-43	
	Unit C	9910 $\pm$ 70 ^A	11.41	0.23 [^]	~2-5		X	X		X	
	Unit B	c. 14 200 [^]	11.7	0.42 [^]	~2-5		40-52	46-59	10.9 - 11.4	36-41; 42-43	
	Unit A	c. 15 600 [^]	17	0.01 [^]	~16-20		X	49.00		X	
	Unit Ω	c. 17 200 [^]	18.8	0.03 [^]	~16-20		X			X	
	Unit Ψ	22 590 $\pm$ 230 [^]	20.5	0.02 [^]	~16-20		X	59-65		41; 42	
Okata Subgroup (OSg)	Oruanui		26.5	530	~10-20	X	35-40	43-53	10.8-13.3		
	Pōhīpī	25 080 $\pm$ 230 ^s	27.3	0.5	~10-20	X	20-48	51-55	10.9 - 16.4		8.8 - 10.5
	Okata		29	3	~10-20	X	38-44	50-53	12.2 - 13.4		
	Tahuna		39 ^s	1	~10-20	X	26-38	64-68	11.6 - 13.1		X
	Tihoi		40	3	~10-20	X	24-44	42-47	9.4 - 11.4		X
	Waihora		41	0.5	~10-20	X	26-34	40-62	9.4 - 11.0		9.6 - 10.2
	Orake		42	1	~10-20	X	23-38	41-54	9.7 - 12.4		12.1 - 12.4

13. ábra A Tongariro augusztus 6-i kitörésnek riolitos üvegszilánkjai az aláhúzott Taupo kitörések üvegeivel (Smith et al., 2005) mutatnak hasonlóságot.

A vizsgált minták nagy SiO_2 és K_2O tartalmúak, amihez hasonló csak néhány fordul elő a Taupo adatbázisban (13. ábra). Azonban ezekben az üledékekben jellemző a kvarc és az amfibol is, amit mi viszont nem találtunk a Tongariro mintákban. Továbbá, a plagioklászok és piroxének adatai egyértelműen különböznek a Taupo kitörések üledékeiben lévőktől, ami alapján levonhatjuk a következtetést: a vizsgált mintákban lévő riolitos üvegszilánkok nem származhatnak ismert Taupo kitörés üledékeiből.

Ezek a megfigyelések egyre inkább a második hipotézis elfogadását erősítik. Úgy tűnik, hogy a domináns riolitos üvegszilánkok egyetlen ismert korábbi kitörés anyagával nem mutatnak hasonlóságot. Ezért jogosan vonhatjuk le a következtetést, miszerint ezek valódi

juvenilis törmelékek, azaz a kitörésben szerepet játszó magma anyagát képviselik. Ez viszont azt jelzi, hogy

- A. a Tongariro augusztus 6-i kitörése freatomagmás lehetett. Ezt megerősítheti az is, hogy a tefrák szemcsemérete igen kicsi, azaz hamu tartományban van. Ez erős fragmentációra utal. Továbbá, a fellelhető információk alapján nem volt a freatikus kitörésekre gyakran jellemző nagyobb kőzetblokkok kirepítése.
- B. a kitörésben egy fejlett, riolitos olvadéknak lehetett szerepe, ami vélhetően a sekély magmatározó felső részében kialakult dominánsan olvadékból álló lencsében halmozódott fel.

Ezek a következtetések további fontos utalást jelentenek. Így például azt, hogy a Te-Maari kráter alatt akár nagyobb erejű robbanásos kitörésre hajlamos kőzetolvadék található. Az élő vulkáni rendszert jelzi, hogy a kitörés után is folyamatos gázkiáramlást figyeltek meg. Sőt, a dolgozat írásának befejező szakaszában egy újabb kitörés következett be (2012. november 21-én), ami összhangban van a jelen dolgozat következtetéseivel.

Végül, a kristályok kémiai összetétel elemzése egy további lényeges következtetésre vezetnek, ami további vizsgálatok igényét vetik fel. Ez pedig az, hogy mind a plagioklászok, mint az ortopiroxének esetében találtunk zónás kristályokat, amelyek esetében vagy a kristályok magja vagy a pereme olyan összetételt mutat, ami bazaltos magmából való kiválásra utal. Ez azt jelenti, hogy a magmafejlődésben nagy szerepe lehet az ismétlődő bazaltos magma felnyomásnak és a bazaltos és fejlett dácitos-riolitos magmák keveredésének.

7. Összefoglalás

A dolgozat célja az Új-Zéland Északi-szigetén fekvő Tongariro vulkán 2012.08.06-ai vulkáni hamujának vizsgálata volt. A fő kérdés elsősorban a friss kőzetüvegek jelenlétére irányult. A vizsgálatok során a kérdésre választ találtunk.

A gyűjtött hamumintákban megjelentek a kőzetüvegek, üde kinézettel. Ezek után további kérdések merültek fel, mint például, hogy a vizsgált kőzetüvegek remobilizált tefrarétegekből származnak, vagy a kitörésben közreműködő magma jelenlétét tükrözik? Ezekre választ kerestünk, Shane (2007), illetve Smith (2005) cikkében, a TgVC és TVZ tefrarétegeinek és az azokban megjelenő kőzetüvegek összefoglaló táblázatai alapján. A kimérési módszerrel felállítottunk egy statisztikát, melyek könnyítették a következtetéseket.

A megfigyeléseinkkel azt a konklúziót vontuk le, hogy a mintákban található andezites kőzetüvegek megegyeznek a TgVC Rotoaira Lapilli kőzetüvegeivel, illetve a riolitos kőzetüvegek nem egyeznek egy lehetséges TVZ tefraréteggel sem, a magas K_2O , illetve anortit-ensztatit tartalmuk miatt.

Ezek alapján született egy hipotézis. Ha a riolitos összetételű kőzetüvegek nem a robbanás során felszakított rétegekből származnak, akkor a mélyből kellett, hogy felszínre kerüljenek. Ezt egy olvadék lencse magyarázná, mely a Te Maari-kráter alatt helyezkedik el, riolitos összetételű és a hamumintáinkban látott fragmentumok onnan kell, hogy származzanak.

Ennek bebizonyítására, hogy a jövőben milyen események várhatók, illetve hogy a riolitos üvegek pontosan honnan származnak, további geokémiai, morfológiai vizsgálatok és a riolitos üvegek részletesebb, hosszabb megfigyelései szükségesek.

Köszönetnyilvánítás

Elsőként szeretném megköszönni **Dr. Harangi Szabolcsnak** (ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék), témavezetőmnek, hogy munkám során mindenben segítséget nyújtott és támogatott abban, hogy ez a kutatás megvalósuljon. Továbbiakban szeretném megköszönni **Dr. Németh Károlynak** (Massey Egyetem) a segítségét, a küldött hamu mintákat és az irodalmat, amik nélkül a kutatás nem folyhatott volna. Valamint köszönettel tartozom **Bendő Zsoltnak** (ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék) a laborban nyújtott segítségéért, a műszerek megismertetéséért és kezelésüknek megtanításáért.

Irodalomjegyzék

ALLOWAY, B. V., LARSEN, D., LOWE, D. J., SHANE, P. A. R. & WESTGATE, J. A. (2007): Tephrochronology. – *Elsevier*

ANJA, M., SHANE, J. C., VINCENT, E. N., IAN, E. S. (2010): Unravelling a complex volcanic history from fine-grained, intricate Holocene ash sequences at the Tongariro Volcanic Centre, New Zealand. – *Elsevier*

BRAD, S. (2012): Tongariro Volcano Alert Level. – *Volcano Alert Bulletin*

CLAUDIA, D., ANTONELL, B. & MASSIMO P. (2010): Ahs erupted during normal activity at Stromboli (Aeolian Islands, Italy) raises questions on how feeding system works. – *Short Scientific Communication*

COLE, J. W. (1978): Andesites of the Tongariro Volcanic Centre, North Island, New Zealand. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*

COLE J. W. (1973): High-alumina basalts of Taupo volcanic zone, New Zealand. – *Lithos*

COLE J. W. & NAIRN, I. A. (1975): Catalogue of the Active Volcanoes of the World including Solfatara Fields. – *International Association of Volcanology*

DONOGHUE, S. L., NEALL, V. E. & PALMER, A. S. (1995): Tephrostratigraphic studies at Tongariro Volcanic Centre, New Zealand: An Overview. – *Journal of the Royal Society of New Zealand*

GRANGE, L. I. (1931): Volcanic-ash showers. A geological reconnaissance of volcanic-ash showers of the central part of the North Island. – *New Zealand Journal of Science and Technology*, **12**, p. 228-240.

HEIKEN, G. (1999): An Atlas of Volcanic Ash.

HITCHCOCK, D. W. & COLE, J. W. (2010): Potential impacts of a widespread subplinian andesitic eruption from Tongariro volcano, based on a study of the Poutu Lapilli. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*

HOBDEN, B. J., HOUGHTON B. F., DAVIDSON J. P., WEAVER, S. D. (1999): Small and short-lived magma batches at composite volcanoes: time windows at Tongariro volcano, New Zealand. – *Journal of Geology Society*

HOBDEN, B. J. (1997): Modelling magmatic trend sin time and space: eruptive and magmatic history of the Tongariro Volcanic Complex, New Zealand. – *Ph.D. Thesis, University of Canterbury*

JOHN C., MALCOLM I., CORINNE A. L., HUGH B. (2008): Subsurface structure across the axis of the Tongariro Volcanic Centre, New Zealand. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*

KARÁTSÓN, D. (2011): Vulkanológia I. – *ELTE Eötvös Kiadó*

LOWE, D. J. AND HUNT, J. B. (2001): A summary of terminology used in tephra-related studies. – *Les Dossies de l'Archagéo-Logis*, **1**, p. 17-22.

NAIRN I. A., KOBAYASHI T., NAKAGAWA M. (1998): The ~ 10 ka multiple vent pyroclastic eruption sequence at Tongariro Volcanic Centre, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Part 1. Eruptive processes during regional extension. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **86**, p. 19-44.

NÉMETH K., (2012): Ha egy vándorló vulkán megmoccan. – *Élet és Tudomány*, **34**, p. 1062-1065.

SHANE, P., DOYLE L. R. & NAIRN I. A. (2007): Heterogeneous andesite-dacite ejecta in 26-16.6 ka pyroclastic deposits of Tongariro Volcano, New Zealand: the product of multiple magma-mixing events. – *Bull Volcanol*

SIEBERT L. & SIMKIN T. (2000): Earth's volcanoes and eruption: an overview. – *Encyclopaedia of volcanoes*, p. 249-261.

SMITH V. C., SHANE P., NAIRN I. A. (2005): Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy, and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic centres, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **148**, p. 372-406

STIPP, J. J. (1968): The geochronology and petrogenesis of the Cenozoic volcanics of the North Island, New Zealand. – *Ph. D. Thesis, Australian National University*

TOPPING, W. W. & KOHN B. P. (2012): Rhyolitic tephra marker beds in the Tongariro area, North Island, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*

TOPPING W. W. (1973): Tephrostratigraphy and chronology of Late Quaternary eruptions from the Tongariro volcanic centre, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*

URAGAMI, K., YAMADA, S., AND NAGAMURA, Y. (1933): Studies on the volcanic ashes in Hokkaido. – *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **1**, p. 79-90.

VICTORIA C. S., SMITH P., NAIRN I. A. (2005): Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy, and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic centres, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*

Internetes hivatkozások:

- www.gns.cri.nz (A GNS Science Tongariro Készültségi Szint jelentéseket az alábbiak szerint hivatkoztam meg: Scott, 2012/01-03.)