

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
FÖLDRAJZ- ÉS FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET
TERMÉSZETFÖLDRAJZI TANSZÉK

**Az andornaktályai piroklasztit sorozat – a kitörési folyamatok
rekonstrukciója és korreláció más képződményekkel**

OTDK dolgozat

Készítette:

Krasznai Márton János

Geográfia mesterszak

Geoinformatika specializáció

Témavezető:

Dr. Biró Tamás

egyetemi adjunktus

ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék

Társ-témavezető:

Hencz Mátyás

tudományos munkatárs

Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

Budapest

2022

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Geodinamikai és geológiai háttér	4
2.1 Kárpát-Pannon térség paleogén-neogén geodinamikája és magmatizmusa	4
2.2 A miocén vulkanizmus nyomai Észak-Magyarországon, különös tekintettel a Bükkaljára	5
3. Alkalmazott módszerek	9
3.1 Terepi módszerek	10
3.2 Granulometria és komponens-elemzés	11
4. Eredmények.....	13
4.1 Terepi leírások	13
4.1.1. A teljes rétegsor.....	13
4.1.2. I. egység.....	14
4.1.3. II. egység.....	15
4.1.4. III. egység	16
4.1.5. IV. egység	17
4.2. Az elkülönített litofációsek jellemzői.....	22
4.3 Granulometriai eredmények	22
4.4 Komponenselemzés.....	24
5. Diszkusszió.....	25
5.1) Genetikai interpretáció: kapcsolat a litofációsek és a kialakító vulkáni folyamat között.....	25
5.2) A Bükkalja piroklasztit sorozatát létrehozó fő folyamatok.....	28
5.3) Az elkülönített litofációsek genetikai interpretációi és az andornaktályai Rózsa utca rétegsorának értelmezése	29
5.4) A IV. egységet létrehozó kitörési eseménysorozat.....	32
5.5 Összehasonlítás nemzetközi szinten.....	33
5.6) A IV. egység korrelációja és beillesztés a Bükkalja piroklasztit-sorozatába	34
6. Kitekintés, további kutatási lehetőségek.....	38
7. Összefoglalás.....	39
8. Köszönetnyilvánítás	40
9. Irodalomjegyzék.....	41

1. Bevezetés

A szilíciumgazdag robbanásos vulkanizmus mind hazánkban, mind nemzetközileg egy jelenleg is - több szempontból - intenzíven kutatott jelenségkör. Az elmúlt években számos nemzetközi szintű publikáció látott ilyen témakörben napvilágot, többek között a Kárpát-medencéből is (például LUKÁCS, R. et al. 2018; BIRÓ, T. et al. 2020; HENCZ, M. et al. 2021). Hazánkban nagy térfogatú, akár több százezer km² területet befedő egyedi kitörési eseményekkel jellemezhető robbanásos vulkáni működés zajlott a miocénben (SZAKÁCS, A. et al. 1998, LUKÁCS, R. et al. 2018). Ezek a vulkáni üledékek Észak-Magyarországon nagy területen rakódtak le, emiatt pontos megismerésük után fontos markerszintek lehetnek és lehetővé tehetik egymástól térben elválasztott, de egykorú üledékes medencék rétegtani összekapcsolását (pl. LUKÁCS, R. et al. 2021).

A keletkezett piroklasztit-sorozatnak a legnagyobb és legjobb megtartású kibukkanásai a Bükkalján találhatóak (SZAKÁCS, A. et al. 1998). Ezen vulkanizmus termékei vulkanológiai szempontból ritkán értékelték korszerűen (kivétel például SZAKÁCS, A. et al. 1998; LUKÁCS, R. et al. 2015; HENCZ, M. et al. 2021), és ugyan a Bükkalja továbbra is aktívan kutatott, ismereteink a területről még mindig mozaikosak. Kutatómunkám során a Bükkalja piroklasztit-sorozatáról és az azt kialakító tűzhányótevékenység sajátosságairól rendelkezésre álló ismeretanyagot szeretném bővíteni azáltal, hogy vulkanosedimentológiai szempontból megvizsgálom az andornaktályai Rózsa utcai pincesor piroklasztit-sorozatát és következtetéseket vonok le az azt kialakító tűzhányótevékenység jellemzőire vonatkozóan, majd kísérletet teszek az általam vizsgált kibukkanás közeteinek beillesztésére a Bükkalja területének mind tudomány-történeti mind modern rétegtani felosztásába. A dolgozatom végén külön fejezetben kitérek a kutatómunka után továbbra is fennálló – vagy közben felmerülő új – kérdések megválaszolásának és a fennmaradó bizonytalanságok feloldásának lehetőségeire, további kutatási irányok megjelölésével.

2. Geodinamikai és geológiai háttér

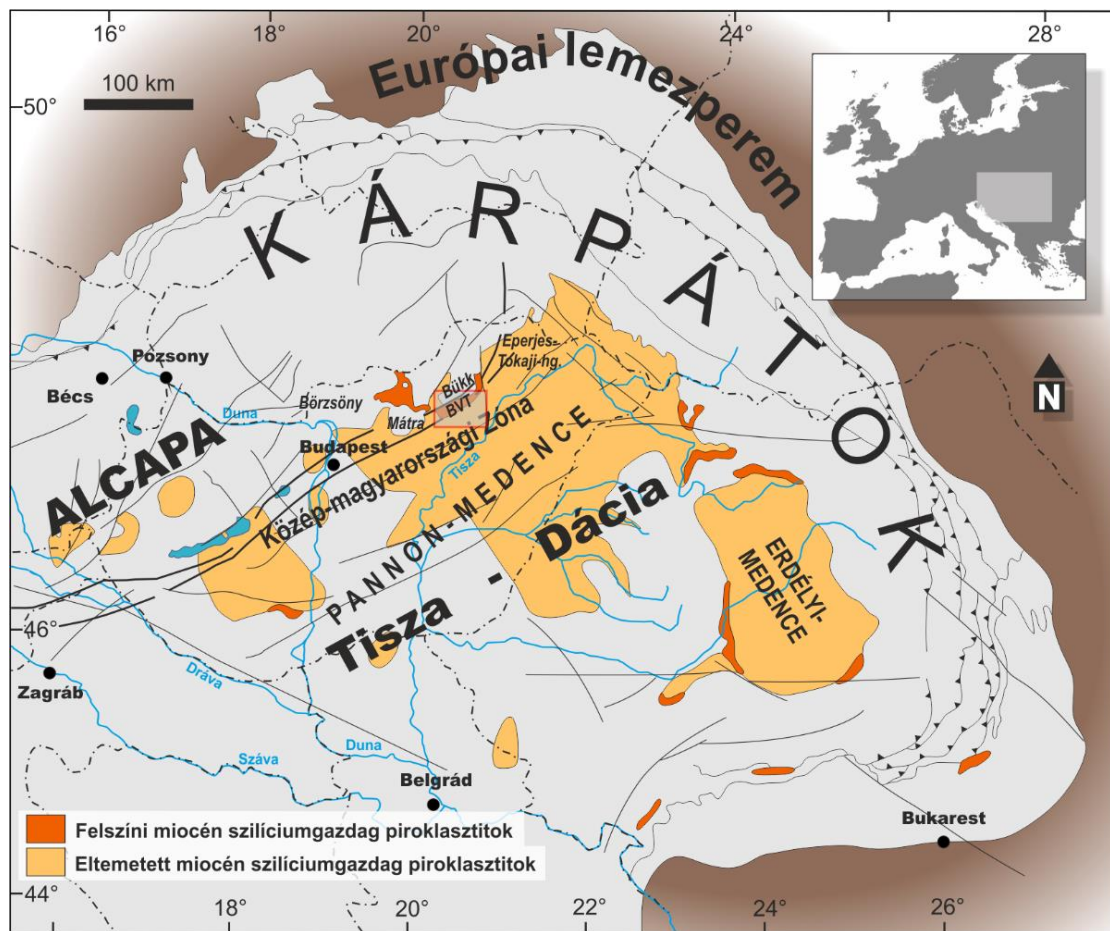
2.1 Kárpát-Pannon térség paleogén-neogén geodinamikája és magmatizmusa

Az Alpok-Kárpát-Pannon (továbbiakban ALCAPA) mikrolemez az oligocén végén, a miocén elején került jelenlegi helyére, a Kárpát-Pannon térségbe, délnyugat felől. Az Afrikai lemez okozta északkeleti irányú mozgását (ún. „kiszökését”) az óramutató járásával ellentétes irányú (CCW) forgás is kísérte (MÁRTON E. 1997). Ez lehetőséget teremtett arra, hogy a szilíciumgazdag miocén vulkanizmus kőzeteit létrehozó magma szubdukció és extenzió hatására létrejöhessen (SZAKÁCS S. 1997). Az óceáni lemez szubdukciója során az alábukó kőzetlemez elsősorban víz és egyéb könnyenilló tartalma 80-100 km mélységből elkezdi felfele áramlani, ezzel átítatva a felette lévő köpenyrészt (köpenyék), melynek így az olvadáspontja jelentősen lecsökken, így lehetőség nyílik magmaképződésre (KARÁTSZON D. 1998). A köpenyék (az olvadás színtere) és a felett elhelyezkedő kéreg extenziós hatásra elvékonyodott és részlegesen megolvadt, mégpedig úgy, hogy először az magasabb olvadáspontú ásványok különültek el, emiatt a Bowen-féle kiválási sorozatnak megfelelően, magas szilícium-tartalmú, dácitos-riolitos olvadék jött létre (HARANGI SZ., LUKÁCS R. 2019). A nagy mennyiségű olvadékok létrehozó, alábukási esemény által gazdagított úgynevezett illó és inkompatibilis nyomelemekben (azon elemek, melyek elsőként lépnek ki az szilárd fázisból az olvadék fázisba, például bárium, tórium, urán (HARANGI SZ. 1997)) gazdagított köpenyék keletkezésének tér- és időbelisége az ALCAPA esetében napjainkban is vitatott: SEGHEDI, I. et al. (2004) szerint ezt egy miocén szubdukciós esemény alakította ki, amely során az ALCAPA alá a „kiszökés” fázisában alábukott egy vékony kontinentális vagy óceáni lemezdarab, amely a mai Kárpát-medence belsejében helyezkedett el. Újabb elméletek szerint azonban már egy földtörténeti szempontból korábbi (Vardar vagy Magura óceáni lemez) szubdukciója hozta létre azt (KOVÁCS, I., SZABÓ, CS. 2008). A Kárpát-medence szerkezetének kialakulása során az ALCAPA és a Tisza-Dácia mikrolemezek keleties mozgása és forgása miatt (MÁRTON, E., MÁRTON, P. 1996) az ALCAPA mikrolemez belső területein extenziós feszültségtér épült fel, ennek következményeként a kéreg elvékonyodott, így az asztenoszféra felemelkedhetett sekélyebb mélységbe (CSONTOS, L. et al. 1992). Az itt uralkodó alacsonyabb nyomás és

az illógazdag (refertilizált) litoszférikus köpeny jelenléte a mikrolemezek alatt olvadékképződéshez vezetett. Az így létrejött kőzetolvadék az ALCAPA forgása során kialakult vetőrendszerek mentén tudott a felszínre kerülni a fő szerkezeti zónák mentén (CSONTOS, L. et al. 1992; KOVÁCS, I., SZABÓ, CS. 2008).

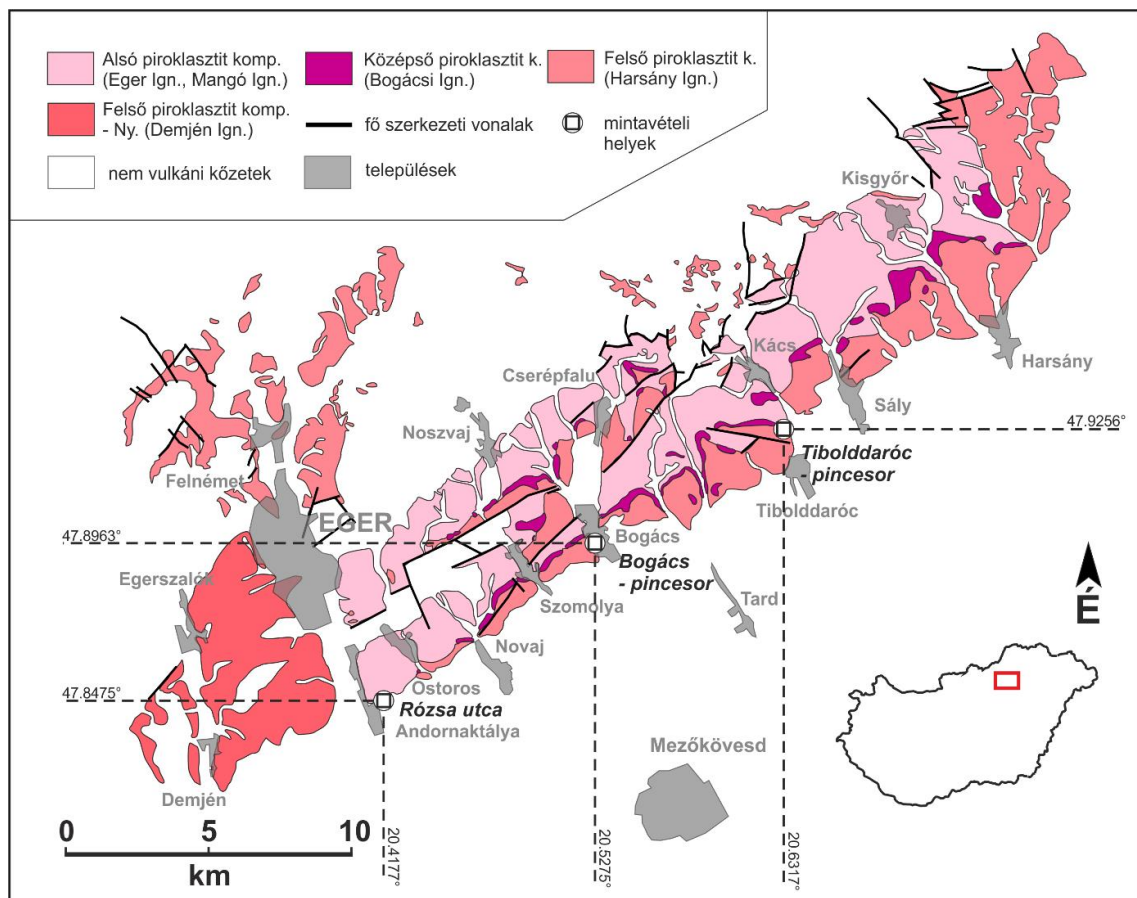
2.2 A miocén vulkanizmus nyomai Észak-Magyarországon, különös tekintettel a Bükkaljára

A Kárpát–Pannon térség harmad- és negyedidőszaki vulkáni működését geodinamikai meghatározottság és kőzettani tulajdonságai alapján korábban három (SZABÓ, CS. et al. 1992), ma már azonban – a részletesebb vizsgálatok eredményei alapján - négy nagyobb csoportba sorolják (HARANGI, SZ. 2001; HARANGI SZ., LUKÁCS R. 2019). Ezek rendre a 1) miocén, szilíciumgazdag vulkanizmus 2) miocén, mészkáli intermedier vulkanizmus 3) késő miocén és pliocén alkáli bazaltos vulkanizmus és 4) magas káliumtartalmú vulkanizmus (14-16 Ma és <2 Ma) (Million age, nemzetközileg használt, millió év rövidítése) kategóriáját jelentik. A legnagyobb térfogatúak (~4400 km³, LUKÁCS, R. et al. 2018) és térbeli kiterjedésűek (>50.000km², LUKÁCS, R. et al. 2018) a miocén korú szilíciumgazdag robbanásos vulkanizmus kőzetei (HARANGI SZ., LUKÁCS R. 2019), melyek oligocén tengeri rétegekre vagy alsó miocén szárazföldi és sekélytengeri képződményekre települtek (SCHRÉTER Z. 1939). Ezeknek nyomai (1. ábra) elszórtan, mozaikosan kibukkanva megtalálhatóak hazánk (PANTÓ, G. et al. 1962; SZAKÁCS, A. et al. 1998) és a Kárpát-Pannon térség számos pontján (SZAKÁCS, A. et al. 2018). A felszíni előfordulások mellett fúrásokból is ismertek ilyen korú, eltemetett piroklasztit-összletek (pl. LUKÁCS R. et al. 2010), melyek több 10 vagy 100 méter vastagságúak is lehetnek, a Vatta-Maklári árokban azonban a 750 méteres vastagságot is eléri (SZAKÁCS, A. et al. 1998). Ezen piroklasztit-sorozatok legjobb megtartású, legnagyobb tömegű és legkönnyebben vizsgálható (azaz felszínen lévő) kibukkanásaival a Bükk déli előterében, az ún. Bükkalja területén találkozhatunk.



1. ábra A Kárpát-medencében ismert miocén szilíciumgazdag piroklasztit-előfordulások. (HENCZ, M. et al. 2021 alapján módosítva). A vörös téglalap a 2. ábrán bemutatott területet, azaz a Bükkalját határolja.

Ezeket a nagy területi kiterjedésű és térfogatú szilíciumgazdag piroklasztitokat – melyek régebbi munkák szerint 8 millió évet (SZAKÁCS, A. et al. 1998), legújabb kutatások szerint viszont csupán közel 4 millió évet fognak át (LUKÁCS, R. et al. 2018) - NOSZKY J. (1926) alapján három egységbe sorolták (2. ábra). Ezek nevezetesen az alsó, középső és felső riolittufa neveket kapták - majd később ezeket abszolút kormérési adatok (MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z. 1998) és paleomágneses rotációk (MÁRTON, E., MÁRTON, P. 1996) alapján is elkülönítették Gyulakeszi Riolittufa, Tari Dácittufa és Galgavölgyi Riolittufa Formáció néven.



2. ábra A Bükkalja vulkanológiai térképe, ezen munka (Andornaktálya) és BIRÓ, T. et al. 2020 mintavételi helyeinek (Bogács és Tibolddaróc) feltüntetésével. (CSERI Z. 2017 alapján módosított térkép.)

A miocén korú észak-magyarországi piroklasztitok nevezékutára az elmúlt évtizedekben több javaslat is született. Az alsó tufa, vagy Gyulakeszi Riolituffa Formáció K–Ar adatok alapján 21–18,5 millió éves, a középső tufa vagy Tari Dácituffa Formáció 15,5–16 millió éves és a legfiatalabb, a felső tufa, vagy Galgavölgyi Riolituffa Formáció 14,5–13,5 millió éves (SZAKÁCS, A. et al., 1998). A legalsó piroklasztit komplexum paleomágneses rotációja $\sim 80^\circ$ az óramutató járásával ellentétesen (a továbbiakban CCW), a középső komplexumé 30° az óramutató járásával ellentétesen CCW, míg a legfelső réteg nem mutat paleomágneses rotációt (MÁRTON, E, MÁRTON, P. 1996). A kezdeti feltételezésekkel (BALOGH K. 1964) ellentétben lávakőzetek nincsenek a területen, ezek valójában erősen összesült ignimbritok. CAPACCIONI, B. et al. (1995) szerint a Bükkalján megjelenő vulkáni kőzetek nagyrészt horzsakőben gazdag, különböző szintű összesülést mutató ignimbritok, amik általában nem tufakőzetként, hanem lapillitufaként jelennek meg. Ezek mellett kisebb mértékben találhatóak hullott

piroklasztitok valamint az elsődleges piroklaszt üledékek áthalmozásából keletkezett epiklasztitok is. A Bükkalján található ignimbritek jól korrelálhatóak a Kárpát-Pannon térségben máshonnan is ismert alsó, középső és felső tufa egységekkel biotit és teljes közet K–Ar korok alapján (MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z. 1998). SZAKÁCS, A. et al. (1998) szerint az alsó komplexum biotitgazdag, riolitos pliniuszi szórt üledékekből, összesült és nem összesült ignimbritekből, freatomagmás üledékekből, valamint áthalmozott hamuüledékekből áll. A középső komplexum riolitos-andezites, salakos, horzsaköves piroklaszt üledékekből áll, melyek sok piroxént tartalmaznak. Összesült és nem összesült ignimbritek, freatomagmás és áthalmozott hamuüledékek jellemzik. A legfiatalabb, felső szintet egy vastag, nem összesült ignimbrit dominálja, mely megjelenésében nagyon hasonlít az alsó szinthez, de K–Ar adatok alapján könnyen megkülönböztethetőek. A területen zajlott újabb, részletesebb kutatások azonban kimutatták (LUKÁCS, R. et al. 2018; BIRÓ, T. et al. 2020), hogy egy-egy ilyen – korábban definiált - szintbe (alsó-, középső-, felső szint) tartozó vulkáni képződmények ugyan közel egy időben, és egy helyen rakódtak le, mégsem egy kitörési központból származnak, emiatt újabban ezekre az egységekre, mint piroklasztit-komplexumokra szoktak hivatkozni. Ezen új ismeretekre alapszik a LUKÁCS, R. et al (2018) által javasolt új rétegtani beosztás, mely már nagy térfogatú ignimbriteket létrehozó kitörési eseményekhez/fázisokhoz köti az egyes egységek elkülönítését (1. táblázat). Mindezek mellett a korábbi elméleteket, miszerint számos freatomagmás kitörés is történt a Bükkalja tágabb térségében, nyomot hagyva annak rétegsorában (SZAKÁCS, A. et al. 1998), a modern, kitörési esemény-szemléletű kutatómunkák (BIRÓ, T. et al. 2020; HENCZ, M. et al. 2021) igazolni látszanak. A kitörési központok kijelöléséhez, valamint az itt lezajlott vulkáni események jobb megértéséhez azonban további vizsgálatok szükségesek, hiszen sok kibukkanás a modern fizikai vulkanológia eszköztárával nem, vagy csak részben vizsgált. Mindezek miatt a vulkáni működés változatosságának mértéke a területen még nem teljesen ismert, valamint sokszor az adott kitörési események oldalirányú kiterjedései és fáciesváltozásai sem dokumentáltak megfelelően, amelyek a kvantitatív kitörési központ meghatározás alapfeltételei (HENCZ, M. et al. 2021).

1. táblázat: A bükkaljai vulkáni kőzetek rétegtani tagolása korábbi tanulmányok alapján. A táblázat HENCZ, M. et al. 2021 alapján készült

MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z. 1998 paleomágneses rotáció, K-Ar kor	SZAKÁCS, A. et al. 1998 terepi megfigyelések és fő litológiai tulajdonságok	LUKÁCS, R. et al. 2018 cirkon U-Pb kor és cirkon geokémia
<i>Felső Piroklasztit Komplexum</i> 0° 13,5-14,5 Ma	<i>Upper Tuff Complex (UTC)</i> áthalmazott tefra, freatomagmás üledékek, nem összesült ignimbritek	<i>Harsány ignimbrit egység</i> 14,358±0,015 Ma <i>Tibolddaróc egység</i> 14,7±0,2 Ma <i>Demjén ignimbrit egység</i> 14,880±0,014 Ma
<i>Középső Piroklasztit Komplexum</i> 30° 16-17,5 Ma	<i>Upper Middle Tuff Complex (UMTC)</i> obszidián fiammékban gazdag összesült ignimbritek, vöröses, sötét szürke nem összesült, kevert horzsakő-salak ignimbritek, akkréciós lapilli- tartalmú freatomagmás üledékek) <i>Lower Middle Tuff Complex (LMTC)</i> összesült vörös ignimbritek, freatomagmás üledékek	<i>Td-J egység</i> 16,2±0,3 Ma <i>Bogács egység</i> 16,816±0,059 Ma
<i>Alsó Piroklasztit Komplexum</i> 80-90° 18,5-21 Ma	<i>Upper Lower Tuff Complex (ULTC)</i> áthalmazott tufák, horzsakőgazdag szórt üledék, freatomagmás szórt piroklaszt üledék, nem összesült ignimbritek, összesült ignimbritek) <i>Lower Tuff Complex (LLTC)</i> nem összesült ignimbritek vörös konglomerátumok közé települve	<i>Mangó ignimbrit egység</i> 17,055±0,024 Ma <i>Eger ignimbrit egység</i> 17,5±0,3 Ma <i>Csv-2 egység</i> 18,2±0,3 Ma

3. Alkalmazott módszerek

Az andornaktályai piroklasztit-sorozat minél teljesebb körű vulkanológiai értelmezésének érdekében terepi leírásokat, valamint laboratóriumi vizsgálatokat is

végeztem. A terepen a rétegsor megismerésén és dokumentálásán túl mintagyűjtés is történt a későbbi granulometriai- és komponens-elemzéshez, amelyeket a IV. egység rétegzett anyagán (IV/A) végeztem.

3.1 Terepi módszerek

A munka során a feltárások alapvető megismerése és fizikai vulkanológiai vizsgálata volt az első lépés. Olyan terepen dokumentálható vulkanosedimentológiai tulajdonságok megállapítása volt a cél, mint az egyes rétegek vastagsága, osztályozottsága, gradációja, színe, alsó és felső kontaktusának típusa. A teljes rétegsor öt feltárásból állt össze, melyek egy ~200 m sugarú körön belül találhatóak, köztük valamennyi hiátussal, melyek anyagai a területet körbejárva sehol sem bukkannak ki a közelben. Az egyes feltárások helyzetét okostelefonba épített GPS segítségével vettem fel (GPS Test alkalmazás – Android), később pedig a Google Earth Pro programban ellenőriztem az adatok helyességét. Az andornaktályai Rózsa utca feltárásai a relatíve puha kőzetanyagba vájt pincék miatt jól, nagy felületen vizsgálhatóak. A legtöbb pincének a külső fala nem burkolt, csupán valamilyen ajtó nehezíti a kőzetanyag vizsgálatát. Vannak félkész állapotban hagyott, ajtó nélküli üregek is, de sajnos vannak teljesen burkolt, elzárt pincék is, melyek anyagát így nem tudtam megismerni. A legtöbb esetben 3-4 méteres összefüggő magasságban voltak vizsgálhatóak a feltárások, de volt, ahol 6 méter körüli magasságú falon láthatóak a vulkáni kőzetek. Oldalirányú kiterjedésük eléggé változatos volt, a kisebb magasságokhoz rendszerint kisebb szélesség is társult, jellemzően 2-3 méter, de voltak duplaajtós pincék, sőt egész pincesorok is, ahol akár a 10 métert is meghaladta a kőzetanyag felszínre bukkanásának szélessége. A feltárások magasságát vagy a recens talaj, vagy pedig a pince teteje korlátozta, de általában így is volt legalább 4-6 m² érdeemben vizsgálható felület. Az alapvető szemrevételezés után a feltárások kőzetanyagának külső kérgét kalapáccsal leütve friss törésfelületen kerültek megállapításra a további tulajdonságok úgy, mint szín, rétegzettség, osztályozottság, átlagos szemcsenagyság, valamint kapcsolat az egyes rétegek, rétegtani egységek között, majd megmértem mind az egyes rétegek, mind a teljes feltárások vastagságát. Már a helyszínen igyekeztem a szemmel látható komponenseket meghatározni, illetve egyéb, a kitörés menetére utaló jelzőket keresni (például akkréciós

lapilli, gázszegregációs csatornák vagy növénymaradványok jelenléte). A legtöbb feltárás anyagából (a friss törésfelületből) mintát vettem a további vizsgálatok érdekében. Ezek után a feltárás környezetének vizsgálata következett, annak érdekében, hogy a vizsgált feltárások topográfiai helyzete megismerhető legyen. Az egyes feltárásokról, valamint a mintavételek pontos helyéről fényképes dokumentáció is készült.

3.2 Granulometria és komponens-elemzés

Az alapvető terepi vizsgálatok során lehatárolt rétegek közül hétből a granulometriai vizsgálatok érdekében mintát vettem. A mintavétel előtt a kőzetanyag külső kérgét kalapáccsal leütöttem, és friss törésfelületű anyagból gyűjtöttem mintánként körülbelül 0.5-1 kg anyagot. A mintavétel során igyekeztem kalapáccsal egy nagyobb darabot egyben kivenni és azt minél kevésbé morzsolni, ahol pedig nagyon laza volt a kőzetanyag, és szétesés nélkül nem sikerül kivenni belőle, ott pedig kézzel, illetve a mintagyűjtő zacskó alátartásával próbáltam minden szemcsét felfogni annak érdekében, hogy az eredeti szemcseméret eloszlást a lehető legkisebb mértékben befolyásolja a mintavételezés. Ez a munka a vizsgált feltárások közül a rétegtanilag legfelső egységbe (IV.) sorolhatóak kőzetanyagaival foglalkozik részletesen, granulometriai és komponenselemzést pedig az alsó (IV/A) alegységen végeztem. Az IV/A alegységet a terepen megjelenés alapján 17 rétegbe tudtam besorolni, melyet alulról egy őstalaj, felülről pedig egy ignimbrit zárt közre. A minták szemcseméret-eloszlásának meghatározása száraz szitálással és lézerdiffrakciós elemzéssel történt.

A minták diszpergálására és száraz szitálására az ELTE TTK, FFI Geomorfológiai laboratóriumában került sor az alábbiak szerint: A mintákat kézzel szétmorzsoltam, majd két órán át 75 °C hőmérsékleten szárítószekrényben kiszáritottam, ezután újra kézi morzsolás következett, majd a további vizsgálatokig exszikkátorban voltak tárolva, annak érdekében, hogy a kőzetanyag – különösen a finomabb szemcseméret-frakciók – ne tapadjon bele a szitába. Mivel a kőzetanyag kevésbé volt mállott és cementált, ezért kézi erő hatására is könnyedén komponenseire bontható volt, így más előkészítő folyamatra, amely érdemben befolyásolta volna az eredeti szemcseméret-eloszlást (például törőgéppel való törés), nem volt szükség. Morzsolás során ügyeltem arra (amennyire lehetséges) hogy egyes komponenseket ne törjek szét, és csak az aggregátumokat szedjem

elemeire. Ezután, egy 8000-4000-2000-500-250-125-63 mikrométer átmérőjű szitákból álló szitasoron keresztül, száraz szitálással a különböző szemcseméret frakciókat szétválasztottam, és lemértem a tömegüket. A szitálás során kézi erőt és szita-rázó gépet is használtam, az egyes minták leszitálása körülbelül 30 percet vett igénybe. Az így leválogatott – különböző mérettartományú - anyagok tömegét ezután analitikai mérlegen lemértem, majd az egyes tartományokat szeparálva tettem el a későbbi könnyű vizsgálhatóság érdekében.

A 63 mikrométeres szitán áthullott frakción lézeres szemcseelemzés történt az ELKH CSFK FI-ben, mely segítségével egészen 10ϕ ($\phi = -\log_2 d$, ahol d = szemcseátmérő; 1 mikrométer) szemcseméret-tartományig kaptam adatokat a legkisebb frakciók térfogatarányáról. Az elemzés Malvern Mastersizer 3000 készülékkel történt. A mérések során az egyes frakciók térfogatarányát a Mie-teória szerint, a kvarc törésmutatóját használva számítottam ki. Egy tesztmérést végeztünk vulkáni üveg törésmutatójával is, de a különbség elhanyagolhatónak bizonyult. A mérés a következőképp történt: kúpos falkoncsőbe néhány gramm mintához desztillált víz adagolásával emulzió készült, melyekben a maradék aggregátumokat a gép ultrahang segítségével komponenseire szedte. Minden mintán egymást követően 7 mérés történt, és az aggregátumképződés elkerülése érdekében minden mérés előtt ultrahangos kezelést is végeztünk. Az így kapott 7 eredmény számtani átlagát vettem alapul. A második ultrahangos kezelés után a mérések eredményei között minimális volt a különbség. Fontos megjegyezni, hogy a szitálás során tömeget mértem, így a szitált mérettartományoknál (-3 és 3ϕ között) tömegarányt kaptam eredményül, a lézeres szemcseelemzés során nyert adatok azonban (a mérés technológiájából adódóan) térfogatarányban fejezi ki az egyes szemcseméret-tartományok egymáshoz való viszonyát. A két eltérő adatforrás között EYCHENNE, J., PENNEC, J-L. (2012) tanulmánya alapján tudtam párhuzamot vonni. Méréseiben hullott vulkáni anyagok sűrűségét vizsgálta különböző mérettartományokban, és arra az eredményre jutott, hogy 1.5ϕ -nél finomabb mérettartományokban az ilyen anyagok sűrűsége közel állandó ($\sim 2.6 \text{ g/cm}^3$). Feltételezve, hogy az andornaktályai anyag sűrűség-arányai ehhez hasonlóak (azaz a 63 mikrométer alatti tartományokban homogén a sűrűség), a lézeres szemcseelemzésből

kapott adatsor alapján osztottam el a 63 mikrométer alatti frakció mért tömegét 1 ϕ méretű tartományokba.

A 250-500, 500-1000 és 1000-2000 mikrométeres tartományokban binokuláris fénymikroszkóppal komponenselemzést is végeztem, 100-110 szemcsét alapul véve, az ELTE TTK, FFI Geomorfológiai laboratóriumában. Itt külön ügyeltem arra, hogy az egyes szemcsetartományokra szétbontott mintát felkeverjem, és úgy tegyek ki a mintatálcára anyagot, hogy a szállítás és tárolás során történő esetlegesen kialakuló rétegződést minél jobban el lehessen kerülni.

A 17 réteg közül 7 rétegből vettem mintát, ezek közül három mintán végeztem komponens-elemzést. A szitálást és az egyes mérettartományok tömegének lemérését minden mintán elvégeztem. A munkám során végül csupán 6 réteg adatsorát használtam fel, mivel a IV/17-es rétegről nem készült lézerdiffrakciós mérés.

A szitálás és lézeres szemcseelemzés eredményeként előállt adatok statisztikai jellemzését INMAN, D.L. (1952) átlagos átmérő (Md ϕ) és osztályozottság (szórás) ($\sigma\phi$) paramétereinek kiszámításával végeztem, az alábbiak szerint:

$$Md\phi = \phi_{50}$$

$$= \sigma\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2},$$

ahol ϕ_{50} , ϕ_{16} és ϕ_{84} azokat a ϕ -ben megadott szemcseméreteket jelölik, amelynél a teljes anyag 50, 16 vagy 84 százaléka kisebb ($\phi = -\log_2 d$, ahol d = szemcseátmérő).

4. Eredmények

4.1 Terepi leírások

4.1.1. A teljes rétegsor

Az andornaktályai Rózsa utca végén található pincesor piroklasztit-kibukkanásai egy körülbelül 20 méter vastagságú rétegsort (7. ábra) alkotnak. Az útbevágások, pincék és a jelenlegi domborzati viszonyok miatt különböző rétegtani helyzetben lévő kőzetkibukkanás anyaga vizsgálható a területen, amelyből felvázolható a rétegsor. A kutatómunka során valamennyi ismert feltárást felkerestem a környéken, ám végül hét helyszín kőzetanyagával foglalkoztam részletesebben, ugyanis sok esetben – például

pincék elzártasága vagy homlokzatuk burkolása miatt – nem, vagy nagyon kis felületen volt csak vizsgálható a kőzet. Ezek miatt, valamint a jelenlegi domborzat lefutása, illetve a recens talajtakaró miatt az egyes kibukkanások kontaktusai nem bukkannak ki a felszínen, a köztük lévő hiátusok (ismeretlen részek) miatt ezek anyagait nem lehet közvetlenül egymáshoz kötni, így tehát a rétegsor teljes vastagsága sem határozható meg. A hét feltárás anyagait négy egységbe tudtam besorolni. Az alábbiakban az alsó három egység (I., II., III.) kőzetanyagát mutatom be vázlatosan, valamint a IV. egységet részletesebben is.

4.1.2. I. egység

A rétegtanilag legalsó egység két pince bejáratában is megtalálható. Az egyikben körülbelül 3, a másikban 4 méter vastagságban. A kibukkanás aljában, ismeretlen alsó kontaktussal egy legalább 4 méter vastagságú, rétegzetlen, rosszul osztályozott lapillitufa található, benne horzsakő-blokkokkal (3. ábra). A horzsakövek mérete a réteg teteje fele növekszik, itt akár 16 centiméteres átmérőjűek (3.d ábra) is lehetnek, emellett található benne kvarc, és viszonylag kevés, 2 cm átlagos átmérőjű litoklaszt is megfigyelhető. A kőzet mátrixvázú, valamint finomfrakcióban szegény csatornák is felfedezhetőek benne. Az egyik feltárásban recens talaj takarja el a réteg tetejét és felső kontaktusát (3.e ábra), a másik feltárásban azonban erősen talajosodott 0,5-4 centiméteres, finomtufa, durvatufa és lapillikő rétegek találhatóak felette (3.a;3.b ábra). Itt is vannak olyan rétegek, melyekben található kvarc. Gyakran megjelenik lekerekítettebb, kisebb méretű horzsakő is, amelyek maximális átmérője 2-3 cm.



3. ábra – Az I. egység feltárásai A) I/B alegység kézipéldánya, friss törésfelülettel B) I/B alegység terepi megjelenése, érintetlen törésfelülettel C) I/A alegység kőzetszövege a feltárás alsó 1/3-ban D) I/A alegység kőzetszövege a feltárás felső 1/3-ban E) I/A alegység feltárása (A kalapács nyélhosszúsága ~30cm, fejszélessége ~17cm)

4.1.3. II. egység

Egy szőlőültetvény melletti kis ház mögött bukkan ki körülbelül 1.5 méter vastagságban és 2 méter szélességben egy mállott, talajosodott, rétegzetlen vulkáni üledékes kőzet (4. ábra). Alsó kontaktusa téglaburkolás miatt nem látható. A mátrix az 1-es kibukkanás rétegzetlen kőzetéhez képest mállottabb, agyagosabb és finomabb szemcsés. Az itt megjelenő horzsakövek sárgás-szürke színűek, valamint méretük is kisebb (4.c ábra), 6 cm körüli maximális átmérővel. Tetején egy agyagosodott, mállottabb réteg kezdődik, ám ez után folyamatos átmenettel következik a recens talaj, amelytől nehezen elkülöníthető (4.b ábra), a kettő közti határ rendkívül diffúz (átmenetes).



4. ábra – A II. egység feltárásai A) II. egység feltárása B) II. egység talajosodott, átmenetes felső határa C) II. egységre jellemző sárgás-szürke horzsakő (A kalapács nyélhosszúsága ~30cm, fejszélessége ~14cm)

4.1.4. III. egység

Az itteni rétegsor egy piszkosszürke-barnásszürke, mállott, talajos rétegtől indul (5.d ábra), melynek alsó határa ismeretlen, sem itt, sem másutt nem bukkan ki. Körülbelül 55 cm látszik ki a talajból, amely anyagában (piszkosszürke színében, jellemzően kis szemcseméretében) nagy hasonlóságot mutat a 2-es feltárás anyagával. E felett, éles kontaktussal két métert meghaladó vastagságú rétegzett sorozat települt, amely az alábbi rétegekből épül fel: 90 cm vastag, normál-gradált, kvarctartalmú réteggel indul, melynek aljában 3-4 cm-es maximális átmérőjű sötét, szögletes, salakszerű klaszrok (5. e ábra) vannak. Ezek tömöttebb szövetűek, mint az alsóbb rétegtani egységek horzsakövei. A sötétszürke alapanyagban fehér színű, néhány milliméteres fenokristályok figyelhetők meg. Erre települ egy 10 cm vastag, szürke, szemcsevázú, viszonylag jól osztályozott durvatufa. E felett sötétszürke, 2 cm vastag finomtufa réteg következik, amire 10 cm vastag, jól osztályozott, világosszürke lapillikő réteg rakódott le. Erre három, leginkább színükben elkülöníthető finomtufa réteg települt, mindhárom 1 cm-es vastagságban. Az alsó sötétszürke, a középső világos, törtfehér színű, és a három finomtufa közül a legfelső szintén sötétszürke színű. Ezek felett itt 40 cm vastagságban látható, közepesen osztályozott, sok kvarcot tartalmazó, szemcsevázú lapillitufa települt, melyben horzsakövek és litoklaszrok találhatóak. Ez az anyag a szomszédos pincében folytatódik, ahol nagyjából 1.5 méteres vastagságban figyelhető meg, ám benne lencseszerűen megjelenő (5.a ábra), nem konstans vastagságú, eltérő színű, rétegzettséget mutató kőzetbetelepülések találhatóak, valamint egy igen jól fejlett, a mai domborzat lefutásával körülbelül 20°-os szöget bezáró talajosodott réteg látható alatta (5.f ábra). A lencséken belül finom- és durvatufa rétegek váltakoznak (5.c ábra). A finomabb szemcsés rétegek

világosabb, a durvább szemcséjű rétegek szürke színűek, sötétebbek, szemcsevázúak, gyakorlatilag finom elegyrészekről mentesek.



5. ábra – A III. egység feltárásai A) A III. egység felső rétegeiben lencseszerűen megjelenő LF3 B) A III. egység felső rétegeiben lencseszerűen megjelenő C) Egy LF3 lencse közeli képe D) A III. egység alja E) A III. egység aljában látható fekete, salakszerű klaszrok F) A III. feltárás és az alatta található paleotalaj (A kalapács nyélhosszúsága ~32cm, fejszélessége ~17cm)

4.1.5. IV. egység

4.1.5.1 IV/A

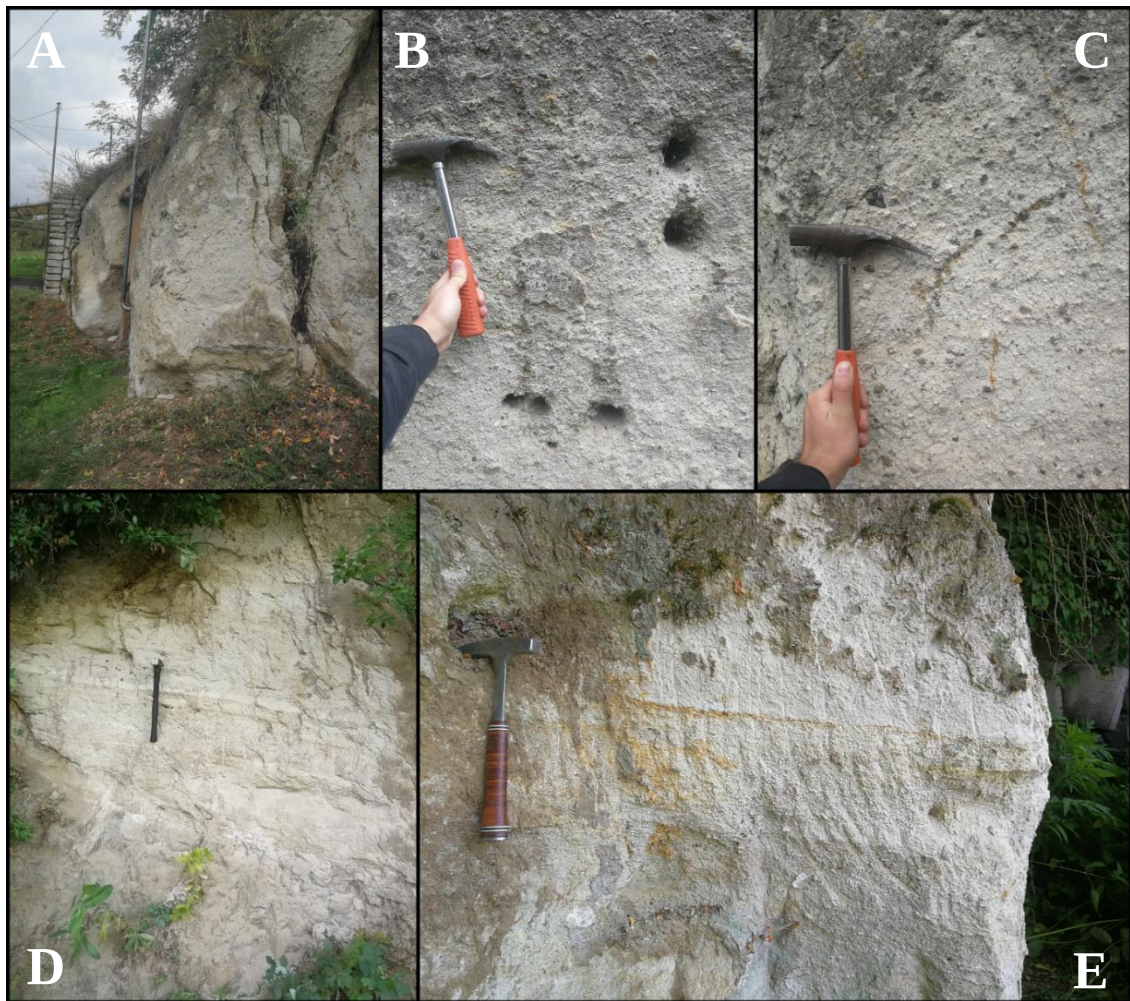
Ez az egység egy mai topográfiával diszkordáns, erősen fejlett őstalajról indul, amire egy világos-szürke, helyenként sárga színű, rétegzett sorozat települt (6.d ábra), melynek tetejébe egy rétegzetlen, fehéres-szürkés, horzsaköveket tartalmazó lapillikő (6.e ábra) található meg. A paleotalaj felett 17 réteget sikerül terepi megfigyelések alapján elkülönítenem, igaz a rétegek követését rendkívül megnehezítette egy normálvető, amely

keresztbe vágta a feltárás anyagát. A rétegzett anyag legalsó egységének vastagsága változó (17-30 cm), a réteg jól osztályozott, szemcsevázú lapillikő, mely az alatta lévő őstalaj felszínének dőlését közel vízszintesbe hozza, így az e felett települt rétegek már a mai domborzattal közel megegyező lefutásúak. Alulról a második réteg egy 1.5 cm konstans vastagságú, világosabb, törtefehér színű, jól osztályozott finomhamu. E felett 15 cm, konstans vastagságú, relatíve jól osztályozott, szemcsevázú lapillikő található, melyre egy 1-2 cm, hullámzó vastagságú, jól osztályozott, sötétebb szürke, nehezen követhető durvatufa réteg települt. Erre egy 7 cm vastag, relatíve jól osztályozott lapillikő, majd körülbelül 3 cm vastag, világosabb, szürkésfehér finomtufa réteg települt, benne milliméteres fenokristályokkal, felfele kevésbé éles határral. E fölé 8 cm-es, konstans vastagságú reverz-gradált lapillikő, majd egy 2 cm vastagságú, színben megegyező, jól osztályozott, durvaszemcsés réteg található, majd erre egy 10 cm-es, színében hasonló, jól osztályozott lapillikő települt. Ezen egy 16 cm vastag, jól osztályozott, szemcsevázú, leginkább színében eltérő réteg található, majd egy 4 cm vastag, törtefehér finomtufa réteg következik, amire egy 29 cm vastag, szemcsevázú lapillikő réteg települt. Ezek felett 2 cm vastag finomhamu réteg található, benne akkréciós lapillivel, aminek tetejébe egy 12 cm vastag, szemcsevázú lapillikő települt. Ezen egy 2 cm vastag, világos, törtefehér finomtufa réteg, majd egy 3 cm vastag durvatufa réteg következik, végül pedig egy 19 cm vastag, normál-gradált, szemcsevázú lapillikő látható a feltárásban (6.d ábra).

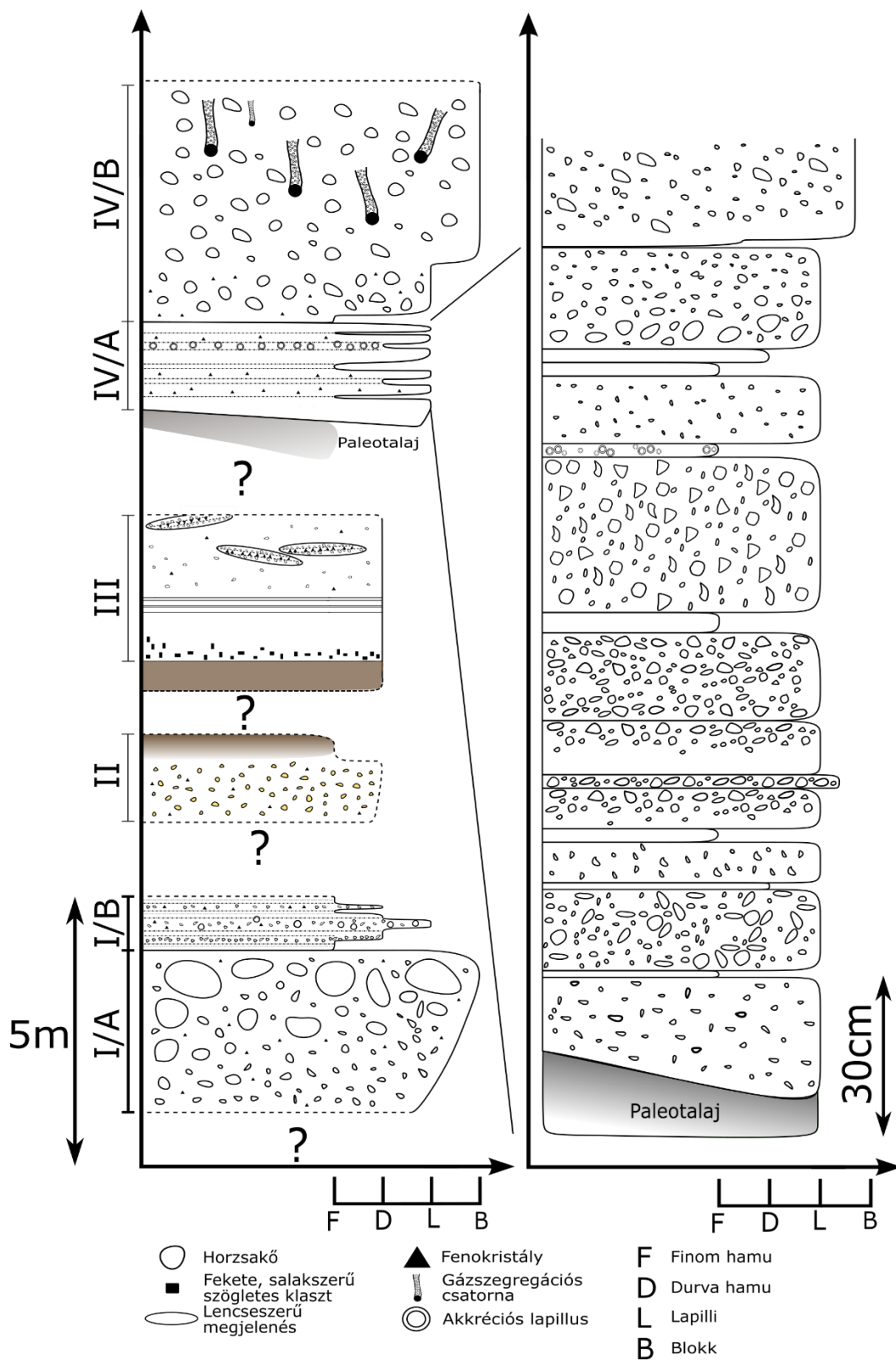
4.1.5.2 IV/B

A feltárások közül ez a legnagyobb méretű. Itt több mint 10 méter szélességben, és helyenként 5-6 méteres összefüggő vastagságban figyelhető meg egy horzsakő-blokkokkal és litoklasztokkal teli, rétegmenten, barnás-szürke, tömeges megjelenésű lapillitufa (6.a ábra), a földút menti pincék homlokzataként, valamint egyes pincék bejáratí lépcsőjét övező falként. Mivel pincebejáratként, és magas homlokzatként is található itt kőzetanyag, ezért nagy vastagságban (minimum 6 méter) bukkan a felszínre. Egyes alsóbb helyzetű pincék lefele vezető lépcsőjének falában rétegzett összlet látható, ami rétegenként jól osztályozott, finomtufa és lapillikő rétegek váltakozásaként írható le. A rétegtanilag e felett található rétegmenten lapillitufában blokkméretű horzsakövek és

különböző litoklasztok mellett barnás-fekete kérgű lyukak (6.b ábra) (kb. 2-8 cm átmérővel, több 10 cm-es mélységgel), valamint jellemzően ezek felett közel függőleges helyzetű, néhány 10 cm magasságú, maximum 10 cm szélességű durvaszemcsés betelepülések (6.c ábra) láthatóak.

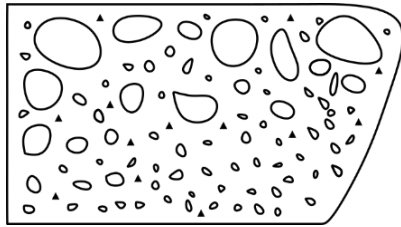
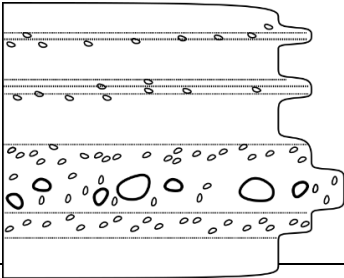
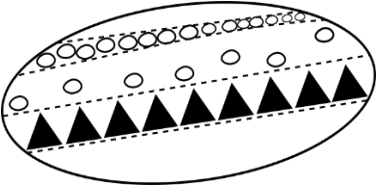
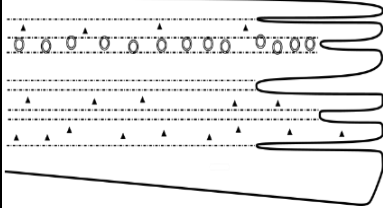


6. ábra – A IV. egység feltárásai A) Az IV/B alegység egyik kibukkanása. A kép előterében lévő elkülönült kőzet magassága a növényzet kezdetéig ~3m B) Az IV/B ignimbitjében látható növénymaradványok hagyta lyukak, felettük gázszegregációs csatornákkal C) IV/B ignimbitjében látható gázszegregációs szerkezet D) Az IV/A alegység egyik feltárása E) AZ IV/A és IV/B alegységek kontaktusa (A kalapácsok nyélhosszúsága ~30cm, fejszélessége ~17cm)



7. ábra Az andornaktályai Rózsa utca végén kibukkanó vulkáni sorozat litológiai szelvénye A teljes rétegsor a bal oldalon, a IV/A alegység részletesebb litológiai szelvénye a jobb oldalon látható.

2. táblázat: A meghatározott litofáciesek bemutatása. A *-al jelölt (kialakulás) oszlop az 5.3 fejezetben részletesebb kifejtésre kerül

Név	Terepi megjelenés	Kialakulás*	Rajz	Fénykép
LF1	Rétegmentes, felfele növekvő méretű horzsakőblokkokat tartalmazó lapillitufa, gázszelegregációs csatornákkal.	Horzsakőtartalmú piroklaszt sűrűség-ár üledéke, vagyis ignimbrit.		
LF2	Finom- és durvatufából és lapilliból álló rétegek váltakozása, benne horzsakő-zsinórokkal.	Lahar üledékek, melyek az alatta lévő ignimbritből halmozódtak át		
LF3	Viszonylag jól osztályozott, rétegzett, néhol lencsés horzsaköves rétegek	Ignimbritek és hullott piroklasztitok kis mértékű áthalmazódásával keletkezett vulkanogén üledék.		
LF4	Rétegzett, jól osztályozott durvatufa/lapillikő sorozat.	Szórt piroklaszt üledék		

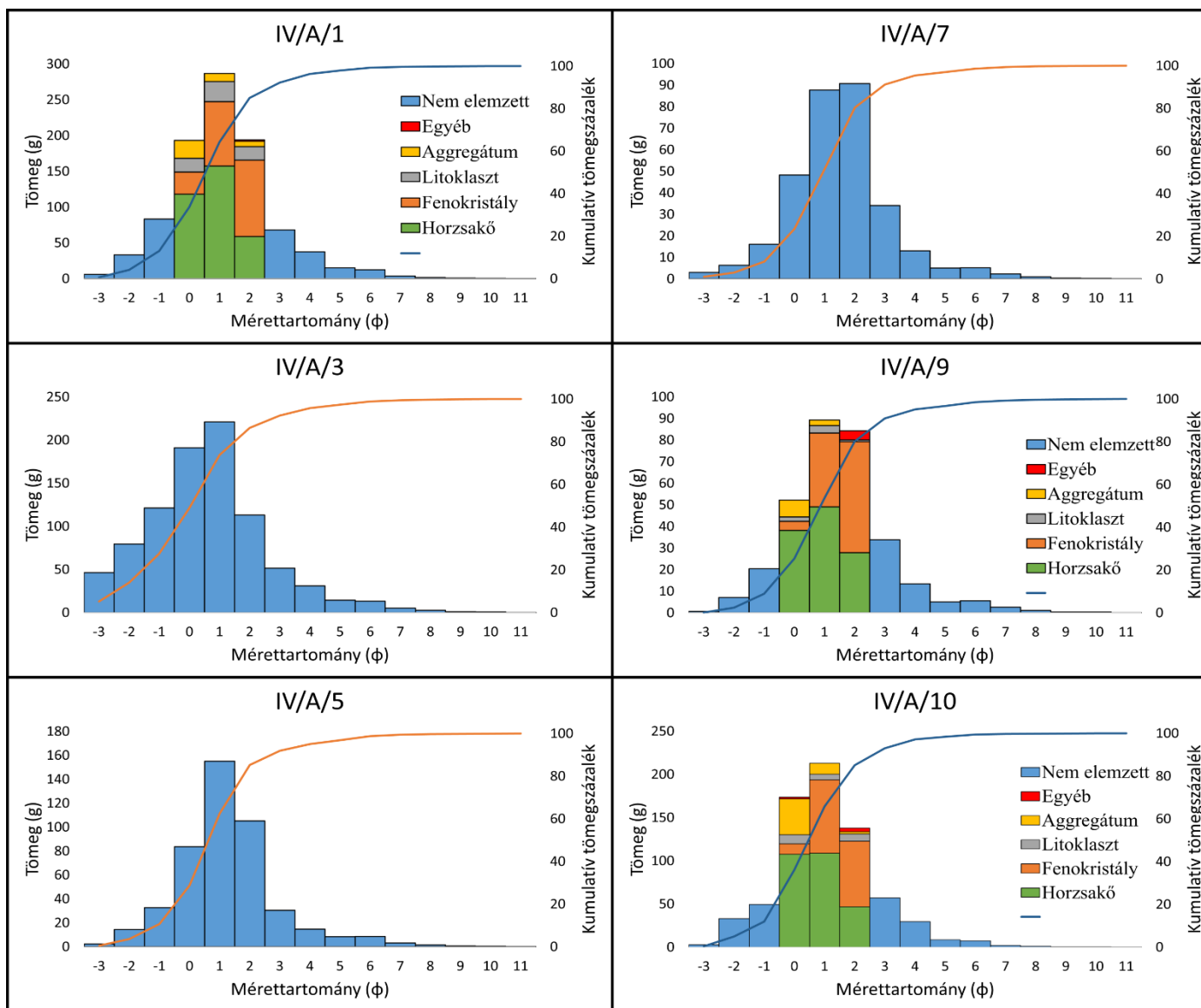
4.2. Az elkülönített litofációsek jellemzői

A fenti rétegsor tagolása mellett az egyes egységeket (I-IV.) uraló litofációsek (továbbiakban LF) is elkülönítésre kerültek, annak érdekében, hogy az azokat kialakító kitörési/áthalmazási események jól követhetőek legyenek. A rétegsorban az alábbi négy litofáciest különítettem el terepi vulkanológiai jellemzői alapján (2. táblázat):

- Az LF1 a terepen rétegzetlen, finomtufa mátrixú, horzsaköveket tartalmazó lapillitufaként jelenik meg, melyben a horzsakövek mérete felfele nő.
- Az LF2 a terepen finomtufa és durvatufa rétegekként jelenik meg, benne horzsaközsínórokkal. A rétegek jellemzően kisebb mint 10 cm vastagságúak. A kőzet fenokristályokból, 1-5 cm nagyságú horzsakövekből és szabad szemmel megállapíthatatlan eredetű finomszemcsés anyagból épül fel. A horzsakövek jellemzően sínórokban, bizonyos rétegekben jelennek meg.
- Az LF3 rétegenként viszonylag jól osztályozott, néhol keresztrétegzettséget mutató, horzsaköves rétegekből áll. A terepen szemrevételezéssel megállapítható komponensek a horzsakövek mellett biotit, földpát és kvarc kristályok voltak.
- Az LF4 egy rétegzett, rétegenként jól osztályozott tufa-lapillikő sorozat. A rétegek (bár némelyike nehezen követhető) majdnem minden esetben konstans (kivéve 1. és 4.), 2-30 cm között változó vastagságúak és jól osztályozottak, a feltárás egészében végig követhetőek, valamint az egyik rétegben megfigyelhető akkréciós lapilli is.

4.3 Granulometriai eredmények

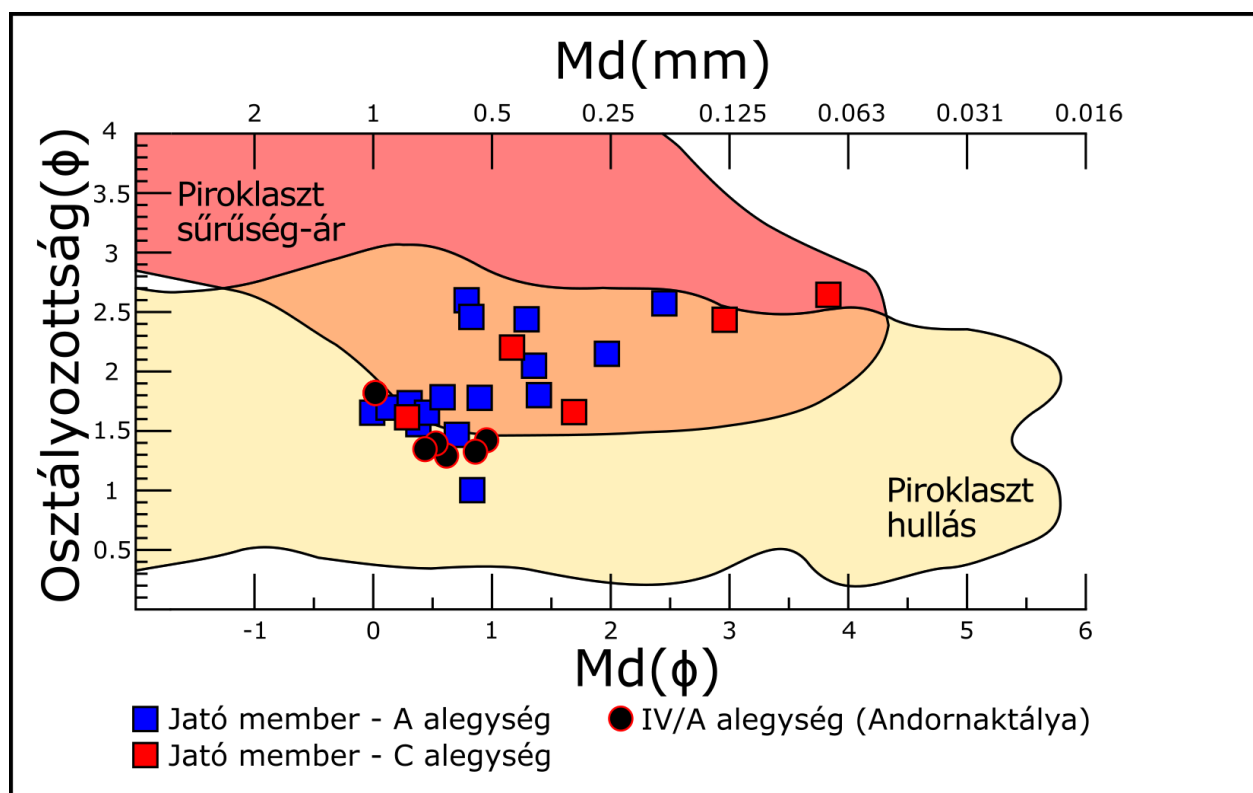
A IV/A alegység kőzetanyagának hat rétegéből vett mintákon granulometriai elemzéseket végeztem. A tömegarányok és a hozzáillesztett térfogatarányok alapján vizsgált rétegek szemcseméret-eloszlása normáeloszláshoz hasonló (8. ábra), melyeknek maximuma csaknem mindenütt –a 1 ϕ mérettartományba, azaz 0,5 mm-hez esik. A 7. rétegben volt megfigyelhető egyedül, hogy az átlagos szemcseméret 2 ϕ közelében van. A diagramok fele egy csúcsúnak mondható, de az 5-ös, 7-es és 9-es rétegek esetén egy második, sokkal kisebb csúcs is van 6 ϕ -nél. Az egyes minták tömegének átlagosan több mint kétharmadát (69%) a 0 ϕ – 2 ϕ tartományokba eső szemcsék adták, míg a 5 ϕ – 11 ϕ tartományok minden minta esetén az össztömeg kevesebb mint 5%-át adták.



8. ábra – A szemcseméret-eloszlásokat bemutató diagramok Az utolsó szám az alegységen beüli réteget-számot jelöli. Az 1-es réteg a legalsó.

A $Md\phi$ értékek 0,037 és 0,957 közöttiek voltak, az átlaguk 0,582 volt. Ilyen szempontból a 3-as réteg 0,37-es $Md\phi$ adata kis mértékben kiugrónak tekinthető. Az osztályozottság adatok 1,326 és 1,832 közöttiek, az átlaguk 1,453. Ez alapján a 3-as réteg 1,832-es értéke jelentősen eltér a többi rétegtől, ahol ezek az értékek 1,34 és 1,41 közé esnek (9. ábra). Az $Md\phi$ és $\sigma\phi$ értékek alapján a vizsgált rétegek három csoportba sorolhatóak, az alábbiak szerint:

- 1) Az 1-es, 5-ös és 10-es rétegek alkotnak egy csoportot, melyek átlagos $Md\phi$ értéke 0,543 és átlagos $\sigma\phi$ értéke 1,373.
- 2) A második csoportba a 7-es és a 9-es rétegek tehetőek be, ahol az átlag $Md\phi$ 0,915 és az átlagos $\sigma\phi$ 1,384.
- 3) Az utolsó kategóriába a kiugró, 3-as réteg sorolható be egyedül, mely 0,37-es $Md\phi$ és 1,832-es $\sigma\phi$ értékeivel eltér a többi csoport átlagától.



9. ábra – Az Andornaktályai sorozat és a Játo tagozat üledékeit bemutató $Md\phi$ - $\sigma\phi$ diagram A piroklaszt sűrűség-ár és piroklaszt hullás mezőket WALKER, G.P.L. (1971) alapján határoltam le. A Játo member adatainak forrása BIRÓ, T. et al (2020)

4.4 Komponenselemzés

A IV/A alegység három rétegén komponenselemzést is végeztem, binokuláris mikroszkóppal, annak érdekében, hogy a kőzeteket felépítő komponenseket megállapítsam. A

kézzel való morzsolás során az aggregátumok szétestek, azonban a vizsgált mérettartományokban nem keletkezett sok töredék, csupán komponenseire hullottak szét az aggregátumok, ez alapján a szárítás utáni kézzel morzsolás hatékony előkészítő módszernek bizonyult. A kőzetanyag alapvetően horzsakövekből, fenokristályokból – biotit, földpát és zöldamfiból – és litoklasztokból (3. táblázat) állt össze legnagyobb részben, ezek mellett találhatóak még kisebb aggregátumok és vulkáni üveg is (3. táblázat). Az aggregátumok leginkább a nagyobb mérettartományokban voltak jelen, ennek egyik oka, hogy az aggregátumok egyik alkotóeleme legtöbb esetben horzsakő volt, amely komponens maga is a nagyobb mérettartományokra jellemző. Legtöbb esetben fenokristályok (főleg biotit) és litoklasztok tapadtak hozzájuk, némi finomabb mátrix-anyaggal egyetemben. A vizsgált rétegekben a nagyobbtól a kisebb mérettartományok felé csökkent a horzsakövek és az aggregátumok, valamint nőtt a fenokristályok részaránya (3. táblázat). Fontos kiemelni, hogy a szilíciumgazdag magmáktól várható biotit és földpát mellett megjelent – igaz kisebb mértékben – egy harmadik fenokristály is, a zöldamfiból.

3. táblázat A IV/A alegység három rétegén végzett komponens-elemzés eredményei. A számok darabszámok.

Mintázott réteg	IV/A/1			IV/A/9			IV/A/10		
Szita mérete	1 mm	500 µm	250 µm	1 mm	500 µm	250 µm	1 mm	500 µm	250 µm
Horzsakő	61	56	31	73	56	33	62	51	34
Biotit	13	3	9	1	20	12	3	12	11
Földpát	14	27	42	6	18	45	4	24	39
Amfiból	0	2	5	1	1	4	0	4	5
Litoklaszt	10	10	8	4	4	1	6	3	6
Vulkáni üveg	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Aggregátum	13	4	4	15	3	0	24	6	2
Egyéb	0	0	3	0	0	5	1	0	2

5. Diskusszió

5.1) Genetikai interpretáció: kapcsolat a litofáciesek és a kialakító vulkáni folyamat között

A vulkáni törmelékes kőzetek genetikai interpretációja – főleg idős, rosszul feltárt sorozatoknál – aprólékos vulkanosedimentológiai vizsgálati folyamat végeredménye (például BIRÓ, T. et al. 2020; HENCZ, M. et al. 2021). Ennek során adott réteg/sorozat kialakulásának megállapítása terepi megfigyelések, mért – elsősorban granulometriai, és kvantitatív szöveti – adatok, bizonyos esetekben pedig korábbi kutatómunkák eredményei alapján történik. Egy ilyen folyamat során esetenként akár a legapróbb részletek is számíthatnak, de nem szabad

elfelejteni a kőzet egészének képét is vizsgálni. Így több, különböző léptékben és perspektívából vizsgálva alakulhat ki a végleges értelmezés. A gyakorlatban az alábbi jellemzők dokumentálása kell, hogy megelőzze a genetikai interpretációt: 1) adott réteg átlagos szemcsemérete és osztályozottsága, valamint 2) vastagsága, 3) a paleotopográfia és rétegzettség közötti kapcsolat vagy a 4) réteget alkotó elegyrészek tulajdonságai. Az egyedi rétegek jellemzőinek dokumentálásán túl akár egész feltárásokra jellemző tulajdonságok megfigyelése úgy, mint a rétegzettség, a réteghatárok típusai, az elsődleges vulkáni kőzetanyag által bezárt más anyagok, valamint egyéb, a kitörés jellegére utaló képződmények jelenlétének felismerése, mint például gáz-szegregációs csatornáké vagy akkréciós lapillié döntő fontosságú lehet. Az alábbiakban összefoglalom a főbb robbanásos vulkáni folyamatok és a keletkező litofáciesek közötti kapcsolatokat:

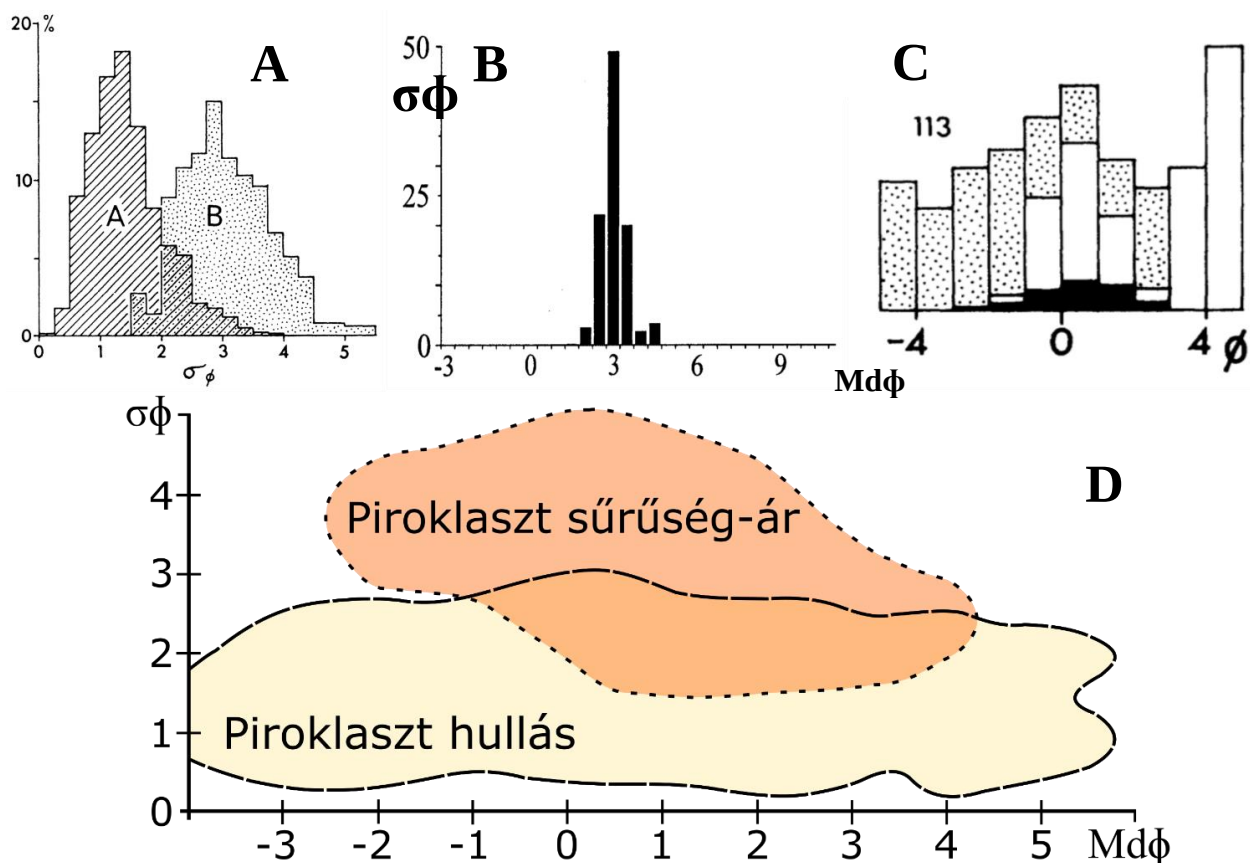
A robbanásos vulkánkitörések a legegyszerűbb csoportosítás szerint 1) kitörési felhőből történő kihullással hullott piroklaszt üledékeket, valamint 2) lávadómok, vagy a kitörési oszlop összeomlásához kapcsolódóan piroklaszt sűrűség-árakat és az azokból képződő ár-piroklasztitokat hoznak létre (KARÁTSZON D. 1998; MCPHIE, J. et al. 1993). A piroklaszt hullás termékei kétféle módon jöhetnek létre. Az első, mikor kitörési oszlopból rakódnak le, a másik mikor piroklaszt-ár felett terjengő hamufelhőből ülepednek ki, mindkét esetben akkor, ha az adott szemcsére ható felhajtóerő kisebbé válik, mint az azt lefele húzó nehézségi erő. Emiatt, a hullás egy rendkívül jól osztályozó folyamat, hiszen a könnyebb szemcséket relatíve kisebb erők is fent tudják tartani, míg a nehezek „hamarabb” kiesnek. Végeredményében a keletkező üledék lepelszerűen, egyenletesen (azonos vastagsággal) borítja be a felszínt, és adott ponton közel azonos méretű szemcsékből áll, azaz jól osztályozott (10.a ábra). A piroklaszt sűrűség-árak gázt és szilárd anyagot tartalmazó, részlegesen fluidizált, nagy sebességgel mozgó áramlások. Lávadóm vagy kitörési oszlop összeomlásával jöhetnek létre és főként völgyekben, mélyedésekben mozognak. Mivel az árat létrehozó folyamatoktól a gáztartalomtól át a mozgás lamináris vagy turbulens jellegéig sok minden változhat, így a piroklaszt sűrűség-árak termékei, azaz az ignimbritek is sokfélék lehetnek, de a hullott üledékekhez képest csaknem minden

esetben rosszabbul osztályozottak, valamint a paleodomborzat mélyedéseiben vastagabbak, mint a völgyközi hátakon (10.b ábra).



10. ábra Piroklaszt szórás és piroklaszt sűrűség-ár üledékei A) Piroklaszt szórás üledéke ([forrás](#)) B) Piroklaszt sűrűség-ár üledéke ([forrás](#))

Az eltérő, és adott lerakódási módra jellemző terepi megjelenés mellett a vulkáni üledékek genetikai interpretációjában nagy segítség és fontos eszköz lehet az $Md\phi$ - $\sigma\phi$ (átlagos szemcseátmérő – osztályozottság) diagram elkészítése. Ezen a diagramon feltüntetve a hullott, valamint ár-üledékek egyedi értékeit megállapíthatóvá válnak az azokra jellemző tipikus tartományok (WALKER, G.P.L. 1971). KARÁTSZON D. (1998) jól osztályozottnak tekinti az anyagot, ha $\sigma\phi < 2$, rosszul osztályozottnak pedig akkor, ha $\sigma\phi > 2$ (11.d ábra). Jól osztályozottak a piroklaszt hullás üledékei (11.a;11.b ábra), míg az ignimbritek, azaz a sűrűség-ár üledékek rosszul osztályozottak (11.a;11.c ábra) szoktak lenni (LIRER, L. et al. 1973; WALKER, G.P.L. 1971; WALKER, G.P.L. 1981; WILSON, C.J.N. 2001).



11. ábra - Piroklaszt szórás és sűrűség-ár üledékeinek granulometriai jellemzői a) piroklaszt hullások (A) és piroklaszt sűrűség árák (B) átlagos szemcseméret eloszlása b) egy piroklaszt hullás anyagának szemcseméret eloszlása c) egy piroklaszt sűrűség-ár anyagának szemcseméreteloszlása (színezés jelentése: fekete=litoklaszt, fehér=fenokristály, pöttyözött=horzsakő) d) WALKER, G.P.L. (1971) által felállított Mdφ- σφ diagram (A felső sor ábráinak forrása: WALKER, G.P.L. 1971 ; A piroklaszt sűrűség-ár és piroklaszt hullás mezőket WALKER, G.P.L. 1971 alapján határoltam le)

5.2) A Bükkalja piroklasztit sorozatát létrehozó fő folyamatok

Korábbi tanulmányok már bemutatták, hogy a Bükkalján főként sűrűség-ár üledékek, azaz ignimbritek találhatók (CAPACCIONI, B. et al 1995). SZAKÁCS, A. et al. (1998) szerint piroklaszt-szórás üledékeiből kevesebb található (különösen ritkák a finomtufa rétegek, mivel ezek könnyebben pusztultak le) a területen. Ezen kívül áthalmazott rétegekről, vagyis epiklasztitok, valamint freatomagmás üledékek is találhatók a Bükkalján (SZAKÁCS, A. et al. 1998; LUKÁCS, R. et al. 2015; BIRÓ, T. et al. 2020). Ez utóbbi vizsgálatával közelmúltbeli tanulmányok is foglalkoztak. BIRÓ, T. et al. (2020) gázszegregációs csatornákat és akkréciós lapillit írt le két, egymással korrelált feltárásban is. Ezek alapján a Bükkaljai rétegeit létrehozó fő folyamatok piroklaszt sűrűség-árak és piroklaszt szórás voltak, melyeknek üledékei megőrződtek elsődleges formában, vagy áthalmazva epiklasztitként.

5.3) Az elkülönített litofáciesek genetikai interpretációi és az andornaktályai Rózsa utca rétegsorának értelmezése

Az alábbiakban az egyes litofáciesek mellett a teljes rétegsor vázlatos genetikai interpretációját adom, majd a következő (5.4) fejezetben a részletesen vizsgált IV. egység kialakulását eredményező kitörési eseménysort részleteiben mutatom be. Az egyes litofácieseket létrehozó vulkáni folyamatokat genetikai interpretációjához alapvetően az alábbi forrásokat használtam: KARÁTSZON D. 1998, MCPHIE, J. et al. 1993 NÉMETH, K. – MARTIN, U. 2007, BRANNEY, M.J. et al. 2002. Minden egyéb publikációt – amire a genetikai interpretációimat alapoztam – az adott gondolat mellett hivatkoztam meg.

Az I./A alegység az LF1-be tartozik terepi megjelenése alapján. A rossz osztályozottság, a tömeges, rétegzetlen megjelenés, valamint a horzsakő és hamu kőzetanyag miatt ez ignimbrítiként határozható meg. A horzsakő- és hamuár üledékeként való lerakódást erősíti, hogy a Bükkalján többfelé is írtak le nagyon hasonló fácieseket, azonos genetikai interpretációval (CAPACCIONI, B. et al, 1995, SZAKÁCS, A. et al. 1998). A kőzet közepes és nagy gáztartalomra utaló jegyeket is hordoz magában. Közepes gáztartalomra utal a horzsakövek felfele növekvő mérete (reverz-gradáció), de mégsem egy fenti, szinte külön rétegben sűrűsödnek (mint nagy gáztartalom esetén). Nagy gáztartalomra utal, hogy az I./A rétegben megfigyelhetőek közel függőleges állású, finomfrakcióban szegény részek, melyek gázszelegregációs csatornákként értelmezhetőek. Ezek úgy alakulnak ki, hogy a piroklaszt sűrűség-ár lerakódása után az azt fluidizáló gázok kiszöknek az ekkor még laza, nem konszolidált üledékből, és a könnyebb, finomabb részecskéket kifűjják eközben (MCPHIE, J. et al. 1993). Így azt gondolom, hogy az ár gáztartalma valahol a közepes és a nagy kategóriák határán, a kettő között lehetett.

A II. egység leginkább az LF1-re hasonlít, azonban ennél agyagosabb, mállottabb a megjelenése. Színezete szürkésebb, mint az LF1-be sorolható rétegeké, valamint az itt megjelenő horzsakövek is sárgásabbak, lekerekítettebbek. Tetejére talajosodott, nehezebben kivehető rétegek rakódtak, melyektől a recens talaj nem elkülöníthető, melyek megjelenésükben leginkább az LF2 finomabb szemcseméretű rétegeire hasonlítanak. Ezek alapján a II. egységet LF1-hez és LF2-höz hasonló eredetű, de annál intenzívebb mállási folyamatoknak kitett képződménynek gondolom.

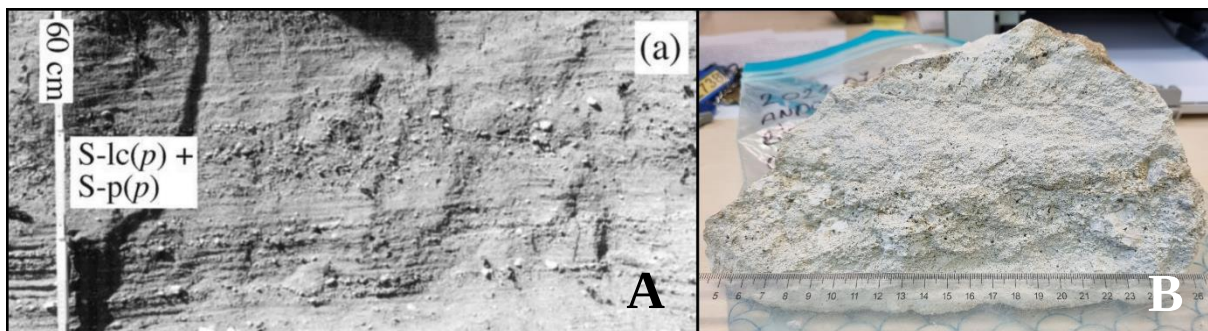
A rétegsor alján megjelenő képződményhez hasonló a IV/A alegységre eróziósan települő, az alsó 2-3 cm finomhamu felett LF1 litofácieshez sorolható megjelenésű, több méter vastag IV/B alegység (12.a ábra). A benne található elszenesedett falú lyukak (lassabban eléggő

növények nyomai lehetnek) freatomagmás jellegre utalnak, ezt erősíti, hogy a nagy vastagság mellett sem látható összesülésnek nyoma a kőzetben, ami alacsonyabb hőmérsékletre utal. Ezek mellett gázszegregációs csatornák is felfedezhetők a kőzetben, melyek sokszor a növénymaradványok nyomait jelző lyukak felett alakultak ki.



12. ábra - LF1 terepi és szakirodalmi megjelenése A) IV/B egység ignimbitje B) Nem összesült ignimbit (CAPACCIONI, B. et al. 1995)

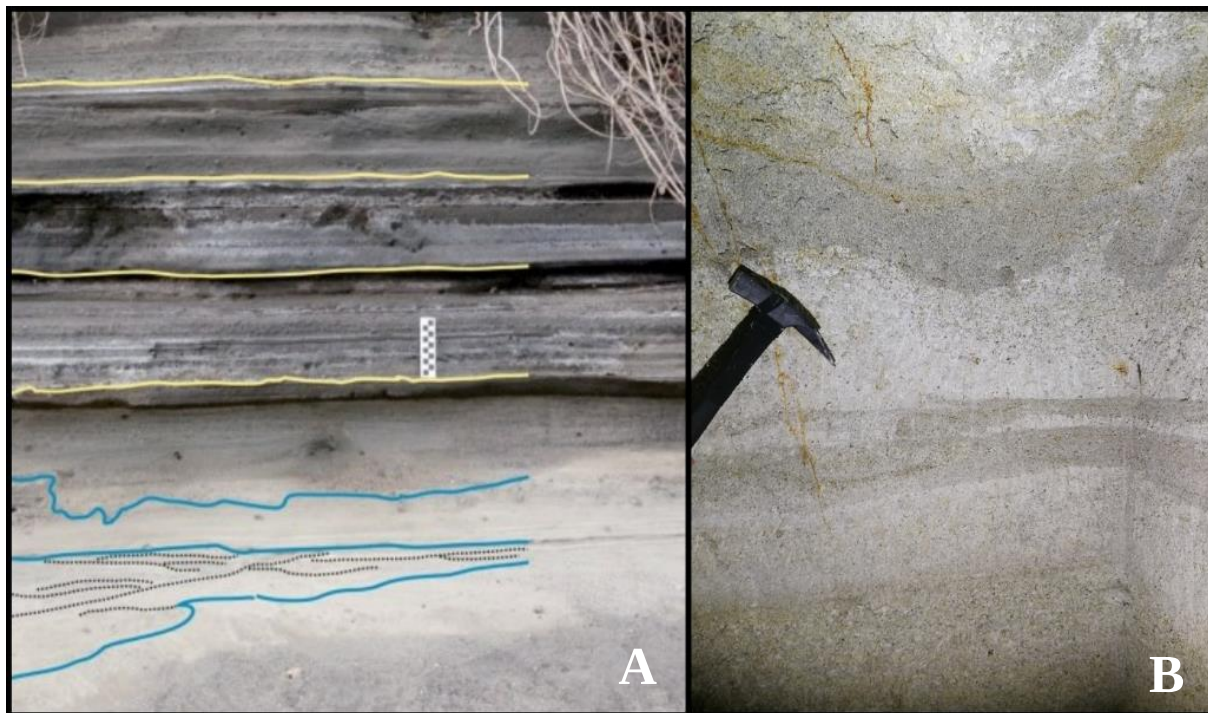
Az LF2 leírása az I./B alegység alapján történt. A mátrix-anyag megjelenésében hasonlít az alatta lévő ignimbit anyagához, és attól idegen komponensek nem találhatók ezekben a rétegekben (13.b ábra), így valószínűsíthető, hogy ennek az ignimbitnek (közel) szinruptív áthalmozódásából jöhettek létre (MCPIE, J. et al. 1993). SEGSCHEIDER, B. et al. (2002) hasonló vulkáni üledékeket (rétegzett, horzsaköves-homokos-kőzetlisztes anyag, horzsakőzsinórakkal) lahar (törmelékár) által átmozgatott rétegekként interpretált (13.a ábra).



13. ábra - LF2 terepi és szakirodalmi megjelenése A) Laharüledék (SEGSCHEIDER, B. et al. 2002) B) I/B alegység kézipéldánya

Az LF3-hoz megjelenésre és komponensek tekintetében analóg képződményeket keresve minden általam fellelt hasonló képződmény genetikáját majdnem minden esetben valamilyen módon vízhez kötötték: SOHN, C., SOHN, Y.K. (2019) hasonló rétegsort vízben

üledett, majd hullámok által átmozgatott üledékeknek írt le (14.a ábra). MCPHIE, J. et al. (1993) könyvében megjelentetett hasonló feltárások fényképeinek leírásában híg torlóár, fluviális vagy tavi üledékeként interpretálja azokat a rétegeket, míg MANVILLE, V. et al. (2009) egy hasonló, horzsaköves-tufás rétegzett fáciest laharüledékként határozott meg. Azonban, a litofácies alatt található igen jól fejlett paleotalaj miatt nem tartom valószínűnek hogy a vulkáni üledékek közvetlenül vízbe települtek volna, emiatt az LF3 üledékeit laharüledéknek, lejtőleöblítés vagy szemcsefolyás-üledékének tartom.



14. ábra - LF3 terepi és szakirodalmi megjelenése A) vízben ülepedett, majd hullámok által átmozgatott üledékek (SOHN, C. – SOHN, Y.K. 2019) B) III. egység, benne szürke színű lencse-szerű kőzetbetelepüléssel

Az LF4 terepi bélyegei - jó osztályozottság, paleodomborzatot követő, egyenletes vastagság -mind piroklaszt szórás üledékeire (15.a ábra) jellemzőek (MCPHIE, J. et al. 1993). Ezt alátámasztják a granulometriai adatok is, a mintázott rétegek $\sigma\phi$ értékei beleesnek WALKER G.P.L. (1971) által lehatárolt piroklaszt hullás zónájába, valamint az egyes frakciók arányait bemutató diagramon megfigyelhető, hogy közel normáeloszlást mutatnak, $\phi=1$ körüli maximummal.



15. ábra - LF4 terepi és szakirodalmi megjelenése A) IV/A alegység B) Piroklaszt szórás üledéke ([forrás](#))

5.4) A IV. egységet létrehozó kitörési eseménysorozat

A Rózsa utcai feltárásokban megjelenő IV. egység kőzetanyaga két eltérő képződésű alegységre osztható, ugyanakkor, a hasonló szín és komponensek mellett az alegységek közti erózió nyomainak hiánya arra utal, hogy nem telt el jelentősebb (hetek/hónapok) időtartam a két alegység lerakódása között. Emiatt kevésbé valószínű, hogy több kitörés hozta létre ezeket a rétegeket, mint az, hogy egy kitöréshez köthető a képződésük, melynek során csupán az üledékképződés karakterisztikája (a vulkáni működés) változott meg. Piroklaszt-szórás termékei kétféle módon képződhetnek: robbanással kialakult kitörési oszlopból vagy piroklaszt-árak felett képződő hamufelhőből ülepedhetnek ki (KARÁTSZON D. 1998), ez azonban a piroklaszt-árak által létrehozott kőzetek felett ülepszik ki. Piroklaszt sűrűség-árak keletkezhetnek lávadóm összeomlással vagy kitörési oszlop összeomlásával. Előbbi blokk- és hamuár üledékeket, utóbbi horzsakő- és hamuárakat, vagyis ignimbriteket hoz létre. Az ignimbriteket létrehozó ún. Pliniuszi kitörések működése piroklaszt-szórással kezdődik (a kitörési felhőből való kihullás eredményeként), majd a kitörési oszlop összeomlása piroklaszt sűrűség-árakat idéz elő, melyek ignimbriteket hoznak létre (KARÁTSZON D. 1998). Robbanással kialakult kitörési felhő összeomlásának feltételezésével tehát összeköthető – a terepen mutatott rétegtani sorrendiségnek megfelelően – a két eltérő fáciesű kőzet képződése, ugyanis a IV/B ignimbrit alatti IV/A alegység piroklaszt-hullás anyagaiból épül fel, így egy klasszikus Pliniuszi sorozat anyagának tekinthető (16.ábra).

Korábban (2.4 fejezet) már tettem utalást egy másik, szintén ignimbriteket is létrehozó vulkáni folyamatra, a hasadéknimbritek keletkezésére. Az IV. egységet létrehozó folyamatok

rekonstrukciója esetén azért tartom fontosnak a szilíciumgazdag hasadékvulkáni működés megemlítését, mivel ez is kielégítő magyarázatot adna kőzetanyagok tulajdonságaira valamint a Biró et al. (2020) által nagy távolágokon (10 km, e kutatómunka mérései alapján 20 km) megfigyelhető kis mértékű granulometria eltérésekre is.

Mindezek mellett néhány, a kitörés jellegére utaló tulajdonság együttes jelenléte felveti a freatomagmás kitörés lehetőségét is. Már az IV/A alegység hullott rétegeiben is felfedezhető akkréciós lapilli, ami víz, illetve gőz jelenlétét feltételezi a kitörés-leülepedés során (BROWN, R.J. et al. 2010; VAN EATON, A.R., WILSON, C.J.N. 2013). Az IV/B alegységben a növények lassabb elégésére utaló jelek valamint az, hogy az ignimbritben a nagy vastagság ellenére sem látható összesülés nyoma, arra enged következtetni, hogy relatíve alacsony volt a sűrűség-ár hőmérséklete a lerakódáskor. A finomfrakció relatíve nagy aránya erős fragmentációra utal, ami a magma-víz kölcsönhatások, vagyis a freatomagmás kitörések velejárója (PORRECA, M. et al. 2008; WHITE, J.D.L., VALENTINE, G.A. 2016; TROLESE, M. et al. 2017), ezzel további megerősítést adva a freatomagmás eredetnek.

5.5 Összehasonlítás nemzetközi szinten

A Bükkaljához sokszor hasonlított (például Lukács et al. 2018, Biró et al. 2020) terület a Taupo Vulkáni Zóna (Taupo Volcanic Zone, továbbiakban TVZ), amely egy Új-Zéland északi szigetén elterülő, 350x50 km-es vulkáni terület. Mindkét esetben két lemez találkozásának tengelye mentén kialakult normálvető-rendszerek mentén törhetett a magma a felszínre (Lukács, R. et al. 2018), a BVT (Bükkalja Vulkáni Terület) ugyanis a Tisza-Dácia és az ALCAPA lemezek mentén húzódó úgynevezett Közép-Magyarországi zóna közelében található, míg a TVZ pedig a Csendes-óceáni és az Ausztráliai lemezek határához van közel (WILSON, C.J.N., ROWLAND, J.V. 2016), valamint mindkét vulkáni terület esetén megfigyelhető kéreg-elvékonyodás valamint ezzel járó asztenoszféra-felboltozódás (CSONTOS, L. et al. 1992; WILSON, C.J.N., ROWLAND, J.V. 2016). Mind a BVT mind a TVZ területéről hasonló képződményeket írtak le: összesült és nem összesült ignimbriteket, piroklaszt szórás által létrejött rétegeket valamint epiklasztitokat (WILSON, C.J.N. et al. 1995; SZAKÁCS, A. et al. 1998). Külön kiemelném a TVZ területén, Kr.u. 186-ban történt Taupo kitörést, melynek kitöréstermékei WILSON, C.J.N., WALKER, G.P.L. (1985) szerint a következők:

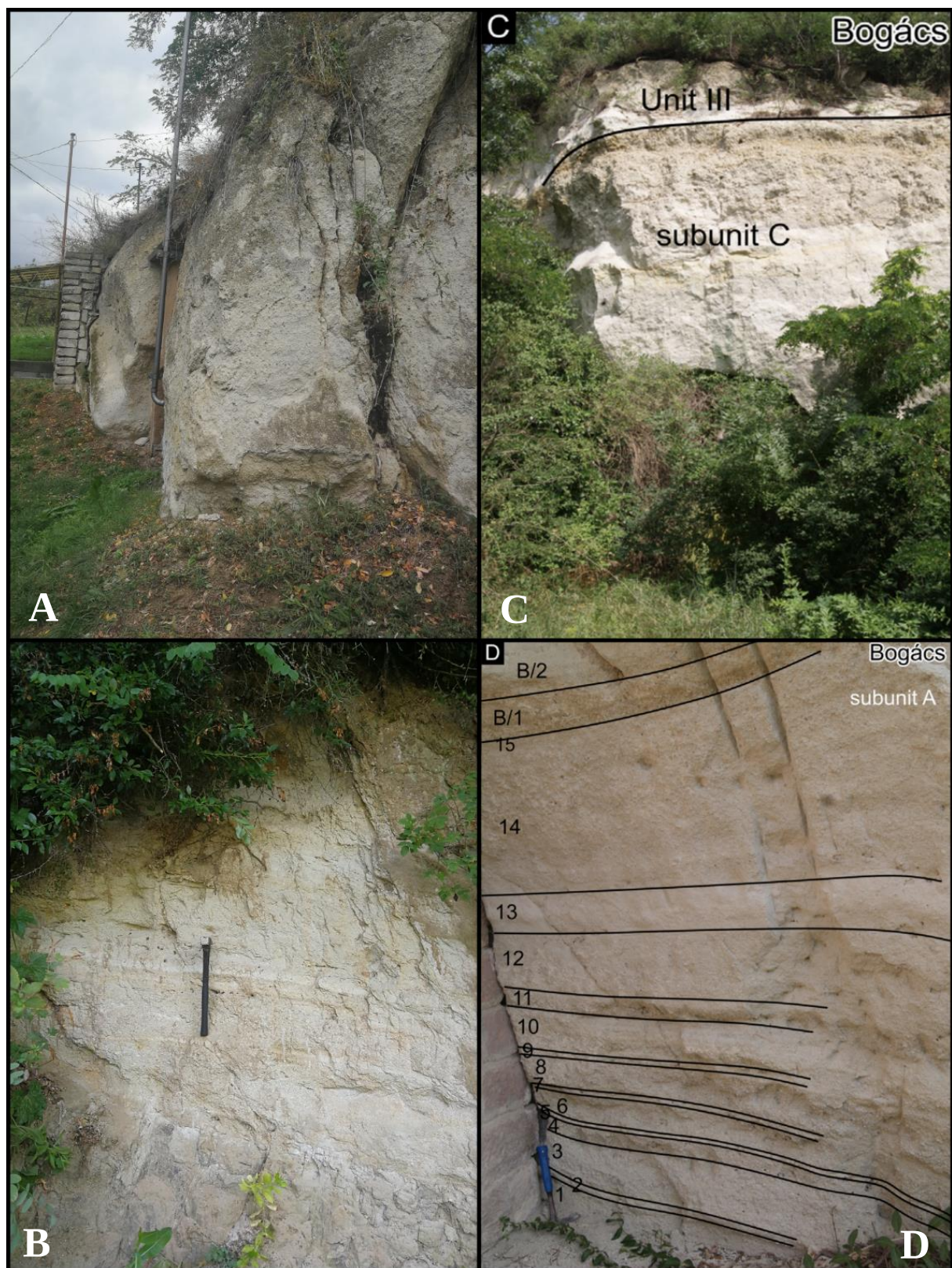
- Ignimbrit előtti hullott rétegek (pre ignimbrite fall deposits)
 - IV/A alegységhez hasonló
 - BIRÓ, T. et al. (2020): Subunit A-hoz hasonló

- Korai hígabb torlóár üledékek (ignimbrite flow units)
 - Andornaktályán nem egyértelműen kimutatható
 - BIRÓ, T. et al. (2020): Subunit B-hoz hasonló
- Ignimbritek (ignimbrites)
 - IV/B alegységhez hasonló
 - BIRÓ, T. et al. (2020): Subunit C-hez hasonló

Azonban fontos kiemelni, hogy vannak különbségek is. A TVZ területén könnyen felismerhető és lokalizálható kalderák találhatóak, melyek jól kijelölik a kitörési központokat, és ezek ismerete által jól követhető (és a kürtőtől való távolság függvényében változó) granulometriai tulajdonságú üledékek ismertek. Ezek (a kitörési központok) formája, valamint helyzete a Bükkalja területén a mai napig kérdéses és aktív kutatások témája. Különbség látható emellett még a (azonosított) kitörések számosságában is: míg a TVZ területén az elmúlt csupán 65.000 évből több mint 60 (köztük 3 nagy) kitörést azonosítottak és különítettek el egymástól, addig a Bükkalja területén a legmodernebb (és ezzel együtt legrészletesebb) felosztások is csupán 8 (Lukács et al. 2018) vagy 11 (Hencz et al. in prep.) kitörési egységre tagolják az itt kibukkanó kőzeteket.

5.6) A IV. egység korrelációja és beillesztés a Bükkalja piroklasztit-sorozatába

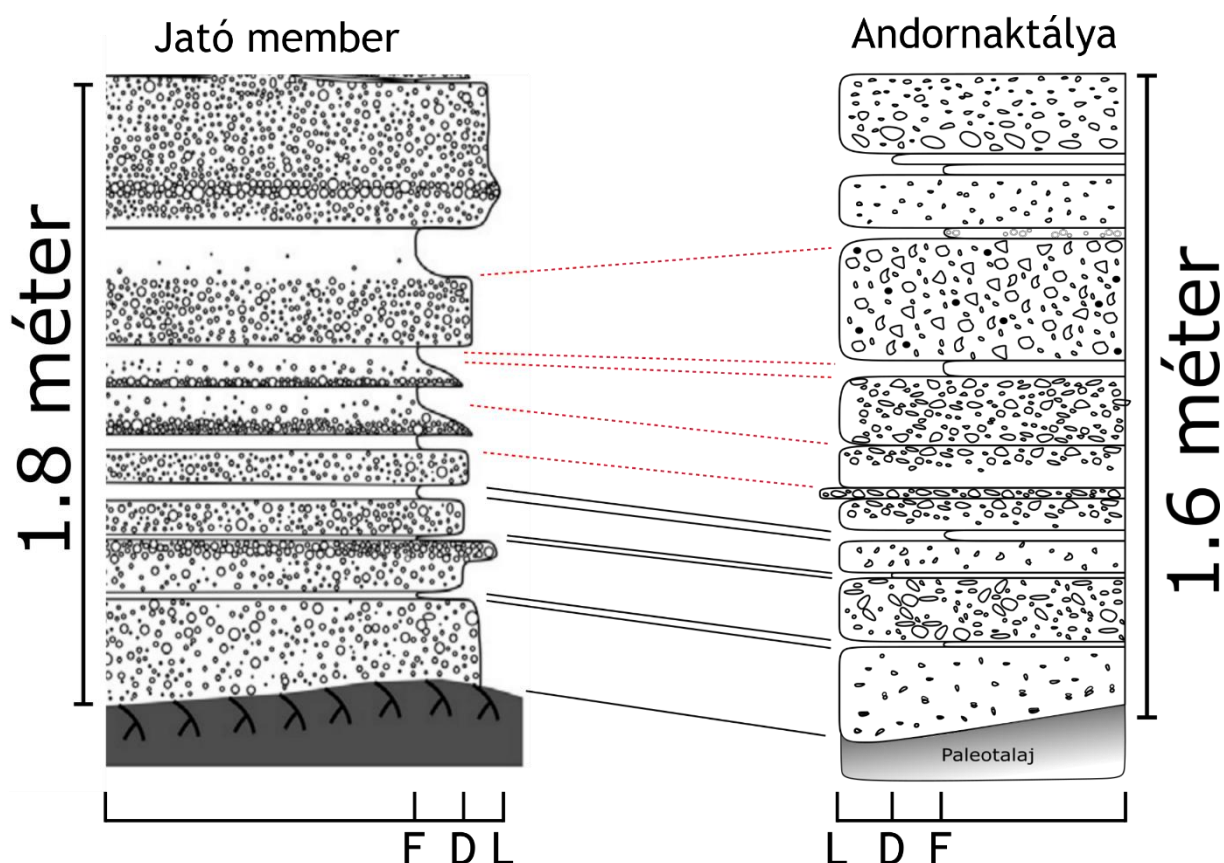
Az IV. egység terepi megjelenésében és freatomagmás jellegében több Bükkaljai képződményhez is hasonlítható, azonban a komponenselemzés és az előzetes petrográfiai vizsgálatok is kimutatták a minták zöldamfiból tartalmát, ami kevés kibukkanás anyagában figyelhető csak meg a Bükkalján, így jelentősen lecsökkenti a korrelálható egységek számát a területen. SZAKÁCS, A. et al. (1998) Eger, Ostoros, Szomolya, Bogács, Cserépfalu és Demjén települések közelében, LUKÁCS, R. et al. (2018) Demjén-Nagyeresztvény és Felnémet közelében, BIRÓ, T. et al. (2020) pedig Demjén és Bogács környékéről írt le zöldamfibolt is tartalmazó vulkáni eredetű kőzeteket. HENCZ M. nem publikált adatai alapján azonban az egri, ostorosi és szomolyai mintákban jelentősen kisebb mennyiségben, és jóval kisebb méretben fordul csak elő a zöldamfiból. Az andornaktályai anyag mind megjelenésében -szín, freatomagmás jelenségek, rétegek egymásutánisága (16. ábra) - mind petrográfiai tulajdonságai alapján nagyon hasonló a BIRÓ, T. et al. (2020) által dokumentált ún. Jató-tagozathoz. Fontos továbbá megjegyezni, hogy az azonosított, zömében hullott eredetű alegységek vastagsága is közel azonos (Andornaktályán 1.6 méter, a Jató tagozat vastagsága pedig 1.8 méter).



16. ábra - Az andronaktályai IV. egység és a Jató tagozat (BIRÓ, T. et al. 2020) A és C alegységének összehasonlítása A) IV/B alegység B) IV/A alegység C) Jató tagozat C alegysége D) Jató tagozat A alegysége. A C és D képek forrása: BIRÓ, T. et al 2020

Az IV/A alegység alsó rétegei a BIRÓ, T. et al. (2020) által leírt 2. egység A alegységének (Unit 2., Subunit A) alsó rétegeivel nagy fokú hasonlóságot mutatnak (16. és 17. ábra). Mindkettő egy jól fejlett őstalajról indul, amely felett lapillikó és hamu rétegek sorozata található. Az alsó 6-6 réteg egymásnak megfeleltethetően azonosítható mindkét feltárásban. BIRÓ, T. et al. (2020) 7-11 rétegei és az általam felvett 7-12 rétegek már kevésbé erősen, de eltérő réteghatárok észrevételét feltételezve (BIRÓ, T. et al (2020) hamu majd lapilli rétegei (8 és 9) például megfeleltethetőek egy nálam reverz-gradátnak jellemzett (9) réteggel) még megtalálhatóak mindkét feltárásban. Az e fölött található rétegek azonban már jelentősen eltérőek a két feltárásban, ennek azonban több magyarázata is lehet. Az első, hogy BIRÓ, T. et al. (2020) által felvett 13-as réteget vizsgálva (mágneses szuszceptibilitás-anizotrópia vizsgálat, AMS) oldalirányú nyíróerőkre utaló adatokat kapott, ezek alapján valószínűsítette, hogy ezek a Tibolddarócon és Bogácson megjelenő rétegek nem piroklaszt szórás, hanem piroklaszt-sűrűségárak üledékei. Ezt az interpretációt elfogadva pedig magyarázható a két rétegsor közötti eltérés, ugyanis a sűrűség-árak völgyekben, mélyedésekben, a gravitáció által irányítottan mozognak, nem mindenhol halmozódnak fel (KARÁTSZON D. 1998). Így elképzelhető, hogy az egykori paleodomborzat miatt egy területen lerakódott ilyen üledék, míg egy közeli, másik helyen pedig nem.

Eltérést okozhat még a két rétegsor felett az is, hogy a felette lévő ignimbritet lerakó piroklaszt sűrűség ár mozgási energiája olyan nagy volt, hogy erodálta az aktuálisan felül lévő hullott rétegeket. Ezt a hipotézist erősíti, hogy az A alegységre eróziós kontaktussal települ az egységet bezáró ignimbrit.



17. ábra - A Jató tagozat A alegysége és az andornaktályai IV/A alegység (előző oldal) Balra: Jató tagozat alegysége (BIRÓ et al. 2020) Jobbra: andornaktályai alegység. F – finom hamu, D – durva hamu, L – lapilli.

Mindezen hasonlóságok ellenére sem teljesen kizárható, hogy a két feltárás anyagát nem egyazon kitörés hozta létre, de a geokémiai és a rétegtani hasonlóságok elvitathatatlanok. Minden jel arra mutat, hogy az andornaktályai, a tibolddaróci és a bogácsi feltárások ugyanannak a kitörésnek eltérő fáciesű anyagait tárják fel. A fizikai vulkanológiai bélyegek nagyon hasonlóak, ahogy a fedőképződmény (záró ignimbrit) is. Emellett az előzetes geokémiai és petrográfiai vizsgálatok is arra utalnak, hogy a vizsgált feltárások kőzetanyagai egyazon kitörés termékei.

Ezek alapján az Andornaktályán megjelenő feltárás IV. egysége a SZAKÁCS, A. et al. (1998) által felállított rétegtani egységek közül a felső tufa komplexumba (Upper Tuff Complex) sorolható, az aktuális, LUKÁCS, R. et al. (2018) által felállított rétegtani egységek közül pedig a Demjéni ignimbrit egységbe (Demjén ignimbrite unit) tartozik, amelybe a korábban leírt Jató tagozattal (BIRÓ, T. et al. 2020) egyetemben. Ezek alapján cirkon U–Pb kormérés alapján a vizsgált képződmény kora ~14.9 millió év, így a Bükkalja egyik legfiatalabb vulkáni képződményének tekinthető (LUKÁCS, R. et al. 2018).

E rétegtani korrelációk lehetőséget adnak – az anyag oldalirányú elterjedésének és vastagság-, valamint fácies-változásának ismeretében – a kitörési központ irányának megbecslésére. Az általam felvett IV/A alegység rétegeiből kapott szemcseméret-eloszlási adatok gyakorlatilag megegyeznek a korábban 10, illetve 18 km-re, keleti irányban elhelyezkedő tibolddaróci és bogácsi kibukkanások adataival. Ugyanakkor, a B alegységben megjelenő rétegzetlen ignimbit jóval nagyobb maximális horzsakőmérettel és vastagsággal jellemezhető, mint a keletebbre található kibukkanások záróignimbitje. Ezek alapján a kitörési központ Andornaktályától nyugati irányba feltételezhető, ami megerősíti a korábbi geokémiai alapokon nyugvó kvalitatív forrásterület-rekonstrukciót (LUKÁCS, R. et al. 2018).

6. Kitekintés, további kutatási lehetőségek

A hazai miocén korú, szilíciumgazdag robbanásos vulkanizmus termékei vulkanológiai szempontból ritkán értékelték korszerűen, emiatt csupán ritkán állnak rendelkezésre adott kitörési események lezajlásáról részletes dokumentációk. Ehhez hasonlóan, adott kitöréstermékek oldalirányú vastagság- és fáciesváltozásának nyomozása is ritkásan áll rendelkezésre, emiatt a kitörési központok lehatárolása is további potenciált rejt magában. Ehhez több előfordulás – mind felszíni feltárás, mind pedig felszín alatti elterjedés – ismerete és vizsgálata lenne szükséges. A munkám során alkalmazott módszerek – terepi és laboratóriumi vizsgálatok - megfelelőnek bizonyultak arra, hogy több millió éves kitörési folyamatokat lehessen rekonstruálni, és korrelálni más, ismert képződményekkel. Az ilyen, modern szemléletű vulkanológiai kutatómunkák tehát segíthetnek a Kárpát-Pannon térség vulkanizmusának jobb megismerésében, valamint alapvetően – a Föld bármely más pontján – hozzájárulhatnak a víz-magma kölcsönhatás nyomait magán viselő szilíciumgazdag, robbanásos vulkanizmus jobb megértéséhez.

Fontosnak tartom emellett hangsúlyozni, hogy a kutatómunka keretein belül kapott szemcseméret-eloszlási adatok kérdéses, hogy milyen mértékben vethetők össze recens, kiváló állapotban megőrződött kitöréstermékek adataival (pl. EYCHENNE, J., PENNEC, J.L. 2012). Ennek oka, hogy a lerakódás óta eltelt több millió év során a betemetődés okozta tömörödés és a mállás, valamint ezek következtében a szemcsék összetapadása kis mértékben módosíthatta az eredeti granulometriai tulajdonságokat. Az eróziós valamint az eltemetődés óta a kőzetben lejátszódó folyamatok változtathatnak egy kitörés termékeinek szemcseméret eloszlásában, ami azért probléma, mert ezen alapul a modern vulkanológia kitörés-rekonstrukció eszközeinek egy része, így ezen változások ismerete szükséges lehet a pontos rekonstrukcióhoz. CUTLER, N.A.

et al. (2021) a Mt. Saint Helens 1980-as kitörésből származó vulkáni üledékeinek változását vizsgálta, 40 éves időtartam alatt, és a következőkre jutott:

- vulkáni közetrétegek vastagsága számottevően nem változott
- finom szemcseméret-tartomány csökkenése

Hasonló eredményre jutott DEL BELLO, E. et al. (2021) is, aki az 100-500 mikrométeres tartományban állapította meg a legnagyobb arányú anyagvesztést a Sakurajima (japán) és Cordón Caulle (chilei) vulkánok közeteinek vizsgálata során.

WALKER, G.P.L (1973), a DF diagramot megalkotó munkájában leginkább az elmúlt évezred kitöréseinek termékeit vizsgálta csak, így kérdéses az ennél jóval idősebb Bükkaljai kőzetek összehasonlítása ezekkel az eredményekkel. Valószínűsíthető ugyanis, hogy az itteni kőzetek esetén is számottevően nagyobb lehetett a finomfrakció aránya a kitöréskor, melynek a fragmentáció számítása és az ebből levont következtetések miatt fontos szerepe lehet.

Fentiek értelmében jelen kutatómunka folytatása az alábbiak szerint történhet és a következő eredmények irányába jelenthet újabb lépéseket:

- Amennyiben az dolgozatban leírt – hullott eredetű - rétegeket további feltárásokban sikerülne azonosítani még a térségben, akkor meghatározható lenne azok D (elterjedés) és F (fragmentáció) értéke, melyek segítségével felvihetők lennének a WALKER, G.P.L. (1971) által létrehozott D-F diagramra. Ennek segítségével pedig valósabb, számszerű adatokon nyugvó képet kaphatnánk a terület miocén korú, nagy energiájú robbanásos kitöréseinek tényleges méreteiről.
- További – különböző mértékben cementált, és mállott, hullott eredetű bükkaljai – rétegek vizsgálata, és azok alapján az idős anyagokból kapott szemcseméret-eloszlási adatok felhasználhatóságának értékelése. Ez a kérdéskör különösen aktuális, ugyanis napjainkban kezd a vulkanológia érdeklődésének homlokterébe kerülni.

7. Összefoglalás

Kutatómunkám során a Bükkalja miocén korú piroklasztit képződményeinek egy eddig nem vizsgált feltárásával foglalkoztam, amely Andornaktálya keleti szomszédságában helyezkedik el. Az ún. Rózsa utcai feltárásokon részletes terepi alapú vulkanosedimentológiai és száraz szitálással, valamint lézerdiffrakciós elemzésekkel megvalósult granulometriai

vizsgálatokat végeztem, melynek célja a rétegsort létrehozó vulkáni események rekonstruálása és jellegének megállapítása volt. A körülbelül 15 méter vastagságú rétegszelvényt – melyet 7 feltárásban vizsgáltam részletesen – a hiátusok, valamint a terepen meghatározott két őstalaj miatt 4 egyégre (I-IV) osztottam.

A legfelső, IV egységet részletesebb vizsgálatoknak vetettem alá, és a terepi, valamint laboratóriumi vizsgálatok eredményeként két (A, B) alegységre osztottam azt. Az A alegységet 1-30 cm vastagságú, jól osztályozott ($\sigma\phi = 1-2$), jellemzően konstans vastagságú, piroklaszt hullás során létrejött tufa és lapillikő rétegek alkotják. A B alegységet egy rosszul osztályozott, rétegzetlen lapillikő alkotja, benne horzsaköbökkel, gázszegregációs csatornákkal és elszenesedett növénymaradványok után maradt üregekkel. Ezek miatt a bélyegek miatt valószínűsíthető az üledéket létrehozó piroklaszt sűrűség-ár alacsony hőmérséklete és a kitörés freatomagmás jellege – ebben a szakaszban. Az IV. egység korrelálható a BIRÓ, T. et al. (2020) által leírt, Tibolddarócon és Bogácson megtalálható Jató tagozat anyagával, ami további segítséget nyújt a kitörés jellegének – azaz kezdetben hullott anyagokat létrehozó, majd a freatomagmás hatás megjelenésével a kitörési oszlop összeomlásából származó piroklaszt sűrűség-ár üledék lerakódásával járó eseménysorozat – megállapításához. Az általam felvett IV/A alegység rétegeiből kapott szemcseméret-eloszlási adatok gyakorlatilag megegyeznek a korábban 10, illetve 18 km-re, keleti irányban elhelyezkedő kibukkanások adataival. Ugyanakkor, a B alegységben megjelenő rétegzetlen ignimbrit jóval nagyobb maximális horzsakömmérettel és vastagsággal jellemezhető, mint a keletebbi kibukkanások záróignimbritje. Ezen megfigyeléseim lehetőséget adnak – az anyag oldalirányú elterjedésének és vastagság-, valamint fácies-változásának ismeretében – a kitörési központ nyugati irányú feltételezésére, ami megerősíti a korábbi geokémiai alapokon nyugvó kvalitatív forrásterület-rekonstrukciót (LUKÁCS, R. et al. 2018).

8. Köszönetnyilvánítás

Külön köszönetet szeretnék mondani Cseri Zoltánnak (ELTE Természetföldrajzi Tanszék) a terepen és ábrák elkészítésében nyújtott rengeteg segítség miatt, Fehér Katalinnak (ELTE Környezet és Tájföldrajzi Tanszék) a laboratóriumi munkák során nyújtott minden segítsége és a műszerek használatának megtanítása miatt, valamint Dr. Szalai Zoltánnak (ELTE Környezet és Tájföldrajzi Tanszék, ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézet) és Holman-Gresina Fruzsínának (ELTE Környezet és Tájföldrajzi Tanszék, ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézet) a lézeres diffraktometriai vizsgálatok lehetőségéért.

9. Irodalomjegyzék

- BALOGH K. 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. – MÁFI Évkönyv 48. Budapest, Magyarország. 720 p
- BIRÓ, T., HENCZ, M., NÉMETH, K., KARÁTSZON, D., MÁRTON, E., SZAKÁCS, A., BRADÁK B., SZALAI Z., PÉCSKAY Z., KOVÁCS, I. J. (2020). A Miocene Phreatoplinian eruption in the North-Eastern Pannonian Basin, Hungary: The Jató Member. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 401, 106973.
- BRANNEY, M. J., KOKELAAR, P. 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society, London, Memoirs, 27 143 p.
- BROWN, R.J., BRANNEY, M.J., MAHER, C., DÁVILA-HARRIS, P. 2010: Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: Evidence from pyroclastic couplets on Tenerife. – *Geol. Soc. Am. Bull.* 122, pp. 305–320.
- CAPACCIONI, B., CORODANNOSI, N., HARANGI R., HARANGI Sz., KARÁTSZON D., Sarocchi, D., Valentini, L. 1995: Early Miocene pyroclastic rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) - A preliminary stratigraphic report. – *Acta Vulcanol.* 7. pp. 119–124.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., KOVÁCS, M. 1992: Tertiary evolution of the IntraCarpathian area: A model. – *Tectonophysics* 208. pp. 221–241.
- CUTLER, N. A., STREETER, R. T., DUGMORE, A. J., SEAR, E. R. (2021). How do the grain size characteristics of a tephra deposit change over time? *Bulletin of Volcanology*, 83(7).
- DEL BELLO, E., TADDEUCCI, J., MERRISON, J., RASMUSSEN, K., ANDRONICO, D., RICCI, T., SCARLATO, P., IVERSEN, J. (2021). Field-based measurements of volcanic ash resuspension by wind. *Earth and Planetary Science Letters*, 554, 116684.
- EYCHENNE, J. PENNEC, J-L. 2012: Sigmoidal particle density distribution in a subplinian scoria fall deposit. – *Bull. Volcanol.* 74. pp. 2243–2249.
- HARANGI Sz. – KARÁTSZON D. 1997 Elemek geokémiai csoportosítása in Karátszon D. szerk. Pannon Enciklopédia Magyarország Földje. - KERTEK 2000 Könyvkiadó, Budapest
<https://www.arcanum.com/hu/online-kiadvanyok/pannon-pannon-enciklopedia-1/magyarorszag-foldje-1D58/uj-modszerek-a-hazai-foldtudomanyokban-2E40/geokemia-harangi-szabolcs-2F24/elemek-geokemiai-csoportositasa-2F2C/>
- HARANGI, Sz. 2001. Neogene to Quaternary volcanism of the Carpatho-Pannonian Region – a review. – *Acta Geol. Hung.* 44. pp. 223–258.
- HARANGI Sz., LUKÁCS R. (2019). A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. *Földtani Közlöny*, 149(3), 197.
- HENCZ, M., BIRÓ, T., CSERI, Z., KARÁTSZON, D., MÁRTON, E., NÉMETH, K., SZAKÁCS, A., PÉCSKAY, Z., KOVÁCS, I. 2021: A Lower Miocene pyroclastic-fall deposit from the Bükk Foreland Volcanic Area, Northern Hungary: Clues for an eastward-located source – *Geologica Carpathica* 72,1 pp. 26-47.
- HENCZ, M., BIRÓ, T. GERTISSER, R., PORTNYAGIN, M., NÉMETH, K., SZAKÁCS, A., MÁRTON, E., CSERI, Z., PÉCSKAY, Z., KARÁTSZON, D. in prep: Miocene silicic explosive volcanism in the

Bükk Foreland Volcanic Area, Northern Hungary: event-stratigraphy, geochemical fingerprint, and lithostratigraphic implications

INMAN, D.L. 1952: Measures for Describing the Size Distribution of Sediments. – J. sedim. Petrol. 22, pp. 125-145.

KARÁTSZON D. 1998, 2017: Vulkanológia I. Egyetemi jegyzet. Budapest. ELTE Eötvös Kiadó. 237 p.

KARÁTSZON D. 2014: Vulkanológia II. Egyetemi tankönyv. Budapest. ELTE Eötvös Kiadó. 279p.

KOVÁCS, I., SZABÓ, Cs. 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. – J. Geodyn. 45. pp. 1-15.

LIRER, L., PESCATORE, T., BOOTH, B.; WALKER, G. P. L. 1973: Two Plinian Pumice-fall Deposits from Somma-Vesuvius, Italy. – Bull. Geol. Soc. Am., 84, pp. 759–772.

LUKÁCS R., HARANGI SZ., RADÓC GY., KÁDÁR M., PÉCSKAY Z., NTAFLÓS T. 2010: A Nyékládháza-1, Miskolc-7 és Miskolc-8 sz. fúrások miocén vulkáni kőzetei és párhuzamosításuk a Bükkalja vulkáni képződményeivel. – Földt. Közl. 140. pp. 31–48.

LUKÁCS, R., HARANGI, SZ., BACHMANN, O., GUILLONG, M., DANIŠÍK, M., BURET, Y., VON QUADT, A., DUNKL, I., FODOR, L., SLIWINSKI, J., SOÓS, I., SZEPESI, J. 2015: Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. – Contrib. Mineral. Petrol. 170:52, pp. 1–26.

LUKÁCS R., HARANGI SZ., GUILLONG M., BACHMANN O., FODOR L., BURET Y., DUNKL I., SLIWINSKI J., VON QUADT A., PEYTCHIEVA I., ZIMMERER M. 2018: Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. Earth Science Reviews 179, 1–19.

LUKÁCS, R., GUILLONG, M., BACHMANN, O., FODOR, L., HARANGI, SZ. 2021: Tephrostratigraphy and Magma Evolution Based on Combined Zircon Trace Element and U-Pb Age Data: Fingerprinting Miocene Silicic Pyroclastic Rocks in the Pannonian Basin. – Front. Earth. Sci. 9:615768

MANVILLE, V., NÉMETH, K., KANO, K., 2009. Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards – Sedimentary Geology 220 pp. 136-161.

MÁRTON, E., MÁRTON, P. 1996: Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. – In: MORRIS, A., TARLING, D.H. (szerk.): Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. – Geol. Soc. Spec. Publ. 105. London, Egyesült Királyság. pp. 153– 173.

MÁRTON E. – KARÁTSZON D. 1997: Paleomágneses kutatás in Karátszon D. szerk. Pannon Enciklopédia Magyarország Földje. - KERTEK 2000 Könyvkiadó, Budapest
<https://www.arcanum.com/en/online-kiadvanyok/pannon-pannon-enciklopedia->

[1/magyarorszag-foldje-1D58/uj-modszerek-a-hazai-foldtudomanyokban-2E40/paleomagneses-kutatas-martonne-szalay-emo-2F05/](#)

MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. – *Acta Geol. Hungar.* 41. pp. 467–476.

MCPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. 1993: *Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks.* – National Library of Australia, Canberra, Ausztrália, 198 p.

NÉMETH, K., MARTIN, U. *Practical Volcanology: Lecture Notes for Understanding Volcanic Rocks from Field Based Studies.* Vol. 207, Geological Institute of Hungary, 2007. 221 p.

NOSZKY J. 1926: A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei II. – *Ann. Mus. Nat. Ung.* 27. pp.150-235

PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. – *Acta Geol. Hung.* 6. pp. 307-331.

PORRECA, M., MATTEI, M., MACNIOCAILL, C., GIORDANO, G., MCCLELLAND, E., FUNICIELLO, R. 2008: Paleomagnetic evidence for low-temperature emplacement of the phreatomagmatic Peperino Albano ignimbrite (Colli Albani volcano, Central Italy). – *Bull. Volcanol.* 70, pp. 877–893.

SCHRÉTER Z. 1939: A Bükkhegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. – *MÁFI Évi Jel.* 1933- 35. pp. 511-532.

SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P.R.D., THIRLWALL, M.F., ROSU, E., PÉCSKAY Z., MÁRTON E., PANAIOTU, C. 2004: Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. – *Lithos* 72. pp. 117–146.

SEGSCHNEIDER, B., LANDIS, C., MANVILLE, V., WHITE, J., WILSON, C. (2002). Environmental response to a large, explosive rhyolite eruption: sedimentology of post-1.8 ka pumice-rich Taupo volcanoclastics in the Hawke's Bay region, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 150(3–4), 275–299.

SOHN, C., SOHN, Y. K. (2019). Distinguishing between primary and secondary volcanoclastic deposits. *Scientific Reports*, 9(1).

SZABÓ, CS., HARANGI, SZ., CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region. – *Tectonophysics* 208. pp. 243– 256.

SZAKÁCS, A., MÁRTON E., PÓKA T., ZELENKA T., PÉCSKAY Z., SEGHEDI, I. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. – *Acta Geol. Hung.* 41. pp. 413–435.

SZAKÁCS, A., PÉCSKAY, Z., GÁL, Á. 2018: Patterns and trends of time–space evolution of Neogene volcanism in the Carpathian– Pannonian region: a review. *Acta Geodaetica et Geophysica* 53, 347–367.

SZAKÁCS S., KARÁTSON D. 1997: A belső-kárpáti mészkalkáli vulkánosság in Karátson D. szerk. *Pannon Enciklopédia Magyarország Földje.* - KERTEK 2000 Könyvkiadó, Budapest
<https://www.arcanum.com/en/online-kiadvanyok/pannon-pannon-enciklopedia->

[1/magyarorszag-foldje-1D58/a-karpat-pannon-terseg-lemeztektikai-ertelmezese-1ED3/a-belso-karpati-meszalkali-vulkanossag-szakacs-sandorkaratson-david-1FB1/](#)

TROLESE, M., GIORDANO, G., CIFELLI, F., WINKLER, A., MATTEI, M. 2017: Forced transport of thermal energy in magmatic and phreatomagmatic large volume ignimbrites: paleomagnetic evidence from the Colli Albani volcano, Italy. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 478, pp. 179–191.

VAN EATON, A.R., WILSON, C.J.N. 2013: The nature, origins and distribution of ash aggregates in a large-scale wet eruption deposit: Oruanui, New Zealand. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 250, pp. 129–154.

WALKER, G.P.L. 1971: Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. – *J. Geol.* 79. pp. 696–714.

WALKER, G.P.L. 1973: Explosive volcanic eruptions: A new classification scheme. – *Geologische Rundschau*, 62, pp. 431–446.

WALKER, G.P.L. 1981: Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 9, pp. 395–407.

WHITE, J.D.L., VALENTINE, G.A. 2016: Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: Absence of evidence is not evidence of absence. – *Geosphere*, 12/5, pp. 1478–1488.)

WILSON, C.J.N., WALKER, G.P.L. 1985: The Taupo eruption, New Zealand, I. General aspects. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 314, pp. 199–228.

WILSON, C.J.N., HOUGHTON, B.F., MCWILLIAMS, M.O., LANPHERE, M.A., WEAVER, S.D., BRIGGS, R.M. 1995: Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: a review. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, pp. 1–28.

WILSON, C.J.N. 2001: The 26.5 ka Oruanui eruption, New Zealand: an introduction and overview. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 112, pp. 133–174.

WILSON, C.J.N., ROWLAND, J.V. 2016: The volcanic, magmatic and tectonic setting of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, reviewed from a geothermal perspective. – *Geothermics*, 59, pp. 168–187.