



**AZ ÉK-I BÜKK ELŐTÉR NEOGÉN INTERMEDIER KÉPZŐDMÉNYEI-
NEK PETROLÓGIAI ÉS VULKANOLÓGIAI VIZSGÁLATA**

Doktori (PhD) értekezés

CSÁMER ÁRPÁD

Debreceni Egyetem
Természettudományi Kar
Debrecen, 2007

TARTALOM

1. BEVEZETÉS	1
1.1 ELŐSZÓ	1
1.2 CÉLKITŰZÉSEK	2
1.3 TÁRGYALÁS MENETE	4
2. FÖLDTANI MEGISMERÉS TÖRTÉNETE	5
3. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK	9
3.1 TEREPI FELVÉTELEZÉS, SZELVÉNYEZÉS	9
3.2 ANYAGVIZSGÁLATI MÓDSZEREK	9
3.2.1 Törmelékes üledékek szemcseméretének, ásvány- és kőzettani összetételének meghatározása	9
3.2.2 Mikroszkópi kőzet- és ásványvizsgálatok, modális analízis és szemcseeloszlás ..	10
3.2.3 Geokémiai vizsgálati módszerek: főelem, nyomelem és ritkaföldfém analízis ..	11
3.2.4 K/Ar radiometrikus kormeghatározás	12
3.3 TÉRINFORMATIKAI ALKALMAZÁS	13
4. A TERÜLET FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE	14
5. A DUBICSÁNYI ANDEZIT FORMÁCIÓ ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE, RÉTEGTANI HELYZETE	18
6. PREVULKÁNI SEKÉLY- ÉS MÉLYALJZAT	22
6.1 ALAPHEGYSÉGI PREVULKÁNI ALJZAT	23
6.2 PALEOGÉN-NEOGÉN SEKÉLY PREVULKÁNI ALJZAT	23
6.3 A PREVULKÁNI ALJZAT ÉS AZ ANDEZITES VULKANIZMUS KAPCSOLATA	30
6.4 ANDEZITES VULKANIZMUS ÉS EGYIDEJŰ ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS KAPCSOLATA	32
7. A DUBICSÁNYI ANDEZIT FORMÁCIÓ VULKÁNI TÖRMELÉKES KŐZETEI	35
7.1 ANDEZIT PIROKLASZTIT ÖSSZLET PETROGRÁFIÁJA	37
7.1.1 Makroszkópos leírás terepi megfigyelések és fűrőmagvizsgálat alapján	37
7.1.2 Mikroszkópi leírás	41
7.2 A MAKRO- ÉS MIKROSKÓPOS SZÖVETELEMZÉS ÉRTÉKELÉSE	45
8. DUBICSÁNYI ANDEZIT FORMÁCIÓ INTRÚZIÓI, TELÉREI, KÜRTŐKITÖLTÉSEI	50
8.1 MAGMA/NEDVES ÜLEDÉK KÖLCSÖNHATÁS VULKANOLÓGIAI JELENTŐSÉGE	51
8.2 KÖZPONTI (KOHERENS) FÁCIÉS	53
8.3 AUTOKLASZTIKUS FÁCIÉS	57
8.4 KONTAKT ZÓNA, PEPPERITES SZEGÉLY	61
8.5 ANDEZIT INTRÚZIÓK, TELÉREK MAKRO- ÉS MIKROSKÓPOS SZÖVETELEMZÉSÉNEK ÉRTELMEZÉSE	63
9. SZÖVETI ÉS MODÁLIS ÖSSZETÉTELI VIZSGÁLATOK	70

10. A DUBICSÁNYI ANDEZIT FORMÁCIÓ KÉPZŐDMÉNYEINEK KORA.....	76
11. KÉSŐ-MIOCÉN ANDEZITES VULKANIZMUS A TARDONAI-DOMBSÁG TERÜLETÉN.....	80
11.1 AZ ÉK-I BÜKK ELŐTÉR MIOCÉN VULKANIZMUSA	85
11.2 A TARDONAI-DOMBSÁG KÉSŐ-MIOCÉN ANDEZITES VULKANIZMUSÁNAK HELYZETE HAZAI ÉS NEMZETKÖZI ANALÓGIÁK ALAPJÁN	88
12. ÖSSZEFOGLALÁS	91
13. SUMMARY.....	95
IRODALOMJEGYZÉK.....	99
Mellékletek	111

1. BEVEZETÉS

1.1 ELŐSZÓ

A plutonista és neptunista iskolák hosszú ideig lezáratlan szakmai vitája óta eltelt több mint két évszázad alatt a magmás közettannal és vulkanológiával kapcsolatos tudásunk rendkívüli mértékben gyarapodott. Az egyre kifinomultabb műszeres vizsgálati módszerek alkalmazása, a recens folyamatok tudományos igényű megfigyelése, a laboratóriumi kísérletek eredményeinek felhasználása lehetővé tették a vulkáni kőzetek leírásán túl az azokat létrehozó vulkáni működés sajátos folyamatainak egyre mélyebb szintű ismeretét is. Általánosan elfogadott tény, hogy korszerű vulkanológia nem képzelhető el más tudományterületek (pl. geokémia, szedimentológia, szerkezeti földtan stb.) ismeretanyagának adaptálása nélkül, ami szükségessé teszi ezek eredményeinek nyomonkövetését, esetenként pedig vizsgálati módszereik vulkanológiai célú alkalmazását. Különösen igaz ez abban az esetben, ha a vulkáni képződényeket, valamint az azokat létrehozó folyamatokat ösföldrajzi környezetbe ágyazva szemléljük, kiterjesztve ezáltal vizsgálatainkat a különböző vulkáni- és vulkanoszediment fáciesátársulások térbeli és genetikai összefüggéseire is.

A fenti gondolatmenet szellemében készült disszertációban is e komplex értelmezés- és szemléletmódot igyekeztünk alkalmazni egy a hazai viszonylatban kevésbé kutatott ÉK-magyarországi terület, az ÉK-i Bükk-előtér vagy más néven Tardonai-dombság példáján. A még hallgatóként elkezdett földtani térképező munka alapozta meg a kezdetben csak kisebb területi egységekre, később a Tardonai-dombság egészére kiterjesztett vulkanológiai vizsgálatainkat.

A kutatási területünk a Bükk-hg. ÉK-i előterében húzódó dombságra korlátozódik, és lényegében lefedi a MAROSI S. & SOMOGYI S. (1990) szerint *Tardonai-dombság*ként, vagy HEVESI A. (2003) által *Bükkhát*ként említett kistáj egészét: vagyis É-i és K-i határként a Sajó völgymedencéje, D-i határként a Bükk-hg. paleomeozozóos tömege, ÉNy-i határvonalként pedig a Bán-patak völgye adható meg. Egyes esetekben azonban a tájhatárt átlépve, a szomszédos kistájak területén is végeztünk vizsgálatokat, ugyanis – mint később látni fogjuk – a Bükk-től É-ra húzódó dombságok (Tardonai-, Putnoki-) földtani felépítése igen hasonló. Így, amennyiben szakmai érvekkel alátámasztható volt, úgy az Upponyi-hegység területére eső feltárások anyagát is feldolgoztuk munkánk során.

Itt szeretném megköszönni mindazok segítségét, akik a disszertáció elkészítéséhez hozzájárultak. Köszönöm témavezetőmnek, Dr. Kozák Miklósnak, hogy a témára irányította figyelmemet, továbbá, hogy a kezdetektől segítette és figyelemmel kísérte munkámat. Köszönetemet fejezem ki Czifra Lórántnak, Gönczy Sándonak, Szepesi Zsuzsának és Takács Juditnak a térképezés és terepi munkák során nyújtott segítségükért. A laboratóriumi vizsgálatok során nélkülözhetetlen segítséget kaptam Barta Istvántól és Kiss Beatrixtól (fő- és nyomelemanalitika), Kovács-Pálffy Pétertől (röntgen diffraktometria), Gyuricza Györgytől (mikromineralógia), Szőőr Gyulától

(termoanalitika) és Pécskay Zoltántól (K/Ar radiometrikus kor). Az adatok térinformatikai feldolgozásában és ábrázolásában Németh Gábor volt segítségemre. Hálás vagyok Rózsa Péternek az észrevételeiért és tanácsaiért, amelyek nagymértékben segítettek a vitás kérdések tisztázásában. Külön köszönetet szeretnék mondani a DE Ásvány- és Földtani Tanszék összes dolgozójának az értekezés elkészítése során nyújtott támogatásukért.

Végezetül pedig köszönet illeti családom minden tagját, amiért stabil és nyugodt háttérrel biztosítottak a munkához, valamint, hogy türelemmel és megértéssel viselték a disszertáció megírásával járó nehézségeket.

1.2 CÉLKITŰZÉSEK

Az értekezés fő célja a vizsgálati terület neogén intermedier vulkáni képződményeinek, vagyis az ún. Dubicsányi Andezit Formációnak a közettani, vulkanológiai szemléletű jellemzése. A nagyszámú mélyfúrás adattári anyaga, a SCHRÉTER Zoltán (1929) által rajzolt – több vonatkozásában ma is helytálló – földtani térkép, valamint ennek BALOGH K. (1963) szerinti értelmezése, a számos szénprognosztikai térkép és paleoökológiai tanulmány (RADÓCZ Gy. 1965a, 1965b, 1965c, BOHNNÉ HAVAS M. 1985, KORECZNÉ LAKY I. 1985) jelentős mértékben hozzájárult ahhoz, hogy a térség földtani egységeiről átfogó képet formálhassunk. A sok esetben részletekbe bocsátkozó kutatások eredményei ellenére a dombság képződményeivel kapcsolatos számos kérdés megválaszolatlan maradt. Ennek egyik oka, hogy a jelentős barnakőszénvagyonnal rendelkező területen a földtani kutatások fő irányvonalát a kőszénteleptani vizsgálatok határozták meg, így a bányászat számára nem releváns összletek megismerése a háttérbe szorult. Ennek köszönhető, hogy a Tardonai-dombság intermedier vulkanitjainak térbeli helyzetéről, faciéstani viszonyairól, geokémiai jellemzőiről kevés információval rendelkezünk.

A Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén a Magyar Állami Földtani Intézettel kötött intézményközi együttműködési megállapodás keretében Dr. Kozák Miklós vezetésével 1995-ben megalakult a „Tardona Kutatócsoport”, amelynek céljai az alábbiak voltak:

- a Bükk ÉK-i előterének 1:25 000-es léptékű, reambuláló földtani térképezése;
- fúraskataszter és számítógépes adatbázis felépítése;
- nyersanyagkutatás;
- medenceanalízis, szekvenciasztratigráfia, formációbesorolás, ökoszférai rekonstrukció;
- tektonika, mikrotektonika, korreláció a Bükk-hg. tektonikájával;
- vulkanológia, magmás petrogenetika;
- alkalmazott- és környezetföldtani térképezés;
- geopotenciál kutatás ill. egyéb járulékos adottságok és veszélyek feltárása.

E csoport munkájában vettem részt egyetemi hallgatóként és Ph.D doktori ösztöndíjasként. Személyes feladatom a térképezés mellett elsősorban az intermedier vulkanizmus vizsgálata volt.

Ennek megvalósításához első körben szükséges volt a vulkáni és szubvulkáni szerkezetek térképezése, fúrásokban, szelvényekben való nyomon követése, a térbeli-időbeli tendenciák nyomozása, az exhumálódó szerkezetek ábrázolhatósági kritériumainak figyelembevételével. Ezek alapján végeztük el a magmás fáciesek rekonstrukcióját a kiválasztott feltárásokon, petrográfiai, geokémiai módszerek, valamint a modális analízis segítségével. Ezáltal jellemeztük a terület sekélyszubvulkáni szerkezeteinek egymással szoros genetikai összefüggésben álló koherens és autoklasztikus fácieseit, ill. endo- és exokontakt zónáit, valamint a járulékos litikus alkotókban gazdag andezit piroklasztitok típusait, különös tekintettel az öskörnyezettel és a prevulkáni aljzattal való kapcsolatukra. A kapcsolódó vizsgálati eredmények tükrében lehetővé vált a vulkáni összletek beágyazó öskörnyezetének rekonstrukciója, ill. összefüggésük a felső-miocén üledékes rétegsorok fáciestani jellemzőivel és szedimentációs folyamataival (pl. torlatképződés, beszáradási kérgék).

A Dubicsányi Andezit Formációval kapcsolatos közettani, vulkanológiai vizsgálatok fontossága az alábbiakkal támasztható alá. A képződmény – rétegtani helyzete és elterjedése alapján – a dombság neogén molassz rétegsorának egyik meghatározó képződménye. A formáció áthalmazott anyaga igen nagy mennyiségben található meg a térség törmelékes üledékeiben, sőt egyes üledékes szintek, betelepülések lényegében csak vulkanogén komponenseket tartalmaznak (pl. torlat jellegű homokok, andezitkavics rétegek). A formációt alkotó kőzetek geokémiai jellemzőivel, genetikájával kapcsolatos adatok, megfigyelések jobbára hiányosnak tekinthetők. Az intermedier képződmények a legtöbb esetben felszínalkotóként vagy a felszínhez közeli helyzetben fordulnak elő, így a térség jelenlegi domborzati formáinak kialakulásában jelentős szerepet töltek és töltenek be. Ellenálló anyagú eróziós roncsaik védő hatásának tudható be egyes maradványfelszínek megőrződése, tájalkotó szerepe és területhasználati alkalmasságának jellege.

A téma részletes regionális-tematikus feldolgozását az is indokolja, hogy a hazai, ill. belső-kárpáti vulkanizmust átfogóan tárgyaló munkák (pl. SZÁDECZK-KARDOSS E. et al. 1967, ZELENKA, T. et al. 2004) nem foglalkoznak önálló komplexként a Dubicsányi Andezit Formáció által „lefedett” területtel, nem sorolják azt önálló egységek közé. Ezt a roncsoltság, a lávaárak hiánya, a kürtők rejtettsége és kis mérete, a terület kifejlődési jellege érthetővé teszi, de nem indokolja.

1.3 TÁRGYALÁS MENETE

A disszertációban a földtani kutatástörténet vázlatos ismertetése, valamint az alkalmazott vizsgálati módszerek bemutatása után a vizsgálatunk tárgyát képező Dubicsányi Andezit Formáció általános jellemzése következik.

A dolgozat gerincét képezi a terepi és laboratóriumi vizsgálatok eredményeinek taglalása, az alábbi gondolatmenet szerint:

- az alaphegységi és neogén prevulkáni aljzat jellemzése, különös tekintettel a neutrális vulkanogén alkotókra (vulkanoszedimentek);
- a Dubicsányi Andezit Formáció részletes ismertetése szelvények és mélyfúrások maganyaga alapján; a megfigyelések értelmezése;
- szöveti és modális összetételbeli tendenciák a terület különböző eredetű intermedier kőzetein;
- az intermedier vulkáni aktivitás kronológiai folyamatának rekonstrukciója K/Ar koradatok alapján, őslénytani leletek és korrelatív üledékek figyelembevételével.

A disszertáció végi összefoglalásban vulkanológiai és kőzettani kutatási eredményeinkre támaszkodva rekonstruáljuk az intermedier piroklasztit összlet képződési viszonyait, a befogadó üledékes rétegek és az andezittestek kapcsolatrendszerét, ezáltal megrajzoljuk az erősen roncsolt késő-miocén vulkáni centrum sor öskörnyezetét és fejlődéstörténetét.

* * *

2. FÖLDTANI MEGISMERÉS TÖRTÉNETE

Kutatási területünk, hazánk egyik legjelentősebb nehézipari régiójának, a borsodi iparvidéknek (Ózd – Kazincbarcika – Miskolc tengely) a környezetében helyezkedik el, melynek kialakulása és fejlődése többnyire az itt fellelhető barnaköszén telepek feltárásával és hasznosításával függött össze. Ennek megfelelően az első földtani írásos emlékek is a Borsodi-szénmedence kőszénelőfordulásaihoz kapcsolódnak. Az első ismert, 1767. évi szeptemberi keltezésű említésben SCHÖNER Xavér Ferenc, Szomolonkról származó bányatiszt kért engedélyt a minden bizonnyal Parasznia környékén felfedezett széntelep művelésére (KISZELY Gy. 1965, ZSÁMBOKI L. 1988). 1769-ben FAZOLA Henrik Tardona, Mályinka és Parasznia határában található telepeket tár fel és jegyeztet be (KISZELY Gy. 1965, CSIFFÁRY G. 1987.). Ugyancsak FAZOLA még abban az évben a Bán-patak völgyében tapolcsányi, nekézsényi és upponyi vasérckészleteket fedez fel; majd az utóbbira művelési jogot is kér (CSÁMER I. 2000).

A XIX. században az ipari fellendülés a borsodi szénbányászat kibontakozásához vezetett. A környék ipari létesítményeinek (ózdai vasgyár, edelényi cukorgyár, diósgyőri vasgyár) kőszénigényeiket a sorra nyíló közeli szénbányák (pl. Arló, Perces, Lyukóbánya stb.) elégítik ki (ZSÁMBOKI L. 1988). Az első szakszerű bányaföldtani vizsgálatok ennek megfelelően a XIX. század közepén megtörténtek és ADRIÁNYI János, a selmeci bányaműveléstani tanszék professzora nevéhez fűződnek (LÓRÁNT M. 1988).

Az első szisztematikus földtani felvételezés már a XIX. század során lezajlott a bécsi állami Földtani Intézet szervezésében. Ennek eredményeként született az az 1:144 000-es méretarányú földtani térkép, melyre további részletkutatásokat építve, a századfordulóra számos monografikus jellemzést alapoztak.

STUR, D. (1867) andezittufás rétegekből származó növénylenyomatok alapján annak képződési korát a szarmata emeletre datálta. A Bükk-hg. É-i előtere ritka ásványokban ugyan nem bővelkedik, ennek ellenére TÓTH M. (1882) „Magyarország ásványai” című munkájában számos, vizsgálati területünkre vonatkozó megállapítást tesz. Limonit és hematit (agyagvasérc) előfordulásokat említ Diósgyőr, Tapolcsány (Dédestapolcsány), Uppony és Neksény (Nekézsény) környékéről, lignitnek határozott barnaköszén lelőhelyekről számol be Diósgyőr, Lászlófalva (Sajólászlófalva), Edelény, Disznós-horvati (Izsófalva) és Nádasd (Borsodnádasd) térségében, továbbá Diósgyőr és Miskolc melletti területekről kvarcban található epidotról is megemlékezik.

Ugyanebben az évben MATYASOVSZKY J. (1882) Sajókaza környéki szénelőfordulások földtani-teleptani viszonyairól értekezik. Megemlíti a „trachyt-brecciókból álló” neutrális összetételű, melyet kitűnő építőanyagként jellemez. A képződés korát a szarmatába helyezi, kialakulását pedig a „hegyalljai trachyt-hegylánczczal” hozza összefüggésbe.

Külön említést érdemel HALAVÁTS Gy. (1894) „Miskolc város földtani viszonyai” című munkája, melyben a szerző lejegyzí, hogy az Avas és a környező dombok „trachyt- és rhyolittufából, tufás homokból és konglomerát rétegekből” állnak, melyeket az Avason talált flóra alapján szarmata korúnak vél. Tudománytörténeti érdekességként a cikk, a szerző és HERMAN Ottó között kiobbant szakmai vitáról is tudósít.

KOCSIS J. (1900) paleontológiai vizsgálataira támaszkodva számos kagyló és foraminifera fajt ír le a Bükk-hg. É-i előteréből.

SCHAFARZIK F. (1904) monografikus jellegű összefoglaló művében több, a területünkre eső működő kőbányát is megemlíti: építőkőnek használt „andezittufa” változatok ismertek Alacska, Bánfalva (Bánhorváti), Kondó, Mályinka, Nagy-Barcza (Nagybarca), Sajó-Ivánka (Sajóivánka), Sajó-Szt.-Péter (Sajószentpéter), Sajó-Velezd (Sajóvelezd), Tapolcsány (Dédestapolcsány), Tardona környékéről. A szerző Dubicsány mellől, a Sajó bal partjáról „Szürke, tömötten összeforrott piroxénandezit-breccsa” előfordulást ismertet. A fentiekén kívül területünkön említésre kerültek még mészkő-, agyagpala-, riolittufa-, kavics- és homokbányák is.

A műrevaló széntelemek vertikális és horizontális kiterjedésének vizsgálatát célzó első szénkutató fúrások XIX. és XX. század fordulóján mélyültek. A produktív telepek földtani-teleptani viszonyainak megismerésével párhuzamosan a kőszénbányászat üteme egyre fokozódott, minek eredményeként a századfordulón hazánk termelésében 25 %-os részesedéssel a második helyet foglalta el (ZSÁMBOKI L. 1988).

PAPP K. (1907) Miskolc város földtani viszonyait tanulmányozta behatóan. Igen alapos és körültekintő munkája eredményeként közli Miskolc város 1:12 500-es méretarányú földtani térképét, továbbá a környéken talált paleolit kőeszközökről is említést tesz. Későbbi művében, a XX. század első évtizedeinek egyik legnagyobb monográfiájában (PAPP K. 1916) többek között a Borsodi-szénmedence kőszén- és vasérckészletének teleptani és mennyiségi viszonyairól tájékoztat.

A Borsodi-szénmedence földtani megismerésében kiemelkedő szerepet játszott SCHRÉTER Zoltán., aki a XX. század első felében végzett geológiai felvételezést a területen, melynek eredményeként összefoglaló áttekintést adott a teljes miocén rétegsorról, beleértve a fekü- és fedőképződményeket is, valamint megszerkesztette a régió 1:75 000-es méretarányú földtani térképét (SCHRÉTER Z. 1914, 1915, 1916, 1917, 1919, 1923, 1925, 1929, 1945, 1952). A kiváló terepi geológus szakmai hozzáértését és alaposágát bizonyítja, hogy alapvető rétegtani megállapításai sok esetben mindmáig helytállóak. Nagyszerű terepismeretének és megfigyelőképességének köszönhetően a szénteleges összlet jellemzése mellett figyelemreméltó megállapításokat tett a neutrális vulkáni sorozatra, ill. a szarmata tengerparti-szárazföldi törmelées képződményekre vonatkozóan is.

A meglévő földtani adatokra, és saját terepi megfigyeléseire támaszkodva készített nyersanyagkutatósi célú összefoglalót VADÁSZ E. (1929). Véleménye szerint a neutrális vulkáni képződmény tufa és breccsa váltakozó sorozatából épül fel és egyik

leginkább szembeötlőbb tulajdonsága, hogy „rétegzett, igen gyakran fluviátilis rétegzettséggel”. Képződésének korát szintén a szármatára teszi. Nézete szerint a területen „seholsem találunk kifejezetten kitörési központra utaló jelenségeket” (VADÁSZ E. 1929).

VITÁLIS I. (1939) monografikus összefoglalójában külön hangsúlyt kap a „sajóvölgyi középmiocénkorú” barnaköszenes sorozat öslénytani és szénközettani jellemzése.

Az '50-60-as évektől az extenzív iparosítás során mélyített szénkutató fúrások nagy száma lehetővé tette a célzott teleptani, tektonikai vizsgálatok kiterjesztését, valamint a szénláp szénközettani alapú rekonstrukcióját (JUHÁSZ A. 1961, 1965, 1966, 1970, 1975, 1988, BALÁZS Z. & JUHÁSZ A. 1971, RADÓCZ Gy. 1993). Ezzel párhuzamosan készültek azok az 1:100 000-es méretarányú földtani felvételezések, melyek a széntelepes összlet mélyföldtani viszonyairól, reménybéli készleteiről, mennyiségi és minőségi jellemzőiről adnak felvilágosítást. (RADÓCZ Gy. 1965a, 1965b, 1965c).

BALOGH K. (1963) a Bükk-hg. és környékének geológiai újraértékelésével, többnyire a már meglévő adatokra támaszkodva, szerkesztette meg a térség 1:100.000-es méretarányú földtani térképét.

A disszertáció témájából adódóan külön meg kell emlékeznünk POJJÁK T. munkásságáról. Hiánypótlónak számító írásaiban (POJJÁK T. 1957, 1963) kutatási területeinkről származó savanyú és neutrális piroklasztikus rétegek anyagán végzett polarizációs mikroszkópi és főelemanalitikai vizsgálatokat. RADÓCZ Gy. & VÖRÖS I. (1961) a Sajó bal partján az andezites piroklasztikus összlet anyagában – az aljzathoz feltépett és beágyazott agyagzárványok körül – sajátos radiális repedéshálózatot figyeltek meg, melynek kialakulását hidratációs-dehidratációs folyamatok során lejátszódó térfogatváltozással hozták összefüggésbe.

A '70-es években tovább folytatódik a terület kutatófúrásokkal történő feltárása. A miocén rétegsor pontosabb megismerése végett a fúrólukokban geofizikai, míg a magmintákon mikro- és makropaleontológiai, esetenként mikroszkópi vizsgálatokat végeztek. A terület szerkezeti viszonyainak és aljzatmorfológiájának tisztázása céljából különböző geofizikai módszerekkel végzett kutatások szintén ebben az évtizedben kezdődtek meg a Bükk-hg. É-i előterében (SZALAY I. et al. 1976, 1979, 1989, KIRÁLY E. 1989).

A földtani kutatásban a '80-as években bekövetkezett szemléletváltás lehetővé tette a jelentős méretű és sokrétű adatbázisokra alapozott öskörnyezeti rekonstrukciók és összehasonlító sztratigráfiai vizsgálatok elvégzését. Megtörtént az adatok paleontológiai kiértékelése, majd ennek alapján a széntelepek fejlődéstörténetének paleoökológiai rekonstrukciója (RADÓCZ Gy. 1974, BOHNNÉ HAVAS, M. & NAGYMAROSY, A. 1985, KORECZNÉ LAKY I. 1985, 1987, 1993).

A Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén, Dr. Kozák Miklós tematizálásával 1995-ben alakult „Tardona-csoport” végzett 1:25 000 léptékű

reambuláló földtani felvételezéseket a Bükk-hg. ÉK-i előterében. Ez a munka számos vonatkozásában elmélyítette a területről addig kialakított rétegtani, vulkanológiai, teleptani, alkalmazott- és környezetföldtani, valamint morfogenetikai ismereteket.

1999-ben a „Digitális adatbázis Magyarország litosztratigráfiai térképsorozatának elkészítésében” című program keretein belül a térség formációit csoportunk újraértékelté, amely beépült a terület újabb beosztású 1:100 000-es méretarányú földtani térképébe (GYALOG L. et al. 1999, BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I. et al. 1999). Az újonnan létrehozott litosztratigráfiai egységek leírása, ismertetése ugyan már megtörtént (GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004), azonban a szélesebb szakmai körökben való használatukkal kapcsolatos viták jelenleg is zajlanak. A rétegtani kutatások mellett az utóbbi években egyre inkább előtérbe kerültek az idős alaphegységi aljzat felszíni előfordulásait érintő szerkezeti és ásvány-kőzettani kutatások (KOROKNAI, B. et al. 2000, 2001, KOROKNAI B. 2004).

* * *

3. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

3.1 TEREPI FELVÉTELEZÉS, SZELVÉNYEZÉS

A terepi felvételezések alapját az 1995-1999 között végzett 1:25 000-es méretarányú reambuláló földtani térképezési munkák ill. az ezek eredményeit tartalmazó terepi jegyzőkönyvek jelentették. E kéziratok alapján jelöltük ki azokat a területeket, amelyek földtani szelvényezésre, ill. részletes (1:1 000-es méretarányú) felvételezésekre leginkább alkalmasak. Erre azért is volt szükség mivel az áttörő helyzetű andezittek és az ezek szegélyén és belsejében kialakult fáciesek kiterjedésüknél fogva kisebb méretarányú (1:10 000 és 1:25 000) földtani térképeken nem ábrázolhatók.

Mind a földtani térképezés, mind a szelvényezés közben jelentős mértékben támaszkodtunk a környező szénkutató fúrások adataira. Meg kell azonban jegyezni, hogy a fúrásnaplókban foglaltakat néhány esetben kritikával kellett kezelnünk. Egyrészt a nyersanyagkutató fúrásoknál – érthető módon – prioritást élveztek a haszonanyagot tartalmazó képződmények, így a meddő rétegek (mint pl. a Sajóvölgyi Formáció, Dubicsányi Andezit Formáció) földtani megismerése másodrendű feladat volt. Ennek megfelelően a fúrások létesítésekor többnyire szakaszos magkihozattal alkalmaztak, míg a teljes szelvényvel fúrt részekben a közethatározás furadékból ill. geofizikai módszerekkel történt – így megbízhatósága is behatárolt.

3.2 ANYAGVIZSGÁLATI MÓDSZEREK

3.2.1 Törmelékes üledékek szemcseméretének, ásvány- és kőzettani összetételének meghatározása

A törmelékes üledékes kőzetek esetében a vizsgálati alkalmasságot, a cementáció-kompakció mértékét, a vizsgálati szükségességet, a lehetséges vizsgálatok típusait, a begyűjtendő mintamennyiséget a terepi felvételezések során, helyszíni szemrevételezéssel döntöttük el.

A durvatörmelékes üledékek szemcseméretének reprezentatív meghatározásánál terepi rostasort (KOZÁKNÉ TORMA J. & KOZÁK M. 1981) alkalmaztunk. A szemeloszlást *vegyes százalékban* ($v\% = \frac{súly\% + db\%}{2}$) adtuk meg annak érdekében, hogy kiküszöböljük a nehéz és könnyű komponenseknél jelentkező torzulásokat (KOZÁK M. 1979). A begyűjtött anyagból mintánként ~10-60 kg-nyi mennyiséget dolgoztunk fel; a megbízhatóságot nomogram alapján ellenőriztük (KOZÁKNÉ TORMA J. & KOZÁK M. 1981). A kavicsok kőzetösszetételének meghatározásához a mosott példányokon friss törési felületet képeztünk; kőzetfajtáját kézinagyítóval és sztereomikroszkóppal megállapítottuk, majd vékonycsiszolati preparátumok vizsgálatával kontrolláltuk. Az eredmények kiértékelésénél a törmelékes üledékekre vo-

natkozó, a hazai gyakorlatban is használt nevezéktant alkalmaztuk (FOLK, R.L. 1954, SHEPHARD, F.P. 1954)

A homokok szemeloszlását szitasorral a pélites üledékekét areométeres hidrometrálással, ill. Köhn-pipettával határoztuk meg. A homokok ásványos összetételének elemzésénél a mintaátlagolás után a 0.1-0.2 mm-es szemcsefrakció 4 g-nyi anyagán bromoformos leválasztás segítségével különíthettük el a könnyű- és nehéz-ásványokat (PESTHY L. 1959, MOLNÁR B. 1971). A szétválasztott anyagból készült kanadabalzsamos preparátum vizsgálata optikai módszerrel történt. Az elemzéseket a Magyar Állami Földtani Intézetben Gyuricza György végezte.

A pélites üledékek ásványos összetételének meghatározása termoanalitikai és röntgendiffrakciós módszerek álltak rendelkezésre. A *termoanalitikai* elemzés a DE Ásvány- és Földtani Tanszékének Termoanalitikai Laboratóriumában Derivatograph (MOM) típusú készülékkel, 25-1000 °C hevítési intervallumon, 10 °C/perc hevítési sebességgel, No 2 sz. platinatéggel, légköri nyomáson készült Dr. Szöör Gyula közreműködésével (LIPTAY, G. 1972-76, MACKENZIE, R.C. 1972, BERNARD, M. 1982, SZÖÖR GY. (ED) 1992).

A *röntgenvizsgálatok* (MILLOT, G. 1970, NEMECZ E. 1973, MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. 1989) a Magyar Állami Földtani Intézet Röntgen Laboratóriumában, Philips PW1710 diffraktométeren, Cu antikatód alkalmazásával, grafit monokromátorral, 2 Θ° /perc papírsebesség mellett készültek Dr. Kovács-Pálffy Péter közreműködésével. A csőáram paraméterei: 30 mA, 40 kV. A kiértékelés többirányú lekérdezéses szoftver segítségével történt.

3.2.2 Mikroszkópi kőzet- és ásványvizsgálatok, modális analízis és szemcseeloszlás

A magmás kőzetek modális összetételének meghatározásához, a szöveti jellemzők leírásához, a különböző fáciesek elkülönítéséhez vékonycsiszolati preparátumokon Nikon Microphot-SA típusú polarizációs mikroszkóppal végeztünk vizsgálatokat. Az egyes ásványos alkotók és szöveti jellemzők azonosításánál VENDEL M. (1959), KOCH S. & SZTRÓKAY K. I. (1967), SZTRÓKAY K. I. et al. (1971), KUBOVICS I. (1993), és VERNON, R.H. (2004), míg a különböző fokon mállott ill. átalakult kristályok és a másodlagos alkotók felismeréséhez (DELVIGNE, J.E. 1998) munkáit vetjük alapul.

A vulkanitok mikroszkópos *szemcsenagyság-összetételi* vizsgálatához a módosított Rosiwal-féle lineáris módszert (ROSIWAL, A. 1898) használtuk. A módszer lényege, hogy a mérések egymásra merőleges hálózatot alkotó vezetvonalak mentén történnek. A szemcsenagyságot, ill. az ásványos összetételt a különböző ásvány-szemcséknek és/vagy szemcsenagysági kategóriáknak a vezetvonalra eső hossza alapján mérjük. Az ásványos ill. szemcsenagysági összetételt az egyes kategóriák esetében mért hosszúságok egymáshoz viszonyított arányai adják meg. KOZÁK M. (1979) és JÁRAI A. et al. (1993, 1997) vizsgálatai szerint kellő hosszúságú vezető-

vonaltól mentén végzett mérés esetén (i) a módszer pontossága megfelelő, (ii) az ásványos- és szemcsenagysági összetétel egy méréssel megadható, valamint (iii) a műszerigény minimális. További előny, hogy a mérés elvégzése közben számítógépes adatrögzítésre és feldolgozásra is van lehetőség. A kőzetenként mért hosszak a módszer jellegéből adódóan eltérőek; 20 000 és 40 000 egység között mozognak.

A számítógépes kiértékelést a MOD_EL v. 2.13 és MACALC (Modal Analysis Calculator) szoftverekkel végeztük (TÓTH, S. et al. 2003a, 2003b, ALMÁSI, B. et al. 2006a, ALMÁSI B. 2006b). A MOD_EL v. 2.13 olyan DOS alatt működő program, amellyel a vonal menti mérés során kapott adatok dolgozhatók fel. Előnye, hogy hardverigénye minimális, továbbá a kapott eredményeket CSV formátumba exportálja, hátránya viszonyt, hogy kezelhetősége – mivel csak MS DOS alatt futtatható – kissé nehézkes, azaz nem felhasználóbarát. A MACALC viszont olyan rendszer (interface), amely a fenti hátrányokat küszöböli ki azzal, hogy korunk elvárásainak megfelelően interneten keresztül használható. A számítási feladatokat az internetes oldal „mögött” operáló, lényegében teljesen újra írt, MACALC névre keresztelt motor végzi, ami azt jelenti, hogy a felhasználó számítógépétől a művelet nem von el erőforrásokat. A meghatározott szerkezettel előállított adatállomány CSV file-ként tölthető fel, és az eredményt is ebben a formátumban kapjuk. A rendszer lényegében platformfüggetlen, ami azt jelenti, hogy bármilyen internetes böngésző futtatására alkalmas operációs rendszer alól használható (pl. Windows, Linux, Mac OS X). Továbbá alkalmas minden szilárd szemcsés magmás, metamorf, ill. üledékes kőzet vagy akár műtermék vonalmenti mérési eredményeinek feldolgozására, a mért hossz (vagy felület) és az alkotók méretétől függetlenül.

A piroklasztitok szemeloszlás vizsgálatánál szintén a Rosiwal-féle módszert alkalmaztuk. A mérést – a vizsgált képződmények gyenge osztályozottsága miatt – vékonycsiszolatokon, nagy felületű vágott kőzetpéldányokon és feltárások falán egyaránt elvégeztük. A mérési adatokat végül az egész kőzetre vonatkozóan 100 %-ra számoltuk. A vizsgálatok annak ellenére, hogy nagyobb kiterjedésű felületeken történtek, a képződmény egészére nézve lényegében pontmintának tekinthetők, kivéve az SZPKF RK-5 jelű fúrást, ahol a piroklasztit réteg teljes vertikumában vizsgálható volt.

3.2.3 Geokémiai vizsgálati módszerek: főelem, nyomelem és ritkaföldfém analízis

A magmás kőzetek főelem, nyomelem és ritkaföldfém tartalmának meghatározásához többféle módszert alkalmaztunk. A geokémiai vizsgálat elvégzése előtt a kőzetpéldányokon előforduló mállási kérget eltávolítottuk. Kijelöltük a kőzetpéldány legüdébb, repedésmentes részeit. A szövet épségéről sztereomikroszkópi és polarizációs mikroszkópi vizsgálatokkal győződünk meg. A kőzet aprítása Fritsch-féle wolfram-karbid törőélű pofás kőzetaprítóval és Fritsch-féle gépi achátmozsárral

történt. A porítmányt végül kézi achátmozsárban addig finomítottuk, míg a kőzetpor 0.063 μm lyukátmérőjű szitaszöveten át nem esett.

Egyes minták főelem-összetételének meghatározását klasszikus, ún. nedveskémiai módszerekkel végeztük a DE Ásvány- és Földtani Tanszékén. Ebben az esetben a hidrogén-fluoridos feltárás után az egyes elemek mennyiségi kimutatása SiO_2 és H_2O esetén gravimetriásan, Al_2O_3 , CaO , MgO esetén komplexometriásan, Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , P_2O_5 –nél spektrofotometriásan, K_2O , Na_2O esetében atomabszorpciós spektrofotométerrel emissziósan, valamint FeO esetében permanganometriásan történt.

Bizonyos kőzetminták teljes fő-, nyom- és mikroelem tartalmának meghatározása a Magyar Állami Földtani Intézet Geokémiai Laboratóriumában történt. A kőzetminták főkomponens (Al, Ba, P, Ca, K, S, Mg, Mn, Na, Sr, Si, Ti, Fe) elemzése és mikroelem (As, Zn, Cd, Co, Cr, Mo, Ni, Pb, Cu, V) vizsgálata lítium-metaboráttal feltárt mintából ICP-AES készülékkel készült MÁFI.11.10. és MÁFI.11.16. eljárások szerint. A teljes nyomelem (Sb, Ce, Zr, Dy, Er, Eu, Gd, Hf, Ho, Yb, Y, La, Lu, Nd, Nb, Pr, Sm, Tl, Ta, Tb, Th, Tm, U, W) tartalom vizsgálata ugyancsak lítium-metaboráttal feltárt mintából, ICP-MS készülékkel történt a MÁFI.11.18. eljárás szerint.

3.2.4 *K/Ar radiometrikus kormeghatározás*

Az alkalmasnak ítélt magmás képződmények radiometrikus korát *K/Ar* módszerrel vizsgáltuk meg. A mérések előzetes petrográfiai tájékozódás alapján – a kőzetek jellegéből adódóan – teljes kőzetek aprítmányán készültek. A felvétel mintaelőkészítés előzte meg, minek során a mállott, patinásodott felszíntől megtisztított kőzetváltozatok épségéről makroszkópos, mikroszkópi, ill. kémiai elemzéssel győződünk meg. A kőzeteket Fritsch Pulversitte wolfram-karbid törőélű pofás törővel aprítottuk 2 mm-es frakcióig. Ezt követően Fritsch-féle, elektromechanikus achátmozsárban finomítottuk, majd szitaszövettel választottuk le az elemzéshez szükséges 0.1-0.3 mm-es szemcsetartományt. Az alkalmazott módszert és előzetes tapasztalatokat BALOGH KAD. (1975) tette közzé. A radiogén Ar meghatározásához stabilizotóp hígításos tömegspektrofotometriás analízist alkalmaztunk, ^{38}Ar nyomjelző használatával. A K (w%) tartalmat OE-85 típusú lángfotométeres Na puffer és Li belső standard alkalmazásával határoztuk meg. A *K/Ar* kor számításához az IUGS Geokronológiai Albizottsága által elfogadott (STEIGER, R.H. & JÄGER, E. 1977) paramétereket használtuk, ahol is:

$$\lambda_e = 0,581 \times 10^{-1} \text{ év}^{-10}; \lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10} \text{ év}^{-10};$$

$$^{40}\text{K}/\text{K} = 1,167 \times 10^{-4} \text{ mol/mol}$$

Az elemzést a debreceni ATOMKI műszerközpontjában Pécskay Zoltán végezte.

3.3 TÉRINFORMATIKAI ALKALMAZÁS

Térinformatikai rendszerünket az Intergraph cég GeoMedia Professional szoftverre alapoztuk (INTERGRAPH 1995). A *digitalizálás* szkennelt térkép felhasználásával, egyenesen a képernyőről történt. A digitális terepmodell (DTM) készítése során bevételre kerültek a topográfiai 1:10 000-es méretarányú térképlapokon ábrázolt 5 méteres – esetenként 2.5 méteres – szintvonalak és a vízrajzi alapadatok. A geológiai képződmények határait a környező szénkutató fúrások rétegsorának figyelembevételével és térképező terepbejárásaink jegyzőkönyvei alapján rajzoltuk meg. A térképezés során rögzített adatokat (pl. észlelési pont azonosítója, kőzet megnevezése, begyűjtött minták száma, kijelölt anyagvizsgálati módszerek stb.) Access adatbáziskezelő programban tároltuk. Az adatbázis szelektív, rendezett lekérdezését és térinformatikai alkalmazását, a foltterképek megszerkesztését ugyancsak az Intergraph GeoMedia Professional szoftverrel végeztük el (LIMP, W.F. & HARMON, D. 1999).

A térfogatszámítások elvégzésénél a mélyfúrási és a térképezi adatbázis adatait lineáris krigeléssel, 1×1 m-es rasztermérettel interpoláltuk Idrisi 32 szoftver segítségével. A kontúrvonalak megrajzolása Surfer 8.0 programban elvégzett interpolációval valósult meg. A fúrásrétegsorok értékeléséhez, ill. a geofizikai görbék alapján történő réteghatár pontosításokhoz a Tanszéken kifejlesztett GEOPLOT programot használtuk fel.

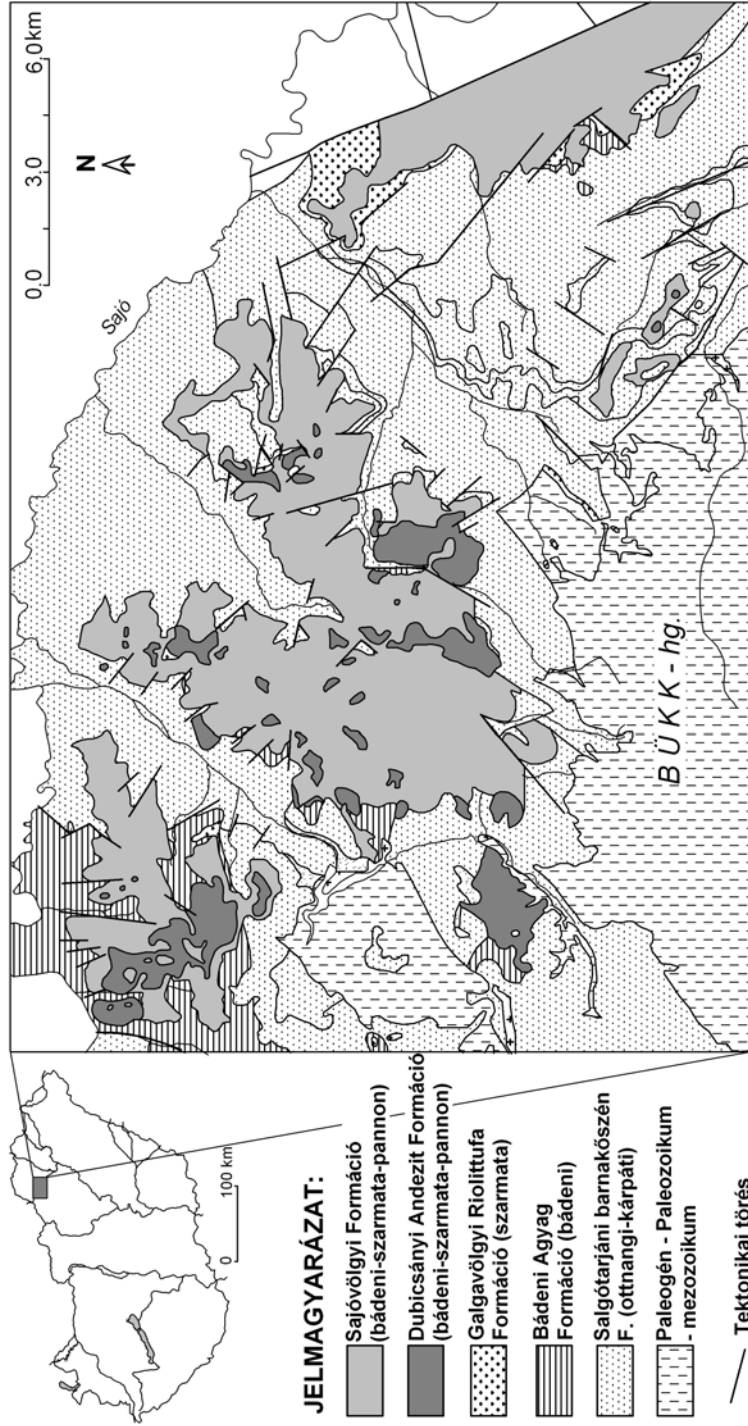
* * *

4. A TERÜLET FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

Kutatási területünk jelenetős részét, mind vertikális, mind horizontális kiterjedésében számottevő neogén molassz képződmények borítják (1. ábra). A helyenként 500-600 m vastagságot is elérő miocén összlet alatt erősen denudált, jobbára ismeretlen összetételű, tagolt morfológiájú, *paleo-mezozoos aljzat* húzódik, amelynek felszíni vagy felszínközeli előfordulásai az Upponyi-hegység területén, valamint Dédestapolcsány és Sajóbabony környék találhatók. A mélyfúrások (pl. Dt-11., Dt-14., Td-73., Td-78., Td-83., Sv-141., Sv-155.) által harántolt triász és paleozoos karbonátok és agyagpalák, valamint a piroklsztikus képződményekben kőzettörmeléként megtalálható fillitek, csillámpalák és granitoidok olyan változatos felépítésű medencealjzatot jeleznek, amely – a geofizikai vizsgálatok szerint – gyors ütemben süllyed DK-i irányba, az egykori mendencebelső felé (SZALAY I. et al. 1976, KIRÁLY E. 1989).

A szintén egyenetlen, erősen denudált felszínű *paleogén formációk* többnyire fiatalabb képződmények által fedett helyzetben találhatók meg. Felszíni előfordulásaik elsősorban Varbótól D-re, az Északi-Bükk pereme mentén fordulnak elő. Paleogén képződmények közül a térségben csupán a felső oligocén slír és cikluszáró homokkő kifejlődések ismertek. Az idősebb nyíltvízi, normál sósvízi szürke, zöldesszürke, finomhomokos, csillámos agyagos aleurolit, agyagmárga, agyag, finomhomokkő sorozat a *Szécsényi Slír Formáció* (^sOl₂-Me) részét képezi. Az erre következő normálsósvízi, de litorális, szublitorális, ill. parti fáciesű, zöldesszürke glaukonitos homokkő az Ózdi medence analógiái alapján a *Pétervásárai Homokkő Formációba* (^pMer-e) sorolható.

A vizsgálati terület *neogén üledékes sorozatát* korábban alapvetően három formációba sorolhaták, azonban a terület földtani újraértékelésével számos újabb formáció került bevezetésre (GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004, GYALOG L. (ED.) 2005). A felszíni miocén rétegtani egységek közül legidősebb a *Salgótarjáni Barnakőszén Formáció* (^sMo-k), amely mocsári, csökkentsósvízi, tengeri homok-, aleurit-, agyag- és barnakőszén rétegekből épül fel. Anyagában a finomszemű törmelékes üledékes rétegek között vékonyabb kavicsbetelepülések ill. kavicsrétegek is előfordulhatnak. Vastagsága 50-200 m, de helyenként elérheti a 400 m-t is. Kutatási területünkön a formáció további tagolására került sor az eltérő, de terepen vagy fúrásban jól azonosítható kifejlődéseknek megfelelően (GYALOG L. et al. 1999, RADÓCZ Gy. 2000). A formáció az Ózd-Egercsehi-medence területén három, míg a Sajó völgy-medencében maximálisan öt, felülről lefelé számozott művelésre alkalmas széntelep tartalmaz. A vékony agyagos széncsíkokat és szenes agyag rétegeket is figyelembe véve a Sajóvölgyi-medence területén azonban mintegy 8-10 szénképződési szint különíthető el (ALFÖLDI et al. 1975). Jellemző továbbá a rétegsorra a széntelepeket kísérő *Congerina* vagy *Ostrea* padok jelenléte.



I. ábra A Bükk-hg. É-i előterének földtani térképe (BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I. et al. 1999 alapján)

Szénkutató fúrások maganyagán végzett paleontológia vizsgálatok eredményei és a szénláp képződési körülményeinek öskörnyezeti rekonstrukciója alapján felmerült annak a lehetősége, hogy az összlet legalábbis részben a kárpáti emeletbe sorolandó (GODA L. 1979, RADÓCZ Gy. 1987). HÁMOR G. (1985) és GYALOG L. (ED.) (1996) a Sajó-völgymedencében előforduló széntelepes rétegsort a Nógrádi-medence bizonyítottan ottngangi korú hasonló kifejlődésű képződményeivel összevontan, mint *Salgótarjáni Barnakőszén Formációt* említi és az ottngangi emeletbe helyezi. Újabbban, mint ottngangi-kárpáti korú formációt tárgyalják, ugyanis a Kelet-Borsodi-medence a széntelepek közötti tengeri betelepülések bizonyítottan kárpáti faunát tartalmaznak (GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004). Az ottngangi-kárpáti sorozat legutóbbi revíziója során került elkülönítésre a terület K-i részén megtalálható *Garrábi Slír Zilizi Tagozata* (^s_zMk), amely a széntelepes összlet tengeri magasfedője (GYALOG L. et al. 1999)

A széntelepes összletre a bádai korszakban tengeri kifejlődésű – alsó részén tengerparti-sekélytengeri arenites pélites, felső részén nyíltvízi, medence fáciesű, agyagos márgás – képződmények települtek, amelyeket *Bádai Agyag Formáció* (^bMb₁) néven különítünk el (GYALOG L. (ED.) 1996). Legnagyobb vastagsága területünkön megközelíti a 200 m-t, ám mivel erőteljesen denudált, vagy teljes egészében lepusztult, ezért az esetek többségében 100 m alatt marad.

A miocén sorozat felső szintjét sekélytengeri-tengerparti szárazföldi környezetben képződött homokos-kavicsos üledékeket és közbetelepült neutrális és savanyú vulkáni képződményeket tartalmazó *Sajóvölgyi Formáció* (^{sv}Mb–Pa₁) alkotja (GYALOG L. (ED.) 1996). A legújabb litosztratigráfiai tagolási javaslatok szerint azonban a Sajóvölgyi Formáció, uralkodóan szárazföldi vulkanomikt kavics- homok-, agyagmárgás aleurit rétegek váltakozásából áll (GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004). A közzé települt neutrális és savanyú vulkáni képződményeket pedig a Borsodi-medence területén az újonnan létrehozott *Dubicsányi Andezit Formációba* (^{du}Ms₁) és a már korábban is elkülönítésre került *Galgavölgyi Riolituffa Formációba* (^{gv}Ms) sorolandók. A Sajóvölgyi Formáció legnagyobb vastagsága megközelíti a 200 m-t, de többnyire 50-100 m között változik. Az összletet alkotó üledékek ásvány- és kötőösszetétele alapján a szemcsék jelentős része vulkáni vagy vulkáni törmelékes eredetű.

A késő-miocén riolitos-dácitos vulkáni működés termékeit („felső riolituffa”) jelentősebb kiterjedésben területünk K-i peremén találjuk meg felszínén. A *Galgavölgyi Riolituffa Formáciba* (^{gv}Ms) sorolt savanyú piroklasztit vékonyabb horzskörétegek formájában – sokszor áthalmazott formában – a Sajóvölgyi Formáció közé települhet. Ilyen esetekben szétválasztása, valamint térképen, földtani szelvényen való ábrázolása nehézségekbe ütközhet.

A korábban a Sajóvölgyi Formációba sorolt felső-miocén andezites képződmények vertikális-horizontális kiterjedése jelentős. A terepen és a mélyfúrásokban egyaránt elkülöníthető, vagyis térképen, szelvényen ábrázolható összlet. Mindezek alapján Dubicsányi Andezit Formáció néven, új litosztratigráfiai egységként való bevezetése (RADÓCZ Gy. 1999 IN GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004) mindenképp in-

dokolt. Mivel a dolgozat túlnyomórészt e formáció vulkanológiai-kőzettani leírásával, értelmezésével foglalkozik ezért részletes ismertetésére, általános jellemzőire a következő fejezetben térünk ki (*ld. 5. fejezet*).

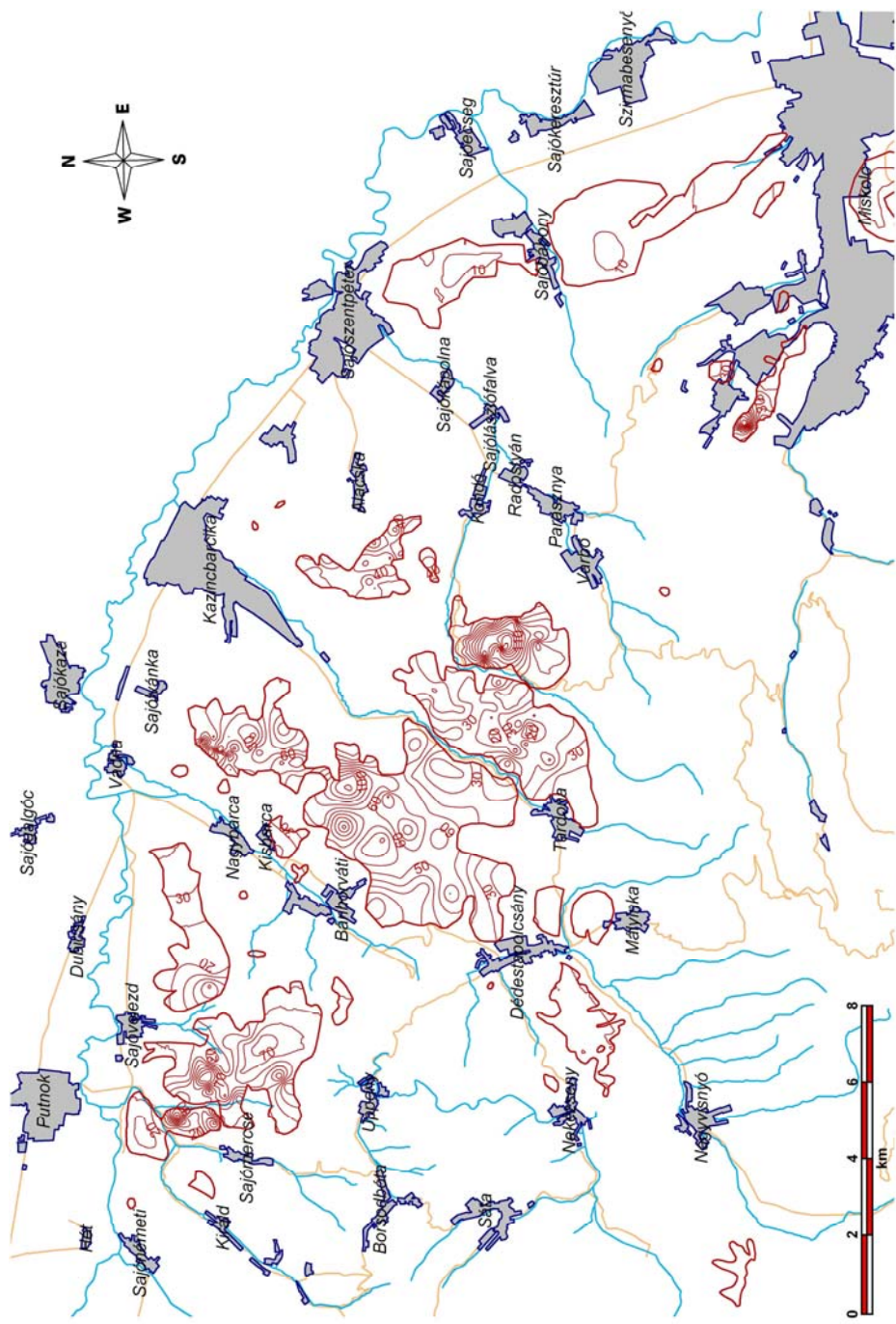
* * *

5. A DUBICSÁNYI ANDEZIT FORMÁCIÓ ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE, RÉTEGTANI HELYZETE

A Bükk-hegységet ÉK-i irányból övező dombvidék egyik meghatározó jelentőségű, markánsan elkülönülő rétegtani egysége a *Dubicsányi Andezit Formáció* (^{du}Ms₁), amely RADÓCZ Gyula (RADÓCZ Gy. 1999 IN GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004) javaslata szerint a következő módon definiálható: „*Uralkodóan andezit-agglomerátum, -tufa és -tufit, ritkábban több m³ nagyságú, láva eredetű piroxénandezit kőzettestek, (lávabreccsa és telérek) építik fel. A tufa és tufitrétegek korhatározó (szarmata) növénymaradványokat tartalmaznak. A tufa- és tufitösszet esetenként részben riolitos összetételű. Rétegtanilag a Sajóvölgyi Formáció középső részén található, korábban abba sorolták be. Az andezit-piroklasztikumban idegen kőzettestek, zárványok (paleozoos agyagpala, oligocén–miocén homokkő stb.), valamint agyag, homok, kavics, savanyú tufa és tufit közbetelepülések is előfordulnak. A Kelet-Borsodi-medencében és a Nyugat-Borsodi-medence É-i részén fordul elő. Rétegtani helyzete alapján képződése esetleg már a késő-badeni során elkezdődhetett, de túlnyomórészt szarmata korú. Vastagsága 10–50 m közötti.*”

A formációt alkotó képződmények, mind vertikális, mind pedig horizontális kiterjedése számottevő (2. ábra). A Putnok – Királd – Borsodbóta – Bükkmogyorósd vonaltól DK-re egészen Miskolc Hejőcsabáig és Miskolc-Tapolcáig nyomozhatók. D-en többnyire követi a Bükk-hegység paleo-mezozóos tömegének ívét, míg É-i irányban – igaz többnyire fedett helyzetben – a Sajó bal partján, egészen Felsőnyárádig megtalálhatók. Vagyis a formációjavaslat által megadott horizontális Kelet- és Nyugat-Borsodi-medencebeli elterjedéssel szemben. (GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004), a Borsodi- vagy más néven Putnoki-dombság területén is előfordulnak a Dubicsányi Andezit Formációba sorolandó képződmények.

A terepi megfigyeléseink és a szénkutató mélyfúrások jegyzőkönyvei alapján megállapítható, hogy a Tardonai-dombság területén a formáció átlagos vastagsága ~40 m. A legnagyobb vastagságot a Dédestapolcsány és Tardona közötti „szarmata-medencében”, a Bán- és a Tardona-patak által határolt dombsor központi részén Nagybarca közelében és Tardonától É-ra, valamint a Tardona-patak és a Haricavölgye által közrefogott területen az Egyház-, a Szoros-völgy és a Galambos mellett éri el. A felsorolt területeken a képződmény vastagsága meghaladhatja a 100 m-t. A Dubicsányi Andezit Formáció közvetlenül a felszínen rendszerint kisebb kiterjedésű foltokat, eróziós roncsokat alkot.



2. ábra A Dubicsányi Andezit Formáció izovastagsági térképe terepi felvételek és mélyfúrási adatok alapján a Sajó jobb partján

Helyenként Sajóvölgyi Formáció által fedett helyzetben fordul elő, de relatíve kiemelt helyzeténél fogva többnyire a helyi erózióbázis felett található, ezért a mély eróziós völgyek mentén kellő mélységig feltárul.

A képződmény felszíni és felszín alatti elterjedését ábrázoló térkép (2. ábra) szerint jelenleg mintegy 80 km²-nyi területen fordul elő a Sajó és a Bükk-hegység között.

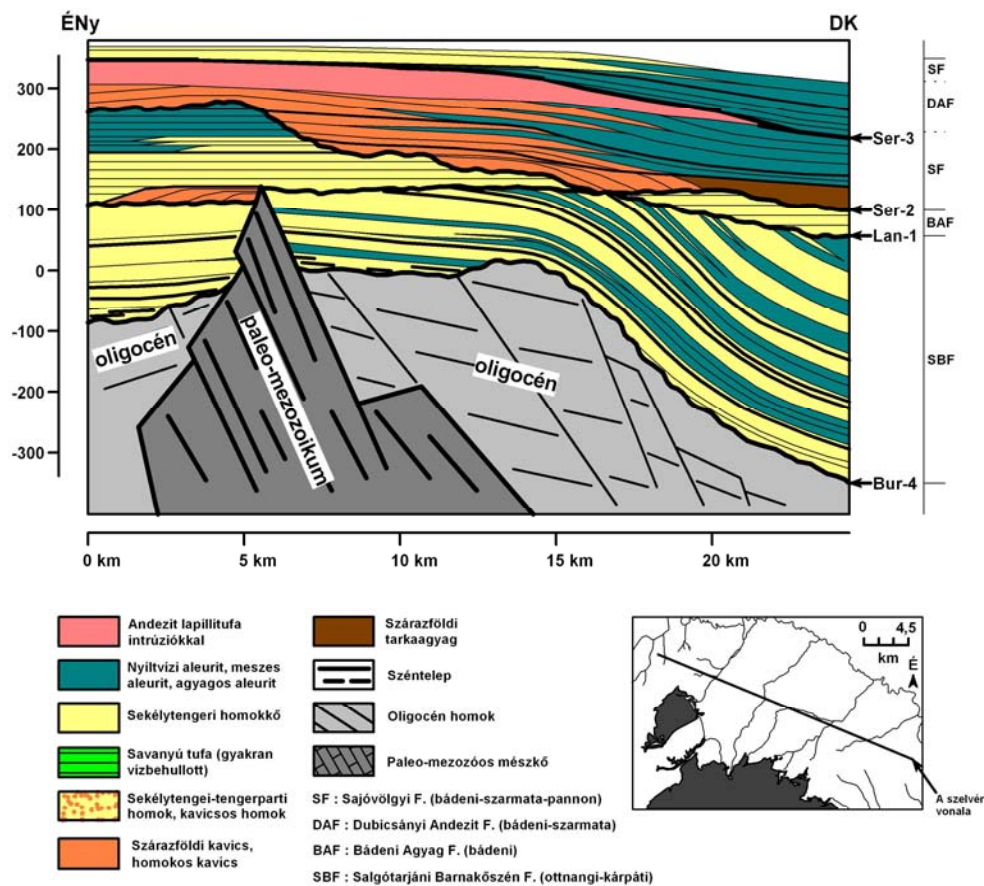
A felszíni, felszínalatti elterjedés ill. a formációvastagság ismeretében megbecsültük a Dubicsányi Andezit Formáció térfogatát. A Bükk-hegység É-i előterében a Sajó jobb partján mintegy 2.6 km³-nyi miocén intermedier vulkáni-sekélyszubvulkáni képződmény található. Mivel a formáció jelentős mértékben erodált, sőt egyes részeken teljes lepusztult, ezért az eredetileg képződött andezites összetételű anyag mennyisége akár 5-7 km³ is lehetett. Ha hozzávesszük a Sajó bal partján található, szintén bizonyos mértékben erodált előfordulásokat is, akkor ez a mennyiség elérhette akár a 10 km³-t is. A Kárpátok vulkáni ívét alkotó egyes hegységek térfogatadatai alapján (KARÁTSON D. & TIMÁR G. 2004) megállapítható, hogy arányaiban kis mennyiségű vulkáni anyag került a felszínre területünkön a késő-miocénban.

A Dubicsányi Andezit Formáció képződése több működési fázishoz és központ-hoz kapcsolható. A kitörések szünetében az andezites öszlet lepusztulásnak indult, amit a piroklasztikus rétegek közé települő vékonyabb-vastagabb (0.5-2.0 m) vulkanoszediment rétegek jeleznek. Ezek anyaga túlnyomórészt az andezites képződmények (pl. piroklasztikumok, telérek) rövidtávú áthalmozása során keletkezett kavicsokból, homokokból áll (pl. andezitkavics, -konglomerátum, vulkanomikt homok). Az intermedier vulkáni aktivitással egyidejűleg működő, riolitos-dácitos öszszetételű piroklasztitot szolgáltató központok meglétét rögzítik, a leginkább a Dubicsányi Andezit Formáció alsó részén, ill. fekéjében jelentkező savanyú lapillitufás, tufás-tufitos közbetelepülések.

Közel 1400 mélyfúrás és a területen végzett 1:25 000-es léptékű földtani térképező munka adataira támaszkodva elmondható, hogy a térség medencekitöltő molassz üledéksorának megközelítőleg 35 %-a vulkanoszediment és 15 %-a vulkanit (PÜSPÖKI Z. et al. 2001). A vulkanitokon belül a neutrális és savanyú képződmények aránya 60-40%. A fenti adatok alapján a Tardonai-dombság miocén vulkáni öszszlete jelentősen eltér a bükkaljai területtől, ahol igen alárendelt az intermedier vulkanitok szerepe (RADÓCZ Gy. & GYARMATI P. 2005).

A Dubicsányi Andezit formáció rétegtani értelemben a felső-miocén Sajóvölgyi Formáció közé települ (korábban a Sajóvölgyi Formáció részeként került tárgyalásra), amit gyakorlatilag két vetikálisan jól követhető részre oszt ketté (3. ábra) (PÜSPÖKI Z. et al. 2003). Az andezites öszszlet alatti üledékes rétegsor öskörnyezetét nagy mennyiségű hordalékot szállító, kiemelt lehordási térszínnel rendelkező vízfolyások jellemezték, melyek hordaléka enyhe lejtésű tengerparti környezetben ülepedett le, ami tengeri rétegsorral összefogazódó legyeződelta (fan delta) öskörnyezetként ér-

telmezhető. A vulkáni formáció fedőjét gyors tengerelöntésre utaló tengerparti és nyílt medence üledékek alkotják. Mindezeket összegezve azt mondhatjuk, hogy az üledékképződéssel egyidejű andezites vulkanizmus zajlott a területen (PÜSPÖKI Z. et al. 2003).



3. ábra A Tardona-dombság miocén szekvenciáinak vázlatos modellje (PÜSPÖKI Z. 2003 alapján)

* * *

6. PREVULKÁNI SEKÉLY- ÉS MÉLYALJZAT

Ahhoz, hogy a Tardonai-dombság intermedier vulkanizmusáról a lehető legárnyaltabb képet kapjunk, fontos a prevulkáni aljzatot alkotó képződmények földtani viszonyainak ismerete is. Az andezit piroklasztit rétegek jelentős járulékos kőzettörmelék tartalma azt mutatja, hogy a miocén vulkáni aktivitás során a magma intenzív kölcsönhatásba került fekértégekkel. A sekélyaljzataból feltépett kőzettörmelék mellett az alaphegységi aljzatot felépítő karbonátos, metamorf és granitoid kőzetek is megtalálhatók. Utóbbiak részletes kőzettani vizsgálata alapján bővíthető a többnyire ismeretlen alaphegységi aljzat összetételéről rendelkezésre álló ismeretanyagunk.

A sekély prevulkáni fekűt alkotó, több száz méter vastagságú üledékek elsősorban ásványos- és kőzetösszetételi vizsgálatokra kiterjedő elemzése során az egykori ökoszférai állapotokra (pl. lepusztulási térszínek, paleoklíma stb.) vonatkozóan is kaphatunk lényegi információkat. Különösen fontos lehet ez az olyan esetekben, mint pl. a késő-miocénnél idősebb neutrális vulkanizmus áthalmozott termékeinek vizsgálata. A kora- és középső-miocén korrelatív üledékekben kimutatható andezitogén alkotók eredeti forrása ugyan nem ismert, azonban KOZÁK M. (1979) és KOZÁKNÉ TORMA J. & KOZÁK M. (1981) kutatásai szerint a fluviálisan áthalmozott andezitek a mederanyagból viszonylag kis távolságon belül (<10 km) „kikopnak”, ezért a terület miocén kavics- és kongolmerátumrétegeikben előforduló andezitkavicsok minden bizonnyal helyi vagy igen közeli forrásrégióból származnak. Kérdéses továbbá e durvatörmelékes szintekben előforduló andezitkavicsok primer kőzetének kora valamint a képződési körülménye is. Petrográfiai vizsgálatuk mindenesetre jelentős mértékben hozzájárul az andezites vulkanizmusról alkotott képünk pontosításához.

A késő-miocén sekélytengeri-tengerparti-szárazföldi összet, azaz a Sajó völgyi Formáció minél részletesebb megismerése elengedhetetlen a térség intermedier vulkáni aktivitásának rekonstruálásához, ugyanis a formáció jelentős mennyiségben tartalmaz vulkanoszedimenteket (pl. torlathomokok, andezitkavics rétegek) melyek az andezites működéssel megközelítőleg egyidejű denudáció termékei (PÜSPÖKI Z. et al. 2001). Vizsgálatokkal a vulkáni aktivitás ciklicitására, a magmafáciesek mennyiségi eloszlására, a lepusztulási környezetekre vonatkozólag vonhatunk le következtetéseket.

A Bükk-hg. és környezetének szerkezeti viszonyai, különös tekintettel a töréshálózatok térbeli eloszlására és irányultságára, jelentős mértékben hatással lehetnek térségünkben is a vulkáni működés menetére. A kitörési központok térbeli eloszlására, valamint az intrúziók, telérek orientáltságára, ugyanis a vulkáni területek törérendszerével és nyomástér eloszlásával mutat szoros korrelációt (TAKADA, A. 1994a, 1994b).

6.1 ALAPHEGYSÉGI PREVULKÁNI ALJZAT

A Bükk-hg. ÉK-i előterében a felszint alkotó és felszínhez közeli képződmények elsősorban neogén molassz üledékek és neutrális ill. savanyú vulkanitok, amelyek helyenként 600 m vastagságot is elérnek. Az e rétegek alatt található idős alaphegységi aljzat összetételére csupán a kevés és kis kiterjedésű felszíni-felszínközeli előfordulás (pl. Upponyi-hg, Dédestapolcsány, Varbó és Sajóbáony környéke), valamint egyes mélyfúrások rétegsora alapján következtethetünk (pl. Dt-11., Dt-14., Td-73., Td-78., Td-83., Sv-141., Sv-155.). Az aljzat morfológiájáról és szerkezetéről geoelektromos és szeizmikus kutatások adatai (KIRÁLY E. 1989, SZALAY I. et al. 1976, 1979, 1989), ill. a régió paleo-mezozóos szigethegységein (Upponyi-hg, Szendrői-hg., Bükk-hg.) végzett szerkezetföldtani vizsgálatok eredményei adnak felvilágosítást (pl. FÜLÖP J. 1994, KOROKNAI, B. et al. 2000, 2001, KOZÁK M. et al. 2001, KOROKNAI B. 2004, MCINTOSH R.W. & KOZÁK M. 2007).

Ezek szerint területünk alaphegységi aljzatát paleozóos anchi- és epimetamorf agyagpala, aleurolitpala, kovapala, homokkő valamint kristályos mészkő alkotja. A Darnó-vonaltól Ny-ra rudabányai típusú mezozóos karbonátos kőzetek is megtalálhatók a felszínen kisebb foltokban (FÜLÖP J. 1994).

Az alaphegységi aljzatra ÉÉNy-DDK-i vergenciájú, részben gyűrt pikkelyes szerkezetek, feltolódások jellemzőek. MCINTOSH R.W. & KOZÁK M. (2007) szerkezeti vizsgálatai az idős aljzat erőteljes, uralkodóan háromirányú igénybevitelét igazolták, amelyek közül az ÉÉNy-i vergenciájú szerkezetek a legkésőbbiek és egyben a meghatározók. Ezeket nagy számban keresztelték haránt és diagonális törések, melyek átmetsződései kitűnő magmavezető gyengeségi övek, pontok lehetnek.

A paleozóos sorozatot felépítő agyagpalák, kovapalák és karbonátos kőzetek rossz karsztosodási hajlama miatt a kőzetekben tárolódó felszínalatti víz szivárgása többnyire zárt litoklázis rendszerben megy végbe. A tömött szövet, a csekély porozitás és az agyagos málladékkal eltömődött hasadékrendszer miatt a vízvezetőképesség rossz (FÜLÖP J. 1994). A metamorf kőzetekből felépülő aljzat hidrogeológiai értelemben rossz vízadó; vízbányászati szempontból lényegében meddőnek tekinthető (VINCZE L. et al. 2000a)

6.2 PALEOGÉN-NEOGÉN SEKÉLY PREVULKÁNI ALJZAT

A Dubicsányi Andezit Formáció sekély prevulkáni aljzatát alkotó képződmények számos tanulmány és földtani kutatás-térképezés tárgyát képezték a területen folytatott, mintegy 150 éves múltra visszatekintő barnakőszénbányászatnak köszönhetően. Ezek alapján azt mondhatjuk, hogy a harmadidőszaki prevulkáni összletek földtani megkutatottsága kellő mélységű, azonban meg kell jegyeznünk, hogy ez a tudásanyag elsősorban a széntelepes rétegsorra (Salgótarjáni Barnakőszén Formáció), valamint annak fekü- és fedőképződményeire koncentrálódik. Részben a fenti hiányosságot igyekeztek pótolni azok a terepi térképező és szelvényező munkák,

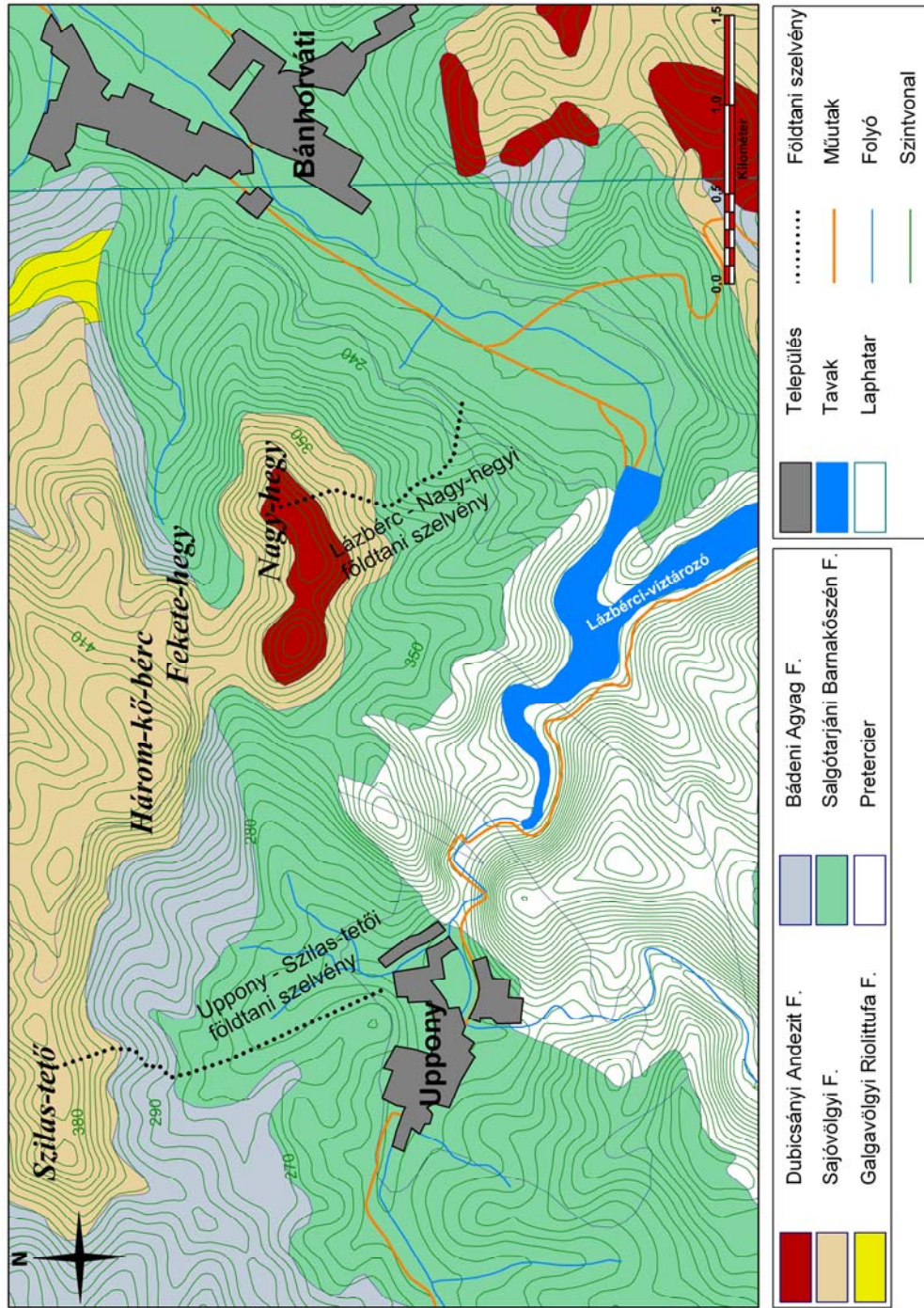
valamint laboratóriumi vizsgálatok, amelyeket az elmúlt évtizedben a Bükk-hg. É-i előterében folytatott 1:25 000-es léptékű reambuláló földtani térképezéshez kapcsolódóan zajlottak (CSATHÓ B. et al. 1997, KOZÁK M. et al. 1998, PÜSPÖKI Z. 1998, 2003, PÜSPÖKI Z. et al. 1998, VINCZE L. et al. 2000a, 2000b, VINCZE L. 2001, SÜTŐ L. & SZALAI K. 2001, KISS E. 2002, CSÁMER Á. 2002, PÜSPÖKI Z. et al. 2003, CSÁMER Á. 2006, SÜTŐ, L. et al. 2006).

A harmadidőszaki aljzat alapvetően paleogén és neogén képződményekből épül fel. A paleogén rétegek fúrási ismeretessége csekély és felszínen is csak kis területen tanulmányozhatók (Varbó környéke). A paleogén összlet nyíltvízi, normál sósvízi szürke, zöldesszürke, finomhomokos, csillámos agyagos aleurolit, agyagmárga, agyag, finomhomokkő és erre következő normálsósvízi, de litorális, szublitorális, ill. parti fáciesű, zöldesszürke glaukonitos homokkőből áll. Az oligocén képződmények teteje a területen mindenütt eróziós diszkordanciával jellemezhető, amely fölött változatos formában és vastagságban rakódtak le a miocén üledéksor teresztrikus bázisképződményei. Vívezető képességük valamivel gyengébb, mint a fiatalabb miocén arenites rétegeké, míg a terület hidrogeológiájában betöltött szerepük többnyire ismeretlen (VINCZE L. et al. 2000a).

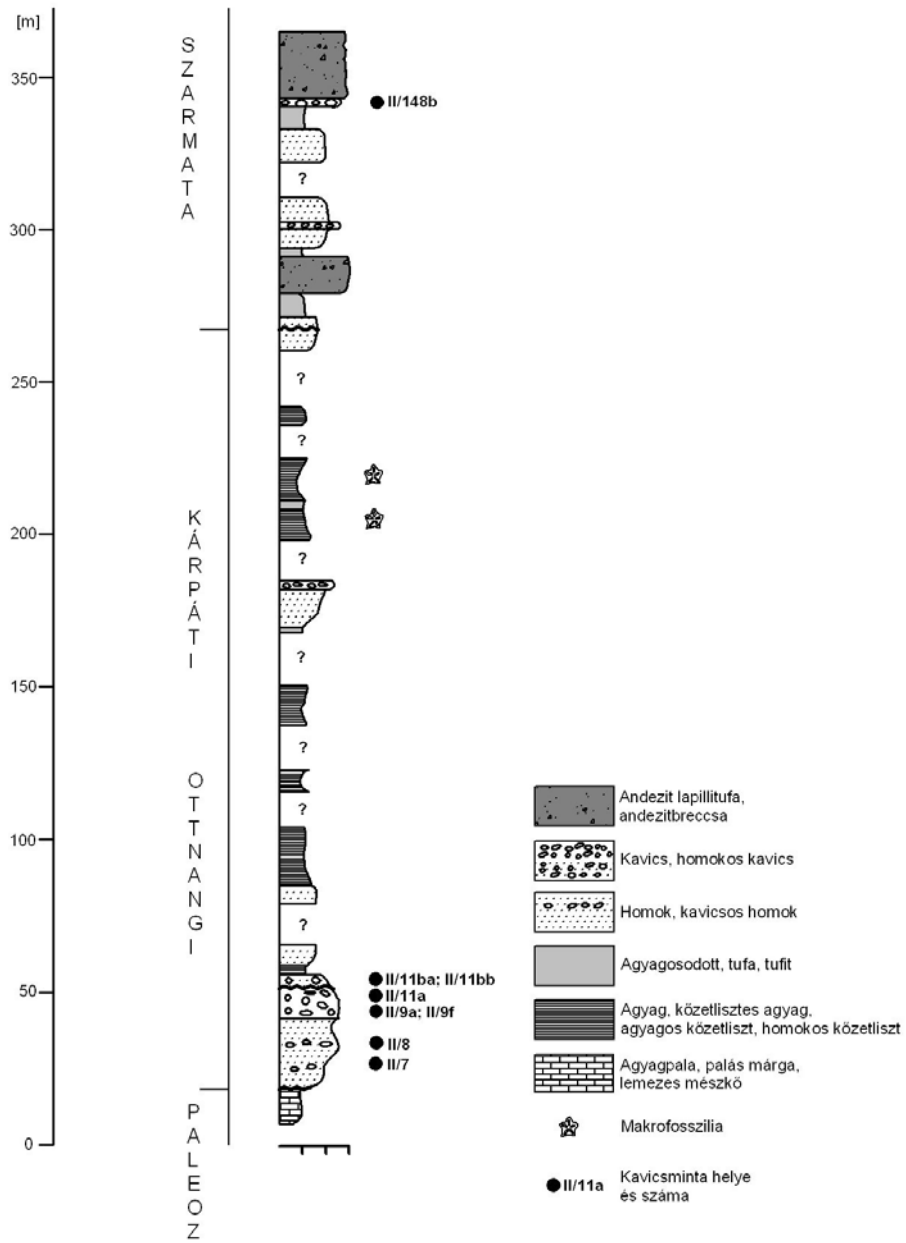
A neogén összlet mind szelvényeken keresztül, mind pedig mélyfúrások által kellően feltárt, így a prevulkáni sekélyaljzat bemutatásához olyan feltárássorozatok kerestünk melyeken keresztül a lehető legteljesebb képet kaphattunk a miocén – és szerencsés esetben az alaphegységi aljzat – képződményeiről ill. a késő-miocén üledékes rétegekről egyaránt (CSATHÓ B. et al. 1998, KOZÁK M. et al. 1998).

Az Uppony községtől és a Lázberci-víztározótól É-ra elterülő domboldalakon számos olyan természetes kőzetfelszín figyelhető meg, ahol kiválóan tanulmányozhatók a terület jellemző miocén formációi. Az Uppony – Szilas-tető és Lázberc – Nagy-hegy között felvett földtani szelvények a vizsgálati területre jellemző változatos tektonikai viszonyoknak, a szeszélyesen települő – gyakran eróziós diszkordanciákkal tarkított – eltérő mértékben lepusztult képződményeknek köszönhetően jelentősen különböző rétegsorokat tárnak fel. Ennek oka sajátos földtani helyzetükben keresendő, mivel itt zökken le ÉK-i irányban, az ÉÉNy felé tektonikusan kitéréselt mélyaljzat paleozóos rögvonulata („paleozóos küszöb”).

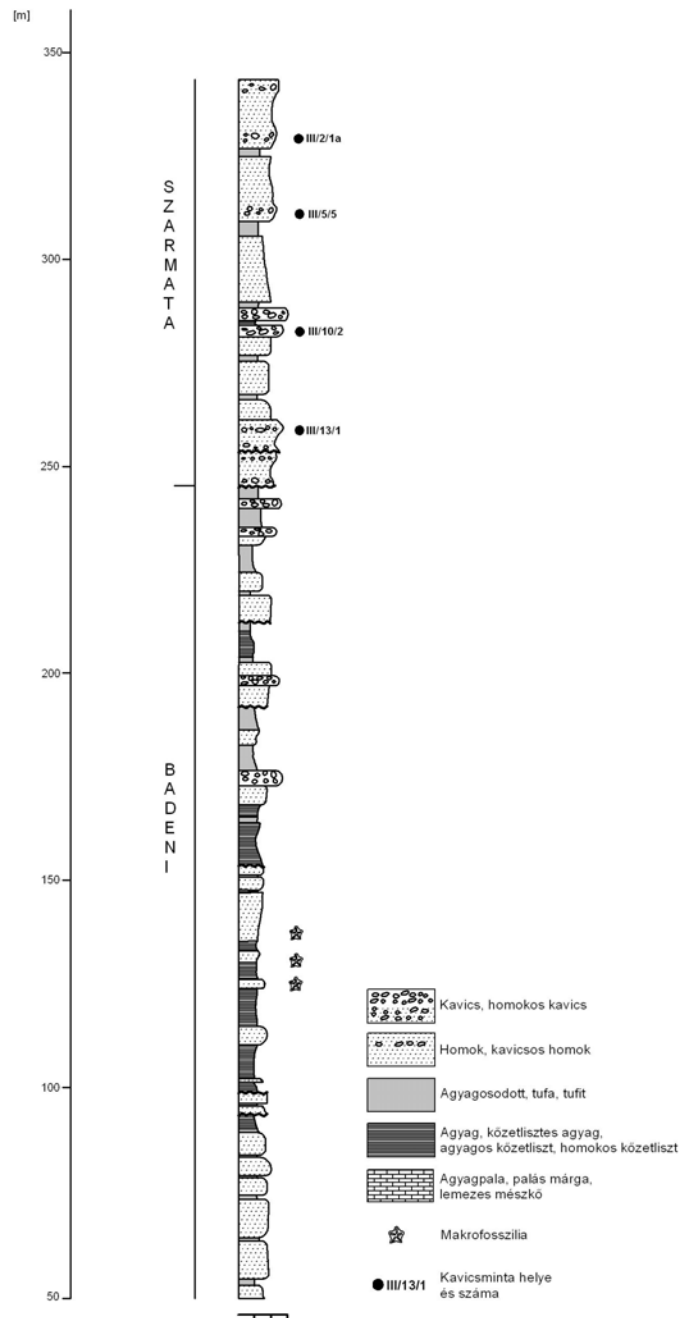
A Lázberci-víztározótól mintegy 600 m-re ÉK-i irányba található megközelítőleg ÉNy-i csapásirányú és mintegy 1400 m hosszú földtani szelvény a Nagy-hegy csúcsrégiója felől DK-felé lefutó eróziós völgy mentén került kijelölésre (4. ábra). A szelvényen keresztül egyszerre tárul fel az alap- és fedőhegységi képződmények érintkezése, a csonka, de a miocén egészét átfogó fedőüledékek sorozata (5. ábra), míg az Uppony községtől É-ra elhelyezkedő földtani szelvény mintegy 2 km hosszan tárja fel a Szilas-tető D-i oldalát, időszakos vízfolyások eróziós völgyeinek oldalai mentén. A szelvény alapján szerkesztett rétegsort az 6. ábra mutatja.



4. ábra A Lázberc – Nagy-hegyi és az Uppony – Szilas-tetői földtani szelvények helyzete



5. ábra A Lázberc – Nagy-hegyi földtani szelvény rétegsora



6. ábra Az Uppony – Szilas-tetői földtani szelvény rétegsora

A két nagyszelvény rétegsora alapján megállapítható, hogy a sekély prevulkáni aljzatot alkotó miocén molassz összlet igen heterogén szemcseösszetételű. Benne széleskörűen, gyakran diszkordancia-felületekkel, rétegtani hiátusokkal elválasztva váltakoznak kavics, homokos kavics, homok, kőzetlisztes, agyagos valamint agyagosodott savanyútufa és -tufit rétegek, gyakori mikro- és makrofosszília maradványokat (Foraminifera, Bivalvia, Echinoidea) tartalmazó szintekkel, rétegekkel.

A különböző üledékrétegeket több helyen megmintáztuk és ásványos-kőzetösszetételi, szemeloszlási vizsgálatoknak vetettük alá (CSATHÓ B. et al. 1998, KOZÁK M. et al. 1998, PÜSPÖKI Z. 1998). Ezek alapján a neogén prevulkáni molassz rétegsor a következőképpen jellemezhető:

(i) Durvatörmelékes rétegek: Elsősorban gyengén koptatott, oligo- és polimikt, alárendelten monomikt, sekélytengeri-tengerparti ill. folyóvízi kavicsok, konglomerátumok (1., 2., 3., 4., 5, 6., 7., 8. táblázat), lencse, zsinóros vagy rétegszerű elrendezésben. A rétegtanilag alsóbb helyzetben levő durvatörmelékes szintekben uralkodóak a karbontásos kőzetek, míg a felfelé haladva egyre inkább dominánsak a vulkanitok (andezitek, dácitok). Jó vízáadó képződmények, nagy vízszintes szivárgási tényezővel, amelyet a limonitos cementáció ronthat. (VINCZE L. et al. 2000a).

(ii) Homok, kavicsos homok rétegek: Változó szemcseméretű, sekélytengeri-tengerparti, később inkább partközeli-szárazföldi homokok, homokkövek, helyenként 10 m-t is meghaladó rétegvastagságban. A kárpáti emelet mikromineralógiai vizsgálatra preparált homokmintáinak eredményei alapján elmondható, hogy a 0.1-0.2 mm-es homokfrakcióban a nehézasványok aránya 0.55-1.58 % között ingadozik. Uralkodó a limonit és limonitaggregátum, továbbá előfordul még magnetit, hematit, gránát, staurolit, epidot, turmalin, piroxén, amfibol, muszkovit, klorit. A könnyűfrakcióban (99.45-98.57 %) domináns alkotó a kvarc és kvarcit, míg a földpát és karbonát mennyisége alárendelt (4. táblázat: II/7, II/9b, II/9c minták).

A bádai rétegsor arenites képződményeiből gyűjtött mintákon végzett mikromineralógiai vizsgálatok szerint a homokminták ásványspektruma változatos (9. táblázat: III/25/2, III/35 minták). A nehézasványokon belül dúsuló feltűnően üde biotit, piroxén és amfibol közeli semleges és savanyú vulkáni aktivitás heveségére utal. A nehézasványokon belül a gránát meghaladja a 22 %-ot is. A gránátkristályok egy-két szemcsétől eltekintve alig koptatottak, vagyis annak ellenére, hogy ez a fajta ásvány igen ellenálló, mindenképp lokális lehordási térszínről származhat. Gránátok ilyen mennyiségben sem az idősebb, sem a fiatalabb üledékekben nem fordultak elő. A bádai és szarmata durvatörmelékes képződmények kavicsanyagában előforduló piroxénes amfiboldácitok járulékosan gránátot tartalmaznak, tehát a pélités minták gránátjai nagy valószínűséggel a kavicsos üledékekkel egyező forrásból származnak. A mikromineralógiai spektrumban jelentkező egyéb magmás és metamorf kristályok (disztén, staurolit, topáz, turmalin, cirkon stb.) idősebb – paleo-mezozóos – térszínnek átmeneti szárazulattá válására és lepusztulására utalnak.

A késő-miocén homokminták 0.1-0.2 mm-es frakciójában a nehézasványok mennyisége 13-55.68 % között változik (9. táblázat: II/15/b III/5/1, III/5/6, III/11/1 *mintá*); amelyen belül kifejezetten magas a piroxének aránya (82-97 %), ill. számottevő a magnetit valamint a limonitos-mangános aggregátum mennyisége. A 10 % körüli arányban előforduló biotit savanyú tufák lepusztulásából ered. A földpátok 20-40 % százalék közötti mennyisége alapján az üledékek PETTIJOHN, F.J. (1975) osztályozása szerint arkózás homokkönek, arkózának és szubarkózának nevezhetők. A nehézasvány frakció összetételében nem mutat jelentős különbségeket, ami az idősebb térszínnek fedettségét és a közeli vulkáni felszínnek gyors és jelentős mértékű lepusztulását jelzi. A homoktestek közepes vízszintes szivárgási tényezővel jellemezhetők (VINCZE L. et al. 2000a), és igen jelentős mennyiségű vízkészletet képesek raktározni (JENEINÉ JAMBRIK R. 1985)

(iii) Pélites üledékek: Nyílt sekélytengeri ill. litorális környezetben képződött agyag, kőzetlisztes agyag, valamint agyagos kőzetliszt rétegek, esetenként jelentősebb tufogén komponensekkel, 10 m-t meghaladó rétegvastagsággal. A montmorillonit tartalom többnyire jelentős, egyes mintákban meghaladja a 30 %-ot, ami alapján duzzadóképeségük jónak tekinthető. A Dubicsányi Andezit Formáció közvetlen fekéjéből származó agyagmintáknál (CSÁMER A. 2006) pedig 40 % feletti montmorillonit tartalom volt megfigyelhető (10. táblázat: ÖZV-2/a, ÖZV-2-12/g, ÖZV-2-12/h *minták*) Az Uppony – Szilas-tetői szelvény bádeni pélites rétegeiből 8 helyről gyűjtött mintán végeztünk röntgenanalitikai vizsgálatot (10. táblázat: III/35/2, III/34/1, III/32/3, III/32/2, III/24/2, III/21/3, III/19/4, III/19/3 *minták*). A mintákban, jelentős mennyiségben fordult elő kalcit (15-49 %) a tengeri képződési környezetnek megfelelően. A rétegszilikátok közül a savanyú piroklasztikumok mállásából származó montmorillonit a domináns (15-33 %). Illit-montmorillonit kevert szerkezetek (3-7 %); illit (6-9 %) és kaolinit (1-2 %) csupán néhány mintában jelentkezett. A bádeni mintákban is megtalálható muszkovittal (7-12 %) és klorittal (1-5 %) együtt jelentkező agyagásványok vízben ülepedett vagy szárazföldről bemosott savanyú piroklasztikumok jelenlétét igazolják, amit a 3-10 %-ban előforduló plagioklász is alátámaszt. Az illit és kaolinit tengerből kiemelkedett hátterek szubtrópusi klímán bekövetkezett szárazföldi mállásából és talajosodásából származhatnak. A mintákban – kis mennyiségben ugyan – de általában mindig jelen levő dolomit (1-5 %) elképzelhető, hogy szintén egyidejű vulkáni aktivitást jelez.

Röntgenanalitikai vizsgálatokra a szarmata fluviális rétegekben előforduló zöldes árnyalatú, limonitos kéreggel borított agyagos lencséből, zsinórokból gyűjtöttünk mintákat (10. táblázat: III/5/3, III/6/1, III/7/1, III/7/1a, III/12/1 *minták*). Az ezekben kimutatható vastartalmú montmorillonit (nontronit) és a limonit ugyancsak vulkáni térszínekről való lehordásra utal. Ezt támasztja alá a plagioklász földpátok jelentős mennyisége is (15-41 %). A járulékosan előforduló kis mennyiségű kaolinit szubtrópusi talajok málladékából eredhet. Figyelemre méltó továbbá a mintákban a kvarc mennyiségének csökkenése a bádeni pélites üledékekhez képest, ami a savanyú vulkáni aktivitás szünetelésével ill. háttérbe szorulásával függhet össze. A pélites

üledékek duzzadóképesége a mintáknál tapasztalt nagy montmorillonit tartalomnak köszönhetően számottevő, így ezek a képződmények lényegében kvázi-vízzárónak tekinthetők.

6.3 A PREVULKÁNI ALJZAT ÉS AZ ANDEZITES VULKANIZMUS KAPCSOLATA

A fentiekben vázolt kép szerint a késő-miocén andezites vulkanizmus idején az alaphegységi aljzatot idős, elsősorban paleozóos, enyhén metamorfizált, tektonikailag erősen igénybevett kőzetek alkották. A többirányú töréshálózat metszéspontjai magmavezető gyengeségi övekként szolgálhattak, ill. meghatározhatták a magmatestek orientációját, térbeli elterjedését. A tömött kőzetszövet, a gyenge porozitás, valamint a fejlett, azonban agyagos málladékkal eltömött, gyakran zárt hasadékrendszer miatt a paleozóos képződmények vízvezető- és vízadóképessége rossz (FÜLÖP J. 1994, VINCZE L. et al. 2000a), vagyis az alaphegységi aljzattól a magmához keveredő hasadékvíz mennyisége elenyésző lehetett.

Az oligocén üledékes rétegek hidrogeológiai tulajdonságai többnyire ismeretlenek. Közepes vízvezetőképeség mellett feltehetőleg jelentősebb mennyiségű pórusvizet képesek tárolni.

Az andezites vulkáni aktivitás idején a sekély prevulkáni aljzatot többszáz méter vastag, meglehetősen, gyengén konszolidált vagy konszolidálatlan üledékes összlet alkotta. Ennek anyagában jelentős horizontális és vertikális kiterjedésben találhatóak meg igen jó szivárgási tényezővel rendelkező, számottevő felszínalatti víz tárolására alkalmas kavicsos-homokos rétegek, valamint szintén tekintélyes összvastagságú, erősen duzzadóképes, gyakorlatilag vízzáró agyagos szintek. Az előbbiekből viszonylag rövid idő alatt nagy mennyiségű felszín alatt tárolt pórusvíz kerülhetett az emelkedő magmába, míg a szigetelő hatású, vastag, szívós agyagrétegek egy időre lefojthatták a feltörő magmát, fokozva ezzel az vulkáni robbanás hevességét.

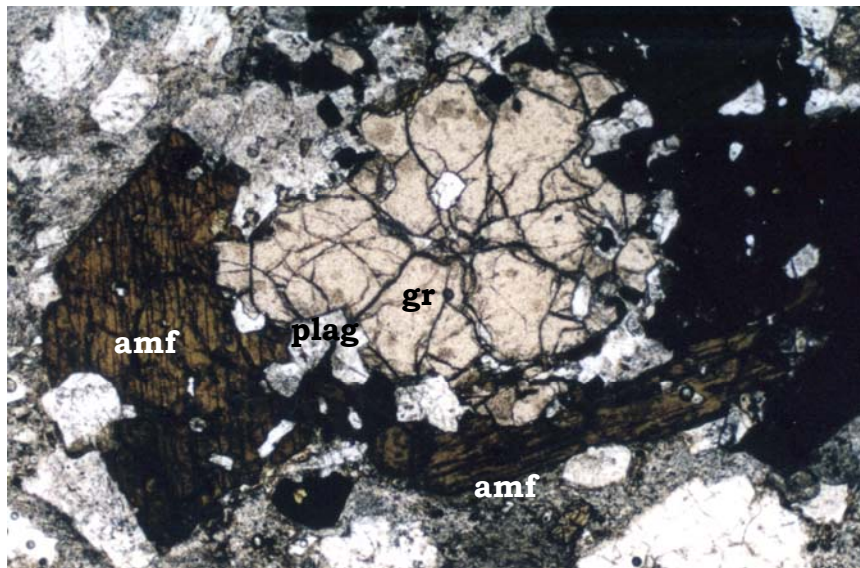
Külön ki kell térnünk a késő-miocént megelőző andezites vulkanizmus kérdésére, ugyanis ennek nyoma csupán a korrelatív üledékekben őrződött meg. Az kora- és középső-miocén összletben megjelenő kavicsos betelepülések piroxénandezites összetételű anyaga valószínűleg egyidejű neutrális vulkáni aktivitás lepusztulási termékeként értelmezhető. Az kora- és középső-miocén andezitkavicsok ásványos összetételük és szövetük alapján rokoníthatók a terület fiatalabb (késő-miocén) andezites magmás tevékenység során létrejött kőzetekkel, ill. ezeknek a durvatörmelék rétegsorokba áthalmozott anyagával. Ez azt jelzi, hogy az andezites vulkánosság – ha szórványosan is – már jóval a szarmata előtt megindulhatott, de csekély anyagutánpótlása, sporadikus elterjedése miatt önálló autochton tömegeket nem alkot; többnyire csak lepusztulási termékeiből következtethetünk egykori meglétére (CSÁMER Á. 2006).

A bádeni tengeri sorozat anyagában szintén kimutathatóak az idősebb térszínek és a savanyú piroklasztikumok lepusztulásából származó alkotók mellett neutrális

vulkanitok mállási termékei. Ezzel együtt a piroxénandezites összetételtől eltérő, differenciáltabb, ásványos alkotóiban is különbségeket mutató (gránáttartalmú piroxénes amfiboldácit) komponens jelenlétére utaló nyomok is megfigyelhetők (7. ábra).

VICZIÁN I. et al. (1997) vizsgálatai szerint a szenes összlet széntelepeinek fekvő és köztes meddő rétegeiben a terrigén törmelékes üledékanyag mellett, savanyú-semleges vulkanogén üledékanyagra jellemző ásványegyüttesek is kimutathatóak (pl. szmektit, kaolinit/szmektit kevert szerkezet, magas-plagioklász stb.). BOHNNÉ HAVAS M. et al. (1992) mikromineralógiai vizsgálatai szerint az alsóbb széntelepek vulkanogén üledékanyagában a riolitos mellett andezites összetételű alkotók is megtalálhatóak, ami alapján elképzelhető, hogy az „alsó riolittufa” képződésével közel párhuzamosan, az ottngai során a Borsodi-szénmedence környékén kevés andezitláva a felszínre jutott csakúgy, mint hazánk más területein.

A fentiek alapján összességében azt mondhatjuk, hogy az ÉK-i Bükk-előtér miocén fejlődéstörténetét lényegében teljes egészében végigkíséri a neutrális vulkanizmus, paroxizmusa azonban a korrelatív üledékek kőzet- és ásványos összetétele alapján a szarmata – kora-pannonra tehető (CSATHÓ B. et al. 1998, KOZÁK M. et al. 1998).



7. ábra Gránát (gr) piroxénes amfiboldácit kavicsban. A bádeni homokok kiugró gránáttartalmának valószínű forrása. Az ásvány körül plagioklász- (plag) és amfibolkozorú (amf) látható. Szirmabesenyő, Óvár (1 Nikol, a kép rövidebb oldala eredetileg 2.75 mm)

6.4 ANDEZITES VULKANIZMUS ÉS EGYIDEJŰ ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS KAPCSOLATA

A késő-miocén andezites vulkanizmussal egyidőben a Bükk-hg. ÉK-i előterében intenzív üledékképződés folyt, ami kezdetben tengerparti majd egyre inkább delta-síkság-torkolati-szárazföldi környezetben zajlott le. Ezzel magyarázható, hogy a szarmata rétegsorban a tengerparti üledékek között megjelenő teresztrikus hatást tükröző kavics, homokos kavics betelepülések, rétegek felfelé haladva egyre gyakrabban és egyre nagyobb mennyiségben jelentkeznek, ami a tengerrel borított terület fokozatos feltöltődését, ezzel együtt pedig a partszegély oszcillatív előretolódását jelzik.

A kavicsos szintek közetösszetételében nyomon követhető markáns változás – azaz a neutrális vulkáni alkotók átmenet nélküli megjelenése és dominanciája – a lehordási háttérben lezajlott hirtelen változással magyarázható. A vulkanitok túlsúlyba kerülése esetleg bekövetkezhetett a miocénnél idősebb andezites vulkáni testek kiemelkedése, exhumációja és intenzív lepusztulásának eredményeként is, de valószínűbb, hogy közel egyidős vulkáni aktivitás termékeinek a korrelatív üledékbe való áthalmozódásáról van szó (8. ábra).

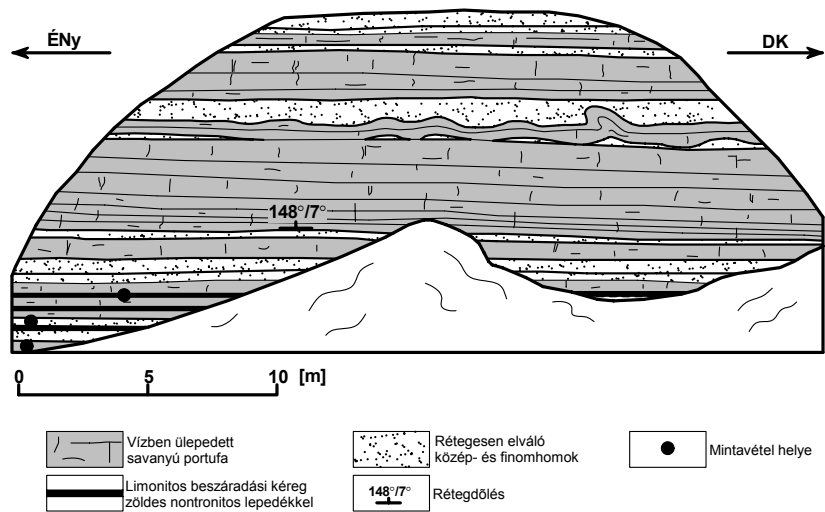
A lehordási térszínek között elsősorban neutrális vulkáni területek valamint savanyú piroklasztikus rétegekkel fedett térségek szerepelnek. A szarmata szelvények rétegsorában egyre ritkábban voltak megfigyelhetők időszakos sekélytengeri előre nyomulások (9. ábra) (CSATHÓ B. et al. 1998, PÜSPÖKI Z. et al. 2003). Ezzel szemben igen jellemzőek a fluviális képződményeknél gyakran előforduló kereszttrétegzések, áramlási fodrok, flázeres rétegzések, lencsés vagy mederzátónyszerű kifejlődések, ill. az anyagszolgáltatás ritmicitására utaló szerkezeti bélyegek (PÜSPÖKI Z. et al. 2003).



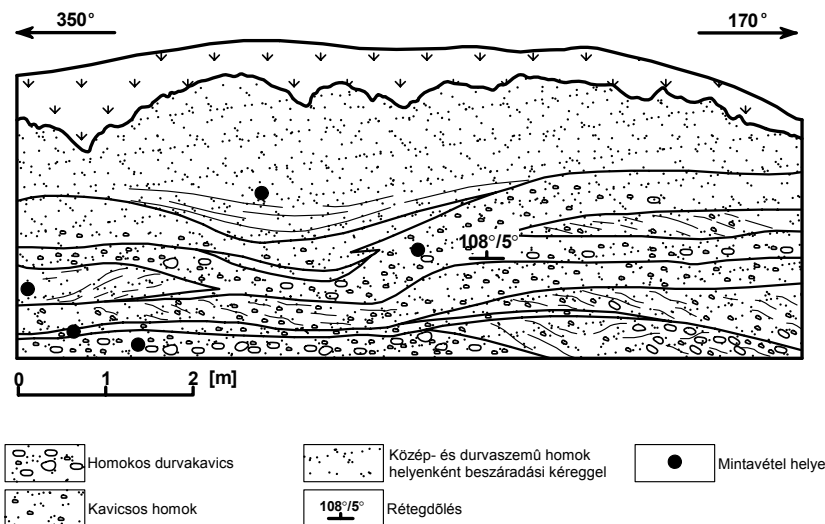
8. ábra A Lázberc – Nagy-hegy földtani szelvény felső részének közeli áthalmozású, szarmata korú, folyóvízi vulkanomikt kavicsos-homokos rétegsora.

A magas piroxéntartalmú, torlatjellegű homokrétegek feltehetően a sekélytengeri gyors betemetődésnek köszönhetően őrződtek meg, máskülönben könnyen áthalmozódtak és „felhígultak” volna. A neutrális vulkáni térszinek mállása során keletkező, vasban dús kolloidok, az intenzív denudációs szakaszok szüneteiben a kis kiterjedésű beszáradó mocsaras-lápos területek pangó vizeiben ülepedtek ki, és limonitos-nontronitos agyagos rétegeket hoztak létre (CSÁMER Á. 1999, 2007b).

a.)



b.)



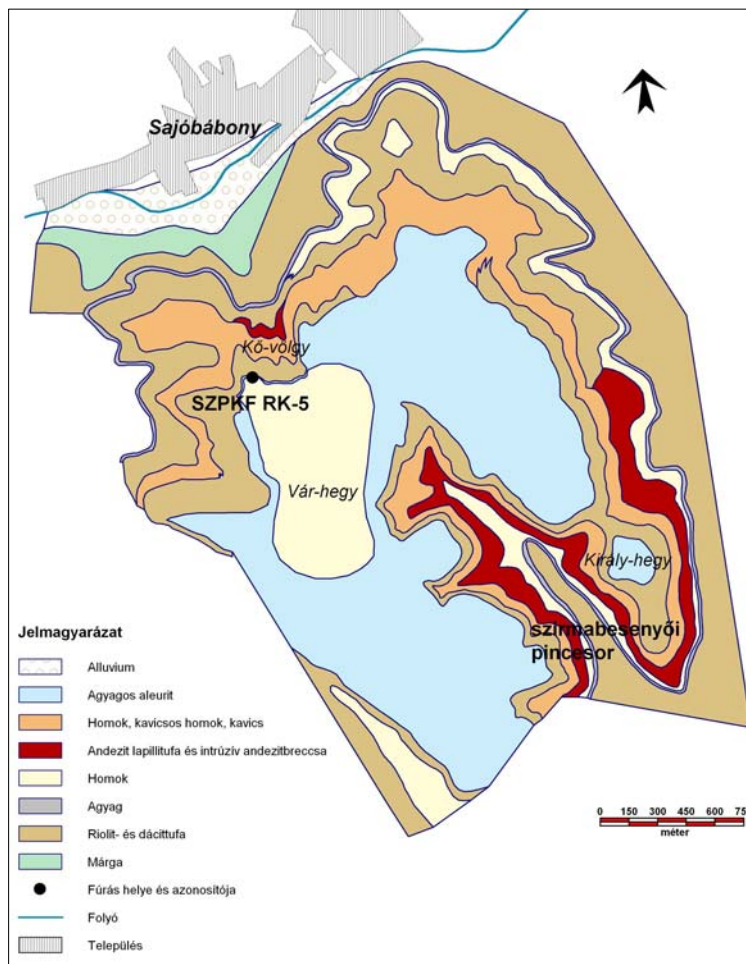
9. ábra Az Özvény-völgy alsó szakaszának (a) prodelta és (b) kavicsos deltasíkság környezetben lera-kódott képződményei (CSÁMER Á. 1999)

Össességében tehát a szarmata összlet képződési környezete olyan sekély vízmélységű, enyhe lejtésű tengerparti sávokkal tagolt térszín lehetett, ahol a tengerből kiemelkedő, elsősorban a neutrális vulkáni felszíneket denudáló abrúziós folyamatok és vándorló medrű, időszakos vízfolyások nagy mennyiségű hordaléka fokozatos feltöltődést biztosít (PÜSPÖKI Z. 2003). Ennek köszönhetően gyakori diszkordanciafelületekkel elválasztva települnek egymásra, valamint fogazódnak össze sekélytengeri-tengerparti pélites-arenites képződmények és kavicsos deltasíkságra jellemző durvatörmelék hordalékkúp kezdemények.

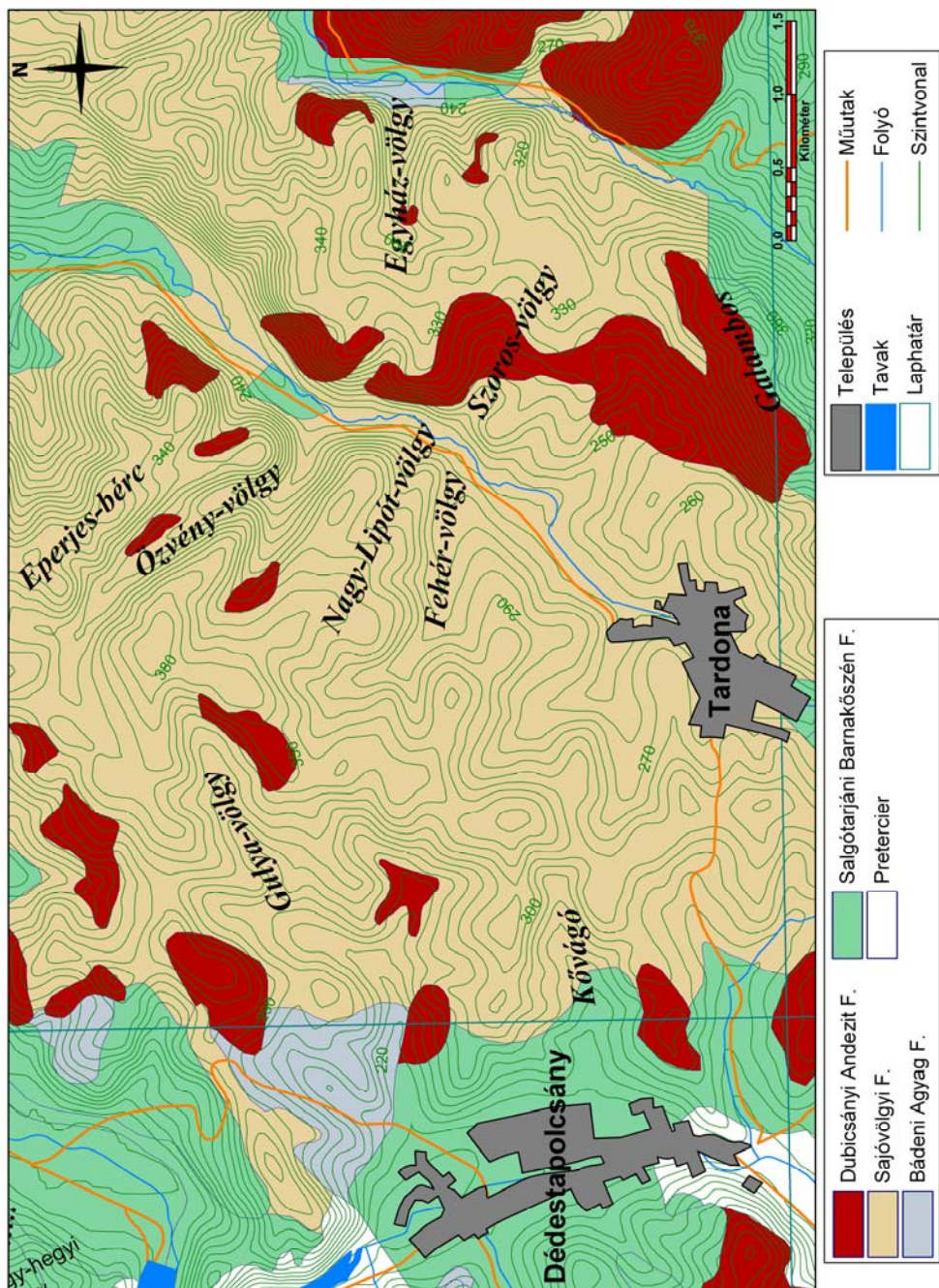
* * *

7. A DUBICSÁNYI ANDEZIT FORMÁCIÓ VULKÁNI TÖRMELEKES KÖZETEI

A Dubicsányi Andezit Formáció vulkáni törmelékes kőzetei a Tardonai-dombság számos helyén feltárulnak. Nagy felületű piroklasztitfalakon és nyers kőzetfelszíneken végeztünk szelvényezést és részletes (1:1000-es méretarányú) földtani térképezést a vizsgálati terület több pontján, többek között a Tardonához közeli Fehér- és Szoros-völgyben, az Özvény-völgy – Eperjes-bérc közötti mintaterületen, a dédestapolcsányi Gulya- völgyben és Kővágón, a kondói Egyház-völgyben, a sajóbábonyi Kő-völgyben, valamint a szirmabesenyői pincesor mentén (10., 11. ábra) (PÜSPÖKI Z. et al. 2001, 2003, CSÁMER Á. 2002, 2006, 2007a, 2007b, CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007a, 2007b). Terjedelmi korlátok miatt a terepi megfigyeléseinket és laboratóriumi eredményeinket jelen dolgozatban összevonat közöljük és értékeljük.



10. ábra Sajóbábonyi Vár-hegy és a szirmabesenyői pincesor közötti terület litológiai térképe (KOZÁK M. et al. 2002 és TERRA-MINA BT. 2005 alapján)

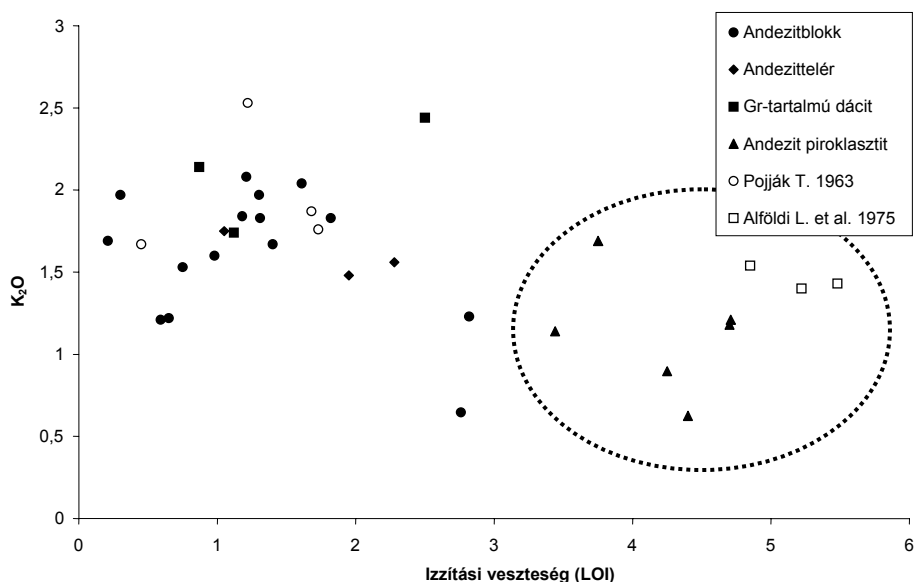


11. ábra Tardona és Dédestapolcsány környékének földtani térképe a legfontosabb andezites vulkanit előfordulásokkal

7.1 ANDEZIT PIROKLASZTIT ÖSSZLET PETROGRÁFIÁJA

A kőzetgeokémiai vizsgálatokra kijelölt minták listáját a 11. táblázat, míg a minták fő- és nyomelemösszetételét a 12. és 13. táblázat tartalmazza. Az izzítási veszteség a vizsgált kőzetekben tág határok között változik (12. ábra). Legmagasabb illótartalommal az andezit piroklasztitok rendelkeznek, ahol is ez az érték az agyagásványos bontottság függvényében rendszerint 3-6 % között változik, az irodalmi adatokat is figyelembe véve (ALFÖLDI L. et al. 1975). A másodlagos hatásokra érzékenyen reagáló K_2O -tartalom a vizsgált kőzetekben különösen a piroklasztitok esetében mutat jelentős szórást.

A piroklasztit minták főelemösszetételük alapján andezitnek tekinthetők. A kőzetek kémiai összetétele a másodlagos folyamatok során módosult, s ez különösen a Na, K és Fe tartalomban jelentkezik markánsan (11., 12., 13. táblázat).



12. ábra A Tardonai-dombság területéről származó kőzetminták az izzítási veszteség (LOI) és a K_2O -tartalom függvényében

7.1.1 Makroszkópos leírás terepi megfigyelések és fűrómagvizsgálat alapján

Az andezit piroklasztit összlet tömeges megjelenésű, homogén, rosszul osztályozott, rétegmentes vagy gyengén rétegzett (13. ábra). A képződmény mátrixa világos szürkésbarna, sárgásbarna vagy sárgásszürke alapszínű. Anyaga agyagásványosan kissé bontott; karcolt felületén sötét szürkésbarna színű, zsírfényű. A feltárások fala laza állagú, könnyen morzsolható, erősen repedezett, az erózióval szemben ke-

vésbé ellenálló. A képződmény kisebb csomókban vagy izoláltan, nagy mennyiségben tartalmaz blokk vagy lapilli méretű, különböző összetételű és változó mértékben koptatott vagy szögletes közettörmelék. A blokkok és lapillik mennyisége 20-30 % körüli, de egyes részeken elérheti a 40 %-ot is; elrendezésükben tendencia (pl. gradáció, inverz gradáció, fajsúly szerinti osztályozottság stb.) vertikálisan nem ismerhető fel, azonban egyes szakaszokon (pl. a képződmény bázisához vagy fedőjéhez közel) szemcsefinomodás-durvulás tapasztalható. Nedves térszínen való ülepedésre utaló nyomok, esetleg áthalmozottságra utaló szöveti-szerkezeti bélyegek nem voltak felismerhetők.

Több esetben megfigyelhető a tufás mátrixban a beágyazott közettörmelékekből kiinduló radiális repedéshálózat. Kialakulása az agyagásványosan bontott mátrix hidratációja-dehidratációja során létrejött térfogatváltozásból és a beágyazott szemcsék eltérő fizikai viselkedéséből eredő feszültségre vezethető vissza (14. ábra). A tufás mátrix szabad szemmel is felismerhető ásványai között zömök oszlopos piroxén-, karsú oszlopos amfibol-, biotit- és földpátkristályok egyaránt előfordulnak. Ezekon kívül elszórtan 2 mm-nél kisebb, kőzetüvegdarabokat, esetleg bontott horzsa-kőszemcséket is találhatunk.



13. ábra Rétegzetlen durvaszemű, osztályozatlan andezit piroklasztit a Szoros-völgy bejáratánál



14. ábra Gyengén osztályozott, rétegzetlen andezit lapillitufa az Eperjes-bérc oldalán dehidratációs repedésekkel

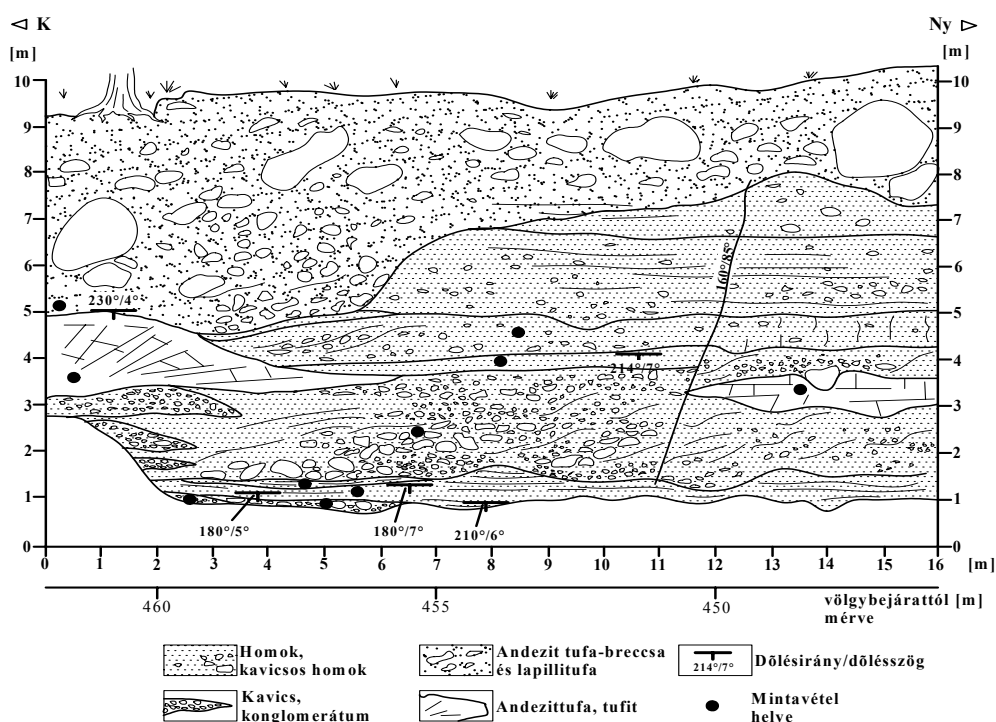
A képződményben található blokk és lapilli méretű közettörmelékekből összetételei vizsgálatokra mintegy 35 kg-nyi mintát gyűjtöttünk (14. táblázat), továbbá kőzetváltozataikat az SZPKF RK-5 jelű fúrás vágott felületű maganyagán is vizsgáltuk (15. táblázat) (CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007b). Ezek alapján a következő litoklasztok voltak megtalálhatók:

- (i) **Piroxénandezit:** változatos színű, szövetű szögletes vagy kerekített miocén korú kőzetdarabok. Maximális méretük elérheti a 1.5 m-t is. Előfordulnak tömött szövetű, mikroporózus vagy salakos változatok egyaránt. Egyes szemcsék szegélyét vörhenyes, salakos, kőzetüveg övezi.
- (ii) **Gránáttartalmú piroxénes amfiboldácit:** világosszürke színű, miocén korú, áthalmazott, gömbölyített klasztok. Maximális méretük 40 cm.
- (iii) **Granitoidok:** változó mértékben mállott, idős, szögletes és koptatott szemcsék. Maximális méretük 60cm.
- (iv) **Karbonátos kőzetek:** változatos színű és szövetű főként gömöri típusú paleo-mezozóos mészkövek. Többnyire koptatott , gömbölyített szemcsék, azonban előfordulhatnak szögletes blokkok is. Maximális méretük 40 cm.
- (v) **Homokkő:** lilás, ill. vöröses színű permi homokkövek, hematittal, ill. helyenként előforduló gipsznyomokkal. Zöldesszürke glaukonitos homokkövek, melyek rokoníthatók az oligocén összletből ismert képződményekkel. Világosbarna miocén (?) csillámos homokkövek. Többnyire koptatott szemcsék . Maximális méretük: 100 cm.
- (vi) **Fillit, agyagpala, csillámpala:** paleozóos metamorf sorozat kőzetei. Koptatott és szögletes szemcsék egyaránt megtalálhatók. Maximális méretük: 50 cm.

- (vii) **Kvarcit, metahomokkő, metaaleurolit:** idős metamorf koptatott felületű kőzetek. Maximális méretük: 20 cm.
- (viii) **Agyagkő:** miocén korú, változatos morfológiájú (izometrikus, elliptikus, lapult, lencse alakú), koncentrikus hagymahéj-szerű elválási szerkezettel, beágyazódott közetszemcsékkel. Maximális méretük: 1.4 m.
- (ix) **agyagosodott savanyú portufa:** miocén korú, világos krémszínű, változó mértékben agyagosodott, szögletes és kerekített klasztok. Maximális méretük: 5 cm.

Az andezit piroklasztit összlet anyagában elvétele, a rétegterhelés hatására ellapult szárdarabkák, ágmaradványok, limonittal átítatott levélmaradványok ismerhetők fel. Ezeken szénülés nyoma – ami a vulkáni törmelékes összlet képződésének magas hőmérsékletét jelezte volna – nem volt tapasztalható.

Az andezites piroklasztit összlet maximális vastagsága a tanulmányozott feltárásoknál, ill. fúrásoknál mintegy 80 m volt. A több kitörési periódus során lerakódott képződmény a vulkáni aktivitás szünetében lepusztulásnak indult. Áthalmozott termékei változó szemcseméretű andezitkavics és többnyire durva és közép szemű vulkanomikt homok valamint andezittuffit formájában, a vulkáni törmelékes összlet anyagába települve találhatók meg (15. ábra).



15. ábra A vulkáni aktivitás szünetében az andezites összletbe települő, rövidtávú áthalmozás során létrejött vulkanomikt üledékes szint a Szoros-völgyben

7.1.2 Mikroszkópi leírás

Az egyes feltárásokból gyűjtött mintákat polarizációs mikroszkópi vizsgálatnak vetettük alá. A vékonycsiszolatok alapján a különböző lelőhelyekről származó andezit piroklasztit minták összetétele és szövete nagyfokú hasonlóságot mutatott (CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007a, CSÁMER Á. 2007a, CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007b), eltérések csupán a komponensek mennyiségében jelentkeztek.

Polarizációs mikroszkópi vizsgálatok szerint az andezit piroklasztit minták szintelen fenokristályai között uralkodó a *plagioklász*, amely rendszerint hipidiomorf vagy idiomorf, poliszintetikus vagy összetett, esetenként penetrációs ikres. „Honey comb” szövetű vagy növekedési szegélyes ill. rezorbeált példányok is előfordulhatnak. Maximális mérete elérheti a 2 mm-t de általában 0.5 mm-es vagy ennél kisebb. Az ásvány a tufás mátrixban elsősorban önállóan jelenik meg, de előfordul blokkos kőzetüveg szemcsékben (mint juvenilis alkotó) és kőzettörmelékben is (pl. andezitekben). Gyakorik a zónás és az erősen kőzetüveg-zárványos példányok. Az üveg-zárványok sokszor orientáltan helyezkednek el, akár több övben is. A kőzetben az ásványos alkotók mintegy 50-60 %-a plagioklászföldpát (*16. ábra*).

A maximálisan 1 mm-es, de többnyire 0.25-0.75 mm nagyságú *kvarc* kristályok kivétel nélkül xenomorf alkatúak. Mono- és polikristályos változatok egyaránt megtalálhatóak. Jellegzetes unduláló kioltásuk alapján többnyire nem magmás eredetűek. Önálló kristályként és litikus alkotókban is előfordulnak, kőzetüveg szemcsékben azonban nem voltak felismerhetők. Mennyisége a kristályos alkotókon belül 5-10 % között változik.

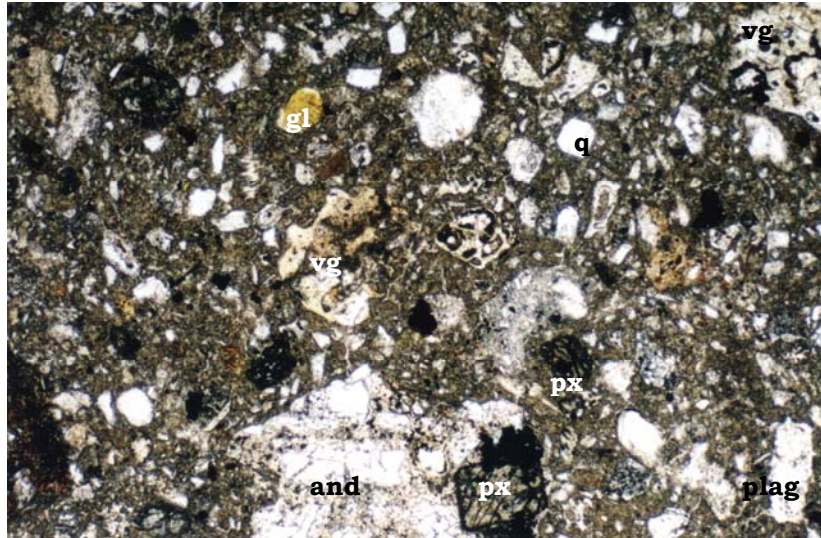
A színes kőzetalkotó ásványok között domináns a *piroxén*. A kőzetben orto- és klinopiroxén változatok egyaránt megtalálhatóak, de az előbbieket száma a meghatározó. Elsősorban hipidiomorfoz vagy xenomorfoz, ritkábban saját alakúak. Maximálisan 1.0-1.2 mm-esek de többnyire 0.25-0.75 mm közöttiek. Gyakran repedezettek, mechanikai hatások nyomait viselik. A klinopiroxének között augit volt azonosítható. A piroxénkristályok többnyire nem, vagy gyengén bontottak, de egyes esetekben opacitosodás, ritkábban basztitosodás is megfigyelhető volt. A teljesen mállott példányok helyét limonit tölti ki. A kőzetben a piroxének mennyisége a kristályos alkotókon belül 12-20 % körüli.

A piroxéneknél lényegesen ritkábban fordul elő *amfibol* (1-5 %). Jó hasadása és jellegzetes pleokroizmus alapján könnyen azonosítható. Xenomorf ásványtöredékei általában 0.25 mm körüliek, gyakran erősen bontottak, opacitos szegélyűek. Egyes példányok erősen rezorbeáltak, lekerekített szegélyűek. Mind kőzettörmelékben (andezitben), mind pedig kőzetüveg szemcsében, mint kőzetalkotó ásvány egyaránt előfordulhat.

Járulékosan található meg a vékonycsiszolatokban a *muszkovit*, amely önállóan általában igen apró (0.1-0.25 mm-es) lemezkék formájában van jelen.

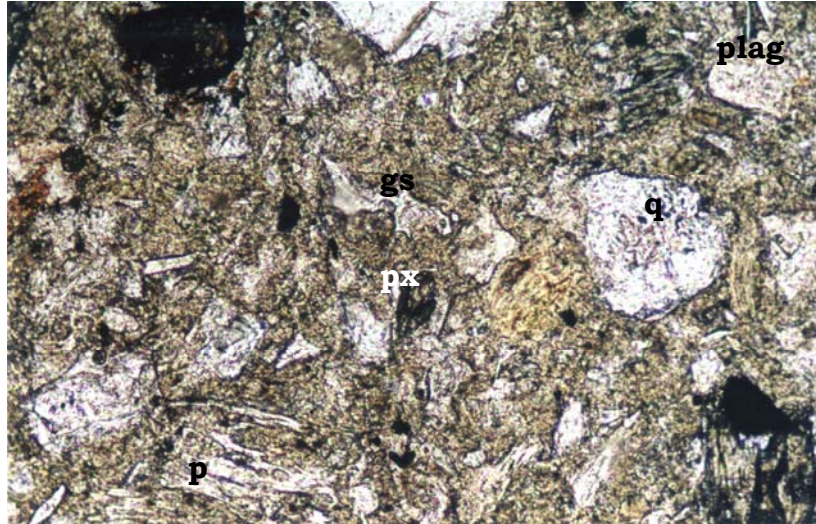
Ugyancsak járulékosan – de a muszkovitnál gyakrabban – fordul elő a mátrixban a *glaukonit*, amely rendszerint 0.1-0.25 mm-es gömbös, halmazos megjelenésű, zöldes színű, aprószemcsés. Halmazpolarizációt és enyhe pleokroizmust mutat.

Az opak ásványok között az alapanyagban hintetten megjelenő *Fe-Ti oxidok*, valamint másodlagos *hematit és limonit* említhető meg. A teljesen opak Fe-Ti oxidok lehetnek primer alkotók is (nagyon apró négyzetes átmetszetű kristálykák). A limonit és hematit piroxén, amfibol utáni pszeudomorfózákat valamint gömbös-foltos megjelenésű ásványcsomókat képez (16. ábra).

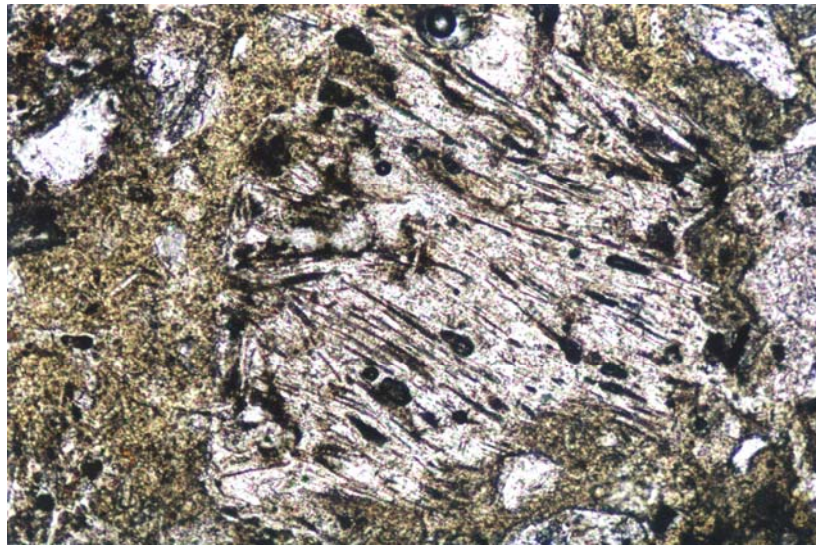


16. ábra Özvény-völgyi andezit lapillitufa szöveti képe. A finomszemű vulkáni porba ágyazva kristályokat (plag, px, gl), litikus alkotókat (q, and) és vulkáni üvegdarabokat (vg) találunk (1 nikol, a kép rövidebb éle 2.75 mm-nek felel meg)

A tufás mátrix mintegy 10 %-át szétrobbant *buborékok faldarabkái és horzsakőszemcsék szilánkjai* alkotják (17. ábra). A párhuzamos nikolnál szintelen üvegszilánkok az esetek nagy részében nem üdék; gyenge halmazpolarizációs kioltásuk a szemcsék devitrifikációját jelzi. Alakjuk szerint Y és tör alakú szilánkok (cusplate and blade-like glass shards) egyaránt előfordulhatnak, de alárendelten lap üvegszilánkok is megtalálhatók (platty glass shard). A szilánkokon összesülésre utaló nyomok, pl. lekerekített élek, geometriai deformáció, lapultság nem figyelhető meg. Erősen hólyagos, épen megmaradt horzsakőszemcsék elvértve fordulnak elő (18. ábra). Méretük rendszerint 0.5 mm vagy ez alatti. Egy nikol állásnál – csakúgy, mint az üvegszilánkok – szintelenek, továbbá csöves szerkezetűek és kis mértékben devitrifikálódtak.



17. ábra Szarmata andezit lapillitufa jellemző szöveti képe a Fehér-völgy alsó részéről. Az ásványos alkotók (plag, px, amf) mellett litikus elegyrészek (q), horzsakődarabok (p) és savanyú üvegszilánkok (gs) is előfordulnak (1 nikol, a kép rövidebb éle 0.55 mm-nek felel meg)

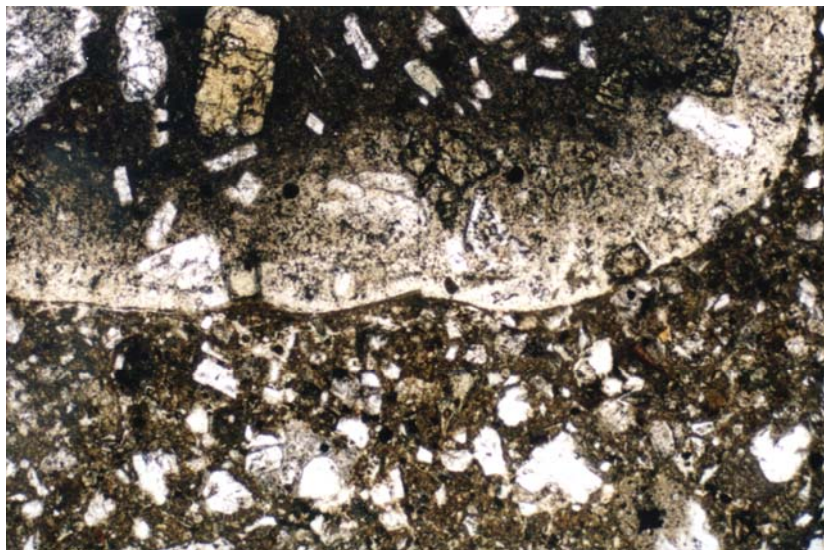


18. ábra Csöves szerkezetű horzsakőszemcse szarmata andezit lapillitufában a Fehér-völgyből (1 nikol, a kép rövidebb éle 0.55 mm-nek felel meg)

A kőzetben 10-20 %-ban megtalálható *blokk alakú kőzetüveg* szemcsék (blocky glass shard) általában 1.0-2.0 mm nagyságúak, szélsőséges esetekben azonban a méretük elérheti a 7.0 mm-t is. Általában kis mértékben vagy közepesen hólyagosak, de előfordulhatnak erősen buborékos példányok is. Sárgásfehér színűek; szegélyük rendszerint érdes, csipkézett. A hólyagüregek mérete 25-100 μm közötti. Előfordul, hogy a buborékok alakja hajlott, deformálódott, ami a buborékban levő gázfázis

nyomásának csökkenésével és a buborék összeomlásával magyarázható. A kőzet-
 üveg darabok eltérő mértékben kristályosak. Megfigyelhetők olyan mikrolit mentes
 szemcsék is, ahol a kristálygócok kialakulását megelőzte a gyors lehűlés és meg-
 dermedés, azonban az esetek egy részénél a kőzetüveg mikrolit-gazdag. Az ásvá-
 nyos alkotók között dominál a plagioklász, de előfordul piroxén, sőt egyes esetekben
 erősen rezorbeált amfibol is. Sötétbarna színű, erősen hólyagos, földpát és piroxén
 kristályokat is tartalmazó bázisosabb összetételű *salakdarabok* (tachilit) elvéve
 találhatóak meg a kőzetben.

A kőzettörmelékek között leggyakrabban *andezit* szemcsék fordulnak elő. Mére-
 tük alapján a csiszolatokban vulkáni por és lapilli szemcsekategóriákban egyaránt
 megtalálhatók. Rendszerint szögletes kőzetdarabok, de megjelenhetnek lekerekített
 példányok is. Ásványos alkotóik alapján plagioklász + ortopiroxén ± klinopiroxén ±
 amfibol összetételűek. Alapanyaguk többnyire részben vagy teljesen kristályos
 (mikroholokristályos), egyes példányokon pedig a hintett opak Fe-Ti oxidok nagy
 mennyisége miatt kifejezetten sötét színű (19. ábra).



19. ábra Andezit lapilli szöveti képe lapillitufában. A szemcse szegélye a hűlés következtében gyorsan,
 üvegesen megdermedt (világosbarna), míg a belső részen volt idő a Fe-Ti oxidok kristályosodására
 (sötétbarna) (1 nikol, a kép rövidebb éle 2.75 mm-nek felel meg)

Szövetük leginkább porfíros-pilotaxitos, átmeneti vagy mikroholokristályos, rit-
 kábban szubofitos. Eredetük alapján elsősorban rokon (cognate) litikus kőzetrészek-
 nek tekinthetők, egy részük azonban mindenképp idősebb vulkáni fázisokhoz kap-
 csolódó litoklasztként értelmezhető.

A kőzetben *nem magmás eredetű kőzettörmelékek* is előfordulnak. Gyakoriak a
csillámpala, kvarcit, csillámos kvarcit, glaukonitos homokkő, fillit, aleurolit, sava-

nyú portufa litoklasztok, melyek szintén a kitörésnél idősebb aljzathól feltépett kőzetdarabok.

A mátrix elsősorban kristályokból, alárendelten blokkos kőzetüvegből és üveg-szilánkokból, valamint kőzettörmelékből áll. A vizsgálatok szerint fő komponensnek a kristályok tekinthetők. Juvenilis alkotók a semleges-bázisos összetételű kőzetüveg darabkák, ill. a plagioklász, piroxén és amfibol kristályok.

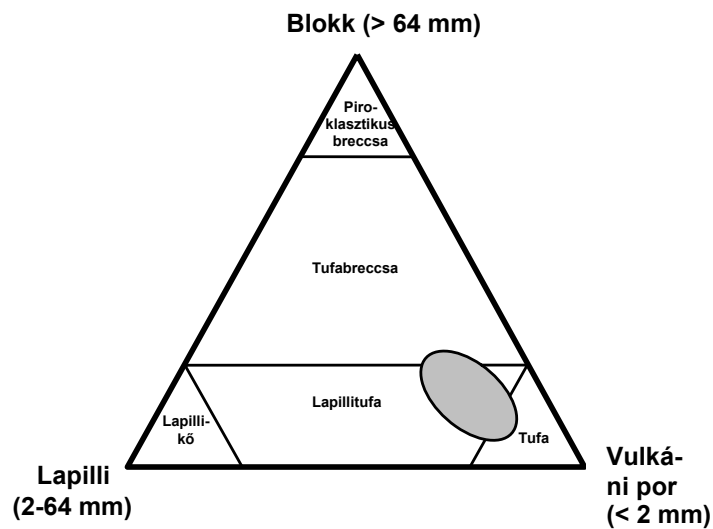
7.2 A MAKRO- ÉS MIKROSKÓPOS SZÖVETELEMZÉS ÉRTÉKELÉSE

A terepi megfigyelések és a mikroszkópi vizsgálatok alapján kőzettanilag a Tardonai-dombság andezit piroklasztit képződményei elsősorban *járulékos litikus szemcsékben gazdag andezit lapillitufának* nevezhetők. Egyes részeken a szemcsefinomodásnak vagy durvulásnak köszönhetően azonban *mátrix-gazdag andezit tufabreccsák* ill. *járulékos litikus szemcsékben gazdag andezittufák* is előfordulnak (20. ábra).

A szakirodalmi adatokkal (pl. ALFÖLDI L. et al. 1975, RADÓCZ Gy. in GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004) ellentétben a vizsgálat andezit piroklasztit előfordulásoknál nem találtunk andezitagglomerátumokat, ezzel szemben az erősen erodált vulkáni formáció anyagában nagyszámú sekélyszubvulkáni intrúzió és kürtő azonosítható. Az andezit piroklasztit anyaga jelentős mennyiségben tartalmaz szögletes, vagy élein kerekített andezitklasztokat, azonban litológiai értelemben nem tekinthető agglomerátumoknak (FISHER, R.V. & SCHMINKE, H-U. 1984, BALOGH K. 1991-92, KARÁTSÓN D. 1999). Így fennáll annak a gyanúja, hogy a korábban „andezitagglomerátumnak” nevezett képződmények valójában autoklasztizálódott intrúziók, kürtőmaradványok, ill. peperit szegélyek, vagy ezek szétrobbant és áthalmozott maradványai.

A piroklasztit összlet gyenge osztályozottsága, tág határok között változó szemeloszlása, rétegzetlen volta inkább szárazföldön lerakódott *gravitációs tömegárokra, törmelékárakra* utal, semmint hullott piroklasztitra, amit hazai analógiák is alátámasztanak (NÉMETH K. et al. 2003). Meg kell jegyeznünk azonban, hogy a vulkáni sorozat az egész dombság területén erősen erodált, ami nagymértékben korlátozza a működési mechanizmus pontosítását valamint az eredeti vulkáni szerkezetek rekonstruálását. A tanulmányozott piroklasztit minták szöveti képe és friss kőzetüveg tartalma alapján a piroklasztit összlet elsődleges robbanásos kitörés termékének tekinthető. A vulkáni törmelékanyagba került nem szenesedett növényi maradványok, a szegregációs szerkezetek és az összesülés hiánya a képződési hőmérséklet relatíve alacsony fokát jelzik. Az SZPKF RK-5 fúrás maganyagában talált gömbösvesés kriptokristályos kvarckiválással borított 7 cm hosszúságú geoda (21. ábra) viszont azt mutatja, hogy a rétegben lerakódás után hidrotermás hőmérsékleti viszonyok uralkodtak (CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007b).

A lapilli és blokk szemcseméretű alkotók között igen jelentős a *járulékos litikus alkotók* aránya, amelyek között a sekély- és mélyebb prevulkáni aljzat számos kőzetváltozata megtalálható (fillit, csillámpala, agyagpala, metabázis, granitoid, mészkő, kvarcit, homokkő, aleurolit, savanyú portufa, agyagkő). Az andezit piroklasztit összlet a tanulmányozott feltárások tanúsága szerint kőzettani értelemben a kutatási területen belül egyveretű, azonban a kőzettörmelékek összetételében bizonyos fokú inhomogenitás figyelhető meg, ami a prevulkáni aljzat minőségében tapasztalható helyi eltérések következménye.



20. ábra A Tardonai-dombság különböző helyeiről származó andezit piroklasztitjainak szemcseméret szerinti osztályozása SCHMID, R. (1981) és FISHER, R.V. & SCHMINKE, H-U. (1984) nyomán



21. ábra Kriptokristályos kvarc kitöltésű geoda fűrőmagban az SZPKF RK 5. jelű fűrásból

A piroklasztikus összletben kifejezetten nagyméretű (40-60 cm Ø-jű), az alaphegységi aljzataból feltépett, szögletes gránit, mészkő és fillit blokkokat (22. ábra) is találunk az Özvény-völgy – Eperjes-bérc környéki előfordulásoknál (CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007a). Tehát a paleo-mezozóos aljzat az Eperjes-bérc környékén a késő-miocén során feltehetőleg a felszínhez közelebb helyezkedhetett el, mint a domb-ság más pontjain. A geofizikai felvételezések szerint a Tardona-patak és a Bán-patak közötti részen jelenleg is megfigyelhető egy markánsan, -100 – -200 m tszf-i magasságig emelkedő alaphegységi hátság, amely DK-i és ÉNY-i irányban meredeken szakad le a tardonai és ózdi medencék felé (SZALAY I. et. al 1976, KIRÁLY E. et al 1989).



22. ábra Alaphegységi aljzataból feltépett nagyméretű szögletes gránittörmelék az Eperjes-bérc oldalán andezit piroklasztit összletbe ágyazva. Átmérője meghaladja a 60 cm-t

A szirmabesenyői pincesoránál ill. az Avas oldalában 0.2-1.4 m átmérőjű *kőzetlisztes agyagtörmelékek* alkotják a litoklasztok számottevő hányadát (CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007b). Közös jellemzőjük, hogy az elsődleges üledékes struktúra lényegében teljesen megsemmisült, ehelyett az illóvándorlás következtében hagymahéjszerű koncentrikus elválási szerkezettel rendelkeznek. Az, hogy számos alaki változat megfigyelhető, azt mutatja, hogy a deformáció nem a rétegterhelés hatására ment végbe, hanem részben közvetlenül a lerakódás előtt (a vulkáni kürtőben és a levegőben), részben pedig a lerakódáskor, a földtetéréskor (becsapódás okozta deformáció).

A szirmabesenyői szelvény agyagszemcséinek legvalószínűbb forrása a sekély mélységű prevulkáni bádeni-szarmata pélites-kőzetlisztes összlet. Az pedig, hogy ilyen jelentős mennyiségben található meg a szelvény anyagában, arra enged következtetni, hogy a vulkáni explózió során fontos szerepet töltek be. A nagy vastagságú, masszív, kötött de nem litifikálódott, duzzadóképes agyagásványokban gazdag pélites üledékek gyakorlatilag vízzárónak tekinthetők. Vízrekesztő tulajdonságuknál fogva, mint természetes szigetelők akadályozták a felfelé nyomuló olvadékat, ill. az abból kiszökő volatilkokat, függőleges irányú mozgásukban. A késleltetett felszín alatti robbanás felfokozott ereje pedig nagy mennyiségű agyagdarabot szakított ki a fekéből (23. ábra).

Több agyagklast szegélyén volt megfigyelhető hozzátapadt, vagy belegyűrődött idegen szemcse (pl. kavics vagy andezitfragmentum). Ezek a földön való guruláskor, esetleg még a csatornából való kijutáskor az agyagba került kőzetdarabok is azt mutatják, hogy az agyag a kürtöből való kirepülés, majd az azt követő lerakódás közben megőrizte plaszticitását.



23. ábra Szirmabesenyői pincesoránál feltáruló, agyagtörmelékben gazdag andezit lapillitufa változat. A fekéüt fehér színű bentonitosodott savanyú portufa és kékesszürke andezithomok (piroxén-torlat) alkotja

A lapillitufa 2 mm alatti szemcseméretű mátrixa szintén gazdag a prevulkáni aljzatból származó fragmentumokban (homokkő darabok, savanyú horzsakőszemcsék, kőzetüveg szilánkok, üledékes ásványszemcsék). A piroklastit rétegek 50 %-ot meghaladó járulékos kőzettöredék tartalma felszín alatt bekövetkezett kitörésekre utal (LORENZ, V. 1985, 1986, NÉMETH K. et al. 2003). A lapillitufa szöveti bélyegei

alajján (nagy mennyiségű homok, kőzetliszt, kvarc, glaukonit és muszkovit) a robbanás fókuszában a sekélyaljazatot alkotó üledékek víztelített, laza állapotban lehetnek. A jelentős mennyiségű, enyhén hólyagos kőzetüveg-tartalom a lapillitufa mátrixában, a juvenilis illók okozta töredezés mellett, magma/víz kölcsönhatás során bekövetkezett freatomagmás töredezést jelez, mint kitüntetett fragmentáló mechanizmust (NÉMETH, K. & MARTIN, M. 2007)

A feltörő magma felfűtötte a víztartó rétegek pórusvizét és hőenergiájának egy része mechanikai energiává alakult, ami robbanás formájában szabadult fel freatomagmás kitörést eredményezve (HEIKEN, G.H. 1972, FISHER, R.V. & SCHMINKE, H.-U. 1984). A juvenilis kőzetüveg-szemcsék eltérő mértékű hólyagos-sága arra utal, hogy a magma feltehetőleg több mélységben is kigázosodhatott (WHITE, J.D.L. 1991, HOUGHTON, B. et al. 1999), ill. a prevulkáni sekélyaljazat pórusvíztartalma eltérő lehetett (WHITE, J.D.L. 1996, 2001). Az intratellurikus „zárt” térben történő robbanások hevességét fokozta a fekü bádeni tufogén márgák, ill. a késő-bádeni – kora-szarmata inpermeabilis bentonitosodott savanyú portufa és bentonit rétegek lefojtó hatása. A lapillitufa mátrixa igen gazdag a prevulkáni aljazatból származó fragmentumokban (homokkő darabok, savanyú horzsakőszemcsék, üledékes ásvány szemcsék), ami szintén azt jelzi, hogy az aljazat víztelített, laza állapotú volt.

Az alaphegységi aljazatból származó, esetenként jelentős méretű fragmentumok nagyobb mélységben bekövetkezett robbanást jeleznek, aminek oka a rendszer szárazodása során jelentkező robbanási fókusz vándorlása lehet. A karsztvíz szerepe a freatomagmás explózióknál elhanyagolható, mivel jelenlegi ismereteink szerint gyengén vagy nem karsztosodó képződmények alkotják az alaphegységi aljazatot. Valószínűbb, hogy magmatikus illók felforrása szakította fel ezeket. A juvenilis blokkos kőzetüveg szemcsék egy része mikrolitokban gazdag, ami azt jelzi, hogy a magma bizonyos mélységben megrekedt és kristályosodásnak indult, így a nyomáscsökkenés okozta kigázosodás mellett az olvadék kristályosodásából fakadó, ún. „második felforrás” is szerepet játszhatott a felemelkedő magma fragmentálódásában. Az oligocén és miocén prevulkáni aljazatból származó jelentős mennyiségű járulékos litoklaszt azt mutatja, hogy a freatomagmás kitörés elsősorban ebben a mélységben – azaz a sekélyaljazatban – ment végbe.

* * *

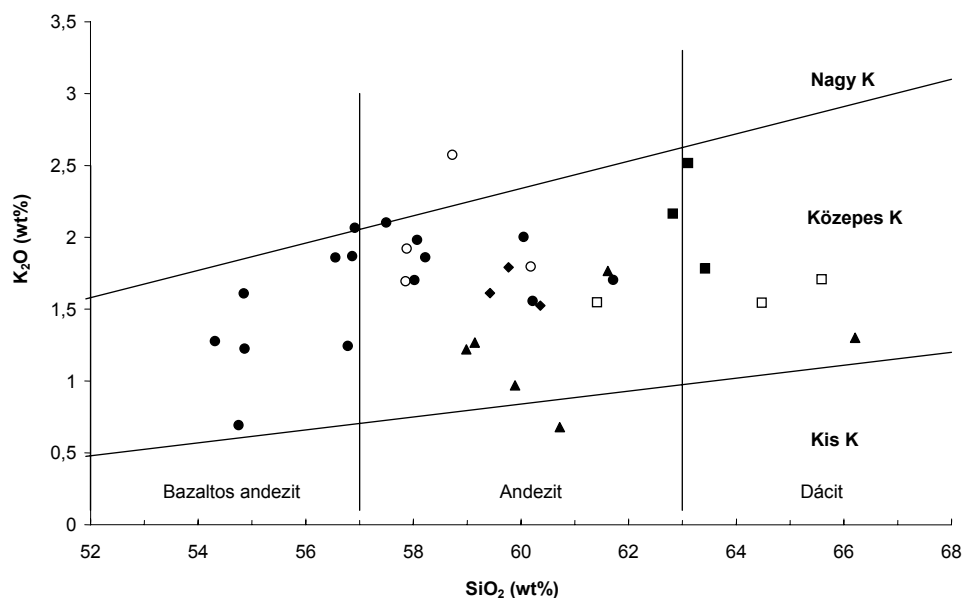
8. DUBICSÁNYI ANDEZIT FORMÁCIÓ INTRÚZIÓI, TELÉREI, KÜRTÖKITÖLTÉSEI

Késő-miocén andezitintrúziók, -telérek, szillek, kürtőmaradványok a Bükk ÉK-i előterében számos helyen előfordulnak. Mennyiségük területarányosan a térképezési adatok alapján, a formáción belül 3-10 % átlagosan 5 % körüli (CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007a). Elterjedésük többnyire sporadikus, ám egyes esetekben bizonyos fokú ÉNy-DK-i irányítottság is felismerhető (CSÁMER Á. 2007b, CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007a). Ezt hangsúlyozzák pl. az Özvény-völgy mentén húzódó, néhány méter magas hosszúkás gerincek is. A lemezes elválású telérek csapása is többnyire az ÉNy-DK-i irányhoz közelít (CSÁMER, Á. 2007a).

Az intrúziók sűrűsége a vizsgált előfordulásokon belül változó: a sajóbáonyi Kő-völgyben alig találunk, és a Szirmabesenyői pincesoránál, ill. a dédestapolcsányi Kővágó nagy kiterjedésű piroklasztit felszínein egyet sem sikerült kimutatni. Más helyeken viszont igen jelentős mennyiségben fordulnak elő: pl. Özvény-völgy – Eperjes-bérc, Fehér-völgy, Szoros-völgy, kondói Egyház-völgy, Damasa-szakadék, vadnai Gyorjáros-tető, sajóivánkai Elő-hegy, nagybarcai Geregye-völgy és Dobogó-tető stb. (CSÁMER Á. 2006). A magmatestek meglétét a fedettség és kedvezőtlen feltártság miatt a Tardonai-dombság egyes részein csak sejthetjük, azonban számuk a jelenlegi ismereteink alapján is százas nagyságrendű. Méretük változó, a legnagyobbak átmérője eléri a 10-30 m-t is, azonban többnyire ennél kisebbek.

Morfológiájuk alapján megkülönböztethetünk henger alakú, közel izometrikus keresztmetszetű intrúziókat, meredeken dőlő kőzettelékeket és rétegszerűen települő szilleket. A legnagyobb átmérőjű henger alakú, több méter magas, kipreparált andezitbreccsa-tornyok eredetileg vulkáni kürtőként funkcionálhattak. Az andezitintrúziók mellékkőzetét elsősorban andezit lapillitufa-tufabreccsa képződmények, ritkább esetben homokkövek, bentonitosodott savanyútufa rétegek alkotják.

Az intrúziók főelemösszetételük alapján közepes K-tartalmú bazaltos andezitnek és andezitnek nevezhetők (24. ábra, 12. és 13. táblázat). Az izzítási veszteség a kőzetmintáknál 3 % alatt volt. A másodlagos folyamatokra érzékenyen reagáló alkáliák jelentős szórást mutatnak, ami azt jelzi, hogy a kontakt és epigén folyamatok hatással voltak a kőzetek kémiai összetételére.



24. ábra A Tardonai-dombság területéről származó kőzetminták helye az SiO_2 vs K_2O diagramban PECCERILLO, P. & TAYLOR, S.R. (1976) nyomán (jelmagyarázat a 12. ábrán)

8.1 MAGMA/NEDVES ÜLEDÉK KÖLCSÖNHATÁS VULKANOLÓGIAI JELENTŐSÉGE

A magma/láva és a nedves laza üledék közötti kölcsönhatás több száz éve ismert jelenség a kőzetanban. Ez a folyamat meglehetősen gyakran tekinthető, olyan ösföldrajzi viszonyok között, ahol üledékképződéssel egyidejűleg intenzív vulkáni aktivitás volt jellemző. Magma és nedves üledék közötti kölcsönhatás tanulmányozása kiemelt jelentőségű lehet az ösföldrajzi viszonyok rekonstruálása, a vulkáni kürtőben és csatornában lejátszódó folyamatok, továbbá a freatomagmás és freatikus kitörések mechanizmusának megértése szempontjából.

Különösen a '80-as évek végétől, '90-es évek elejétől vett lendületet a magma/nedves üledék kölcsönhatás minden részletre kiterjedő kutatása (BUSBY-SPERA, C.J. & WHITE, J.D.L. 1987, CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. 1988, HANSON, R.E. & WILSON, T.J. 1993, MCPHIE, J. et al. 1993, SQUIRE, R.J. & MCPHIE, J. 2002), ennek ellenére kialakulásának mechanizmusa számos részletében nem tisztázott megnyugtatóan. A hazai vulkanológiai kutatásban, néhány alapvető forrásmunkától eltekintve (SZÉKYNÉ FUX V. 1952, SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1958, PÓKA T. 1960, BOGNÁR L. & PÓKA T. 1964, ERHARDT GY. 1964, GYARMATI P. 1964, 1977, PÓKA T. & SIMÓ B. 1964, 1966, KOZÁK M. et al. 1985), a jelenség korszerű, tudományos feldolgozása is a '90-es évek második felétől kezdve került mindinkább előtérbe (pl. KOZÁK, M. et al. 1998, CSÁMER Á. 1999, 2000, HANSON, R.E. & HARGROVE, U.S. 1999, MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2000, KOZÁK M. et al. 2001, CSÁMER, Á. 2003, NÉMETH, K. et al. 2003, NÉMETH, K. & MARTIN, U. 2007).

A magmatest okozta termikus anomália és feszültség asszimilációt, kontaminációt, metasomatózist, szkarnosodást, termikus metamorfózist, továbbá a befogadó mellékkőzetben részleges vagy teljesen megolvadást, összesülést, fluidizációt, homogenizációt, töredezést és olvadékkal való keveredést eredményezhet. Emellett fejlett hidrotermás rendszerek is létrejöhetnek (MCPHIE, J. & ORTH, K. 1999), amelyekhez cementáció vagy mállás-átalakulás kapcsolódhat. Amennyiben a magma/víz arány kedvező, úgy a kölcsönhatás során robbanásos, freatomagmás vagy hidrovulkáni kitörés is végbemehet (SHERIDAN, M. F. & WOHLTZ, K.H. 1981, 1983).

MCPHIE, J. et al. (1993) alapján az üledékbe nyomult szin-vulkáni intrúziók és lávák esetében alapvetően két litofácies különíthető el: (i) a magmás szerkezetek belső részén elhelyezkedő, *masszív, központi (koherens) fácies*, ill. az ezt szegélyező (ii) breccsásodott, változó méretű lávaklasztokból és a szemcsék közötti teret kitöltő mátrixból álló *autoklasztikus fácies*. A magma/láva valamint a mellékkőzet érintkezési zónájában sajátos szegélyfácies – ún. *peperites* zóna – alakulhat ki, a laza, nedves üledék és a magma/láva keveredése folytán (NÉMETH K. 1999, WHITE, J.D.L. et al. 2000, SKILLING, I.P. et al. 2002).

8.2 KÖZPONTI (KOHERENS) FÁCIÉS

A központi vagy koherens litofácies az andezitintrúziók legkevésbé, mozaikszerűen feltárt része, ezért a genetikai összefüggések megállapításában, értelmezésében saját megfigyeléseink mellett (CSÁMER, Á. 2007a, CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007a), hazai és nemzetközi analógiákra támaszkodtunk (KULCSÁR L. & GUZYNÉ SOMOGYI A. 1962, YAMAGISHI, H. 1991, NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999, NÉMETH, K., et al. 1999, MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2000).

A központi, koherens vagy más néven masszív fácies lényegében a szubvulkáni szerkezet azon része, amely a magmabenyomulás centrális helyein jelenik meg, ennek megfelelően a magma/mellékkőzet kontaktusán lejátszódó folyamatok által legkevésbé érintett terület. A koherens fáciest képviselő kőzetek az olvadék könnyeilló tartalmától függően, ill. az üledékes befogadó környezetből a magmás test felé migráló pórusvizek mennyiségének megfelelően tömött, vagy változó mértékben hólyagüreges egyaránt lehet. Ásványos összetételük egyveretű; a fenokristályokat 3 generációban jelentkező, erőteljesen kőzetüvegzárványos plagioklász földpátok, ill. változó mértékben mállott orto- és klinopiroxének, továbbá opak szemcsék alkotják. Másodlagos ásványok között említendő a kőzet repedéseit kitöltő kriptokristályos kvarc, valamint a színes alkotók bomlásából származó limonit, hematit és agyagásvány. Az alapanyag teljesen kristályos, néhol kovásodott (26. ábra).



26. ábra Erősen rezorbeált piroxén kristályok, felzites, átkovácsodott alapanyagban lemezes andezit, Fehér völgy) (× nikol, a kép rövidebb éle 1.4 mm-nek felel meg)

A koheres fácies közetei a megfigyelések alapján lehetnek *oszlopszerű* vagy *lemezes elválásúak* (27., 28. ábra). Számos előfordulásnál *blokkosodás* is megfigyelhető, azonban a blokkok közvetlenül egymással érintkeznek; közöttük mátrix nem jelenik meg (29. ábra).

Oszlopszerű elválást egyedül a Fehér-völgyben észleltünk (CSÁMER Á. 2006). Az elválási síkok mentén a kőzetidomok szorosan illeszkednek egymáshoz; közöttük nem tölti ki a teret magmás vagy üledékes eredetű mátrix. Az oszlopos elválású intrúzió fölfelé tölcészerűen táguló, kifelé szélesedő geometriájú, felfelé emelkedő felületekkel, ami a csökkent nyomású térben történő helyfoglalás eredménye. Valószínű, hogy a szerkezet belsejében az oszloposág elrendeződése szabályszerűbb valamint a kihülési-elválási idomok átmérője is nagyobb. A magmabenyomulás középső és felső részén egyértelműen kivehető, hogy az oszlopos elválás fokozatosan megy át durvablokkosba.

A *lemezes elválású* teléreknél az elválási idomok vastagsága 2-10 cm közötti (30. ábra). A telérek anyaga a test szegélye felé – az egyre szaporodó harántirányú repedéseknek köszönhetően – szorosan illeszkedő, szögletes idomokra eshet szét, átmenetet képezve a durvablokkos alfáciesbe. A kontaktusokhoz közeli részeken a felnyomuló magma horzsásodhatott, salakosodhatott, de a test belsőbb részein is megfigyelhető az elválási idomok felületét fedő vöröses-szürkés oxihidratációs kéreg (patina).



27. ábra Oszlopszerű elválás szarmata andezitintrúzió a Fehér-völgy felső szakaszán



28. ábra Lemezes elválás szarmata andezitintrúzió a Fehér-völgy felső szakaszán (koherens fácies)



29. *ábra* 1-2 m átmérőjű elválási idomok az andezitbenyomulás központi részén a Szoros-völgy alsó szakaszán (koherens fácies)



30. *ábra* Közel függőleges, erősen összetöredezett, lemezes elválású andezit-telér az Eperjes-bérc oldalán

A *durvablokkos* alfáciesek esetében a szerkezeten belül az andezitfragmentumok illeszkedése szoros; közöttük a teret nem tölti ki üveges mátrix. A blokkok mérete változó; elérheti akár az 1.0 m-t is. Folyásos szövet, valamint sötétebb színű, üvegebb 0.5-1.0 cm vastagságú kihülési szegély előfordulhat.

A központi vagy koherens fáciest képviselő telérek, magmatestek mennyisége alárendelt az autoklasztikus fácieshez képest. Ennek elsősorban az lehet az oka, hogy az erózió az esetek többségében a testek szegélyét tárta fel, és a keményebb ellenállóbb centrális részek még nem exhumálódtak.

8.3 AUTOKLASZTIKUS FÁCIÉS

A felszínen megfigyelhető intrúziók döntő része a felnyomás közben fellépő mechanikai stressz és a hirtelen dermedés hatására autobreccsásodott. Ennek következtében változatos szemcseméretű szögletes blokkokból, ill. az ezek közötti teret kitöltő üveges mátrixból álló *in situ* andezitbreccsák jöttek létre. A kisebb kibúvások átmérője csupán 1.0-2.0 m, míg a nagyobbaké elérheti akár a 10-30 m-t is. Az erőteljes erodáltság következtében a befogadó üledékekkel kialakított, intenzív magma/nedves üledék kölcsönhatásra utaló kontaktusuk nem mindenütt őrződött meg épen.

Az *autoklasztikus fáciest* alkotó andezitfragmentumok mérete változatos, a széleken többnyire 1-10 cm közötti, a belsőbb részeken a 10-50 cm-es blokkok a meghatározók. Rendszerint szögletesek, vagy az élek mentén kissé kerekítettek. Számos esetben lehet megfigyelni elrendeződésükben ún. mozaik (jigsaw-fit) szöveti jelleget, ami helyben történt fragmentálódásra utal.

A vékonycsiszolatok elemzése alapján az andezitbreccsák blokkjainak, fragmentumainak ásványos összetétele meglehetősen egyveretű (plagioklász + ortopiroxén ± klinopiroxén + opak), azonban a kőzetszövetben jelentős különbségek mutathatók ki, ami alapján három csoportba sorolhatjuk őket:

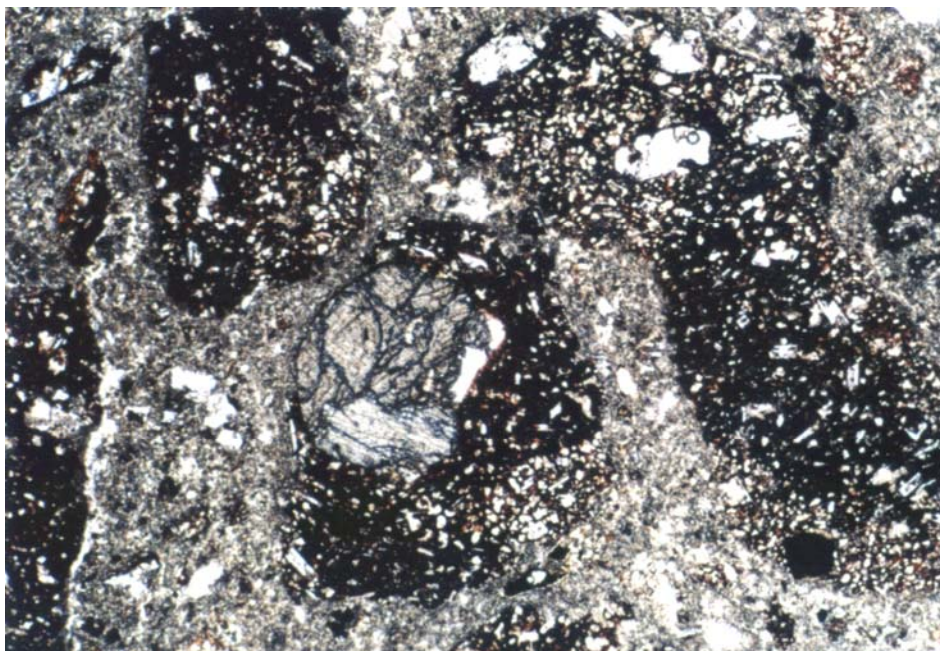
(i) Nagy fenokristályokat tartalmazó, teljesen kristályos alapanyagú (mikroholokristályos-porfíros) piroxénandezitek. Az alapanyag teljes egészében apró földpát mikrolitokból és opak szemcsékből áll. A fenokristályok a kőzet ~40-60 %-át alkotják. Lehet ugyanazon működési fázis mélyebb szinten megszilárdult és felsodort darabja, de elképzelhető, hogy korábbi magmafelnyomás során képződött kőzetanyag (31. ábra).



31. ábra Teljesen kristályos alapanyagú andezit közetszemcse, barna üveges alapanyagban a Szoros-völgyből (1 nikol, a kép rövidebb éle 1.4 mm-nek felel meg)

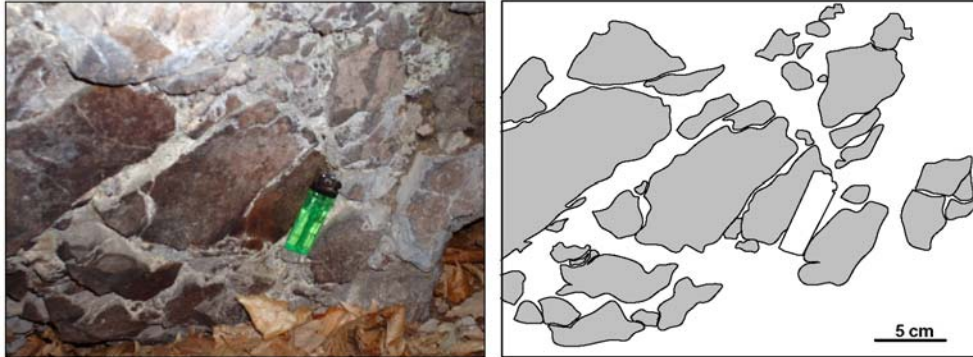
(ii) Nagy fenokristályokat tartalmazó, átmeneti vagy pilotaxitos szövétű piroxénandezitek. Az alapanyag elsősorban plagioklász mikrolitokból opak ásványokból és több-kevesebb közetüvegből áll. Az opak szemcsék mennyisége változó: egyes példányokon az alapanyag a sok Fe-Ti oxid fázisnak köszönhetően egy nikolnál is kifejezetten sötét. Lehet tömött szövétű és mikroporózus-hólyagüreges egyaránt. A pórusfalakon 50-200 μm vastagságú, keresztezett nikolnál sárgásfehér színű, halmazpolarizációt mutató hidrotermás fluid eredetű SiO_2 kiválások észlelhetők. E típus képviselői a magmás testek lassabban hűlő, centrális részeihez közel keletkezett fragmentumok.

(iii) Elsősorban mikrolitokat és mikrofenokristályokat tartalmazó piroxénandezitek. Nagy méretű (> 500 μm) plagioklászok vagy piroxének elvétve fordulnak elő. Az alapanyag sok apró plagioklász mikrolitból, opak szemcséből és helyenként már jelentős mennyiségű közetüvegből áll (32. ábra). Bizonyos fokú irányítottság, enyhe trachitos jelleg előfordulhat. Gyakoriak a vázkristályok, ill. a fekete Fe-Ti oxid maggal rendelkező plagioklász kristálykák. Mikroporózusság gyakori; a pórusokat részben vagy teljes egészében keresztezett nikolnál szürkésfehér-sárgásfehér SiO_2 tölti ki. Mellettük kevés agyagos vagy limonitos bevonat vagy szennyeződés is megjelenhet, különösen, ha a pórust részlegesen szétkenődött, nedves, agyagos zárvány hozta létre. Az alapanyagban a Fe-Ti oxidok mennyisége változó, Szélsőséges esetben az alapanyag egy nikol állásnál sötétszürke-fekete. A magmás testek szegélyéhez közeli helyzetben képződött blokkok, fragmentumok.



32. ábra Erősen mikroporózus, sok apró vázkristályt és kevés fenokristályt tartalmazó salakos andezitfragmentumok világosbarna üveges mátrixba ágyazva a Szoros-völgyből (1 nikol, a kép rövidebb éle 2.75 mm-nek felel meg)

Az utóbbi két típus mennyisége a kőzettesten belüli helyzettől függően változhat. Mikroszkóp alatt is megfigyelhető, hogy a kőzetszemcsék – csakúgy, mint a nagyobb fragmentumok esetében – összeilleszthető darabokra estek szét (mozaik szövet) (33. ábra). A breccsásodott andezittestekben a szemcsék közötti teret világosszürke-barnásszürke, tufára emlékeztető mátrix tölti ki, melynek anyaga, a mikroszkópos vizsgálatok szerint, elsősorban kőzetüvegből, alárendelten földpát és opak kristálykákból áll. A kőzetüveget a palagonitosodáshoz hasonló átalakulásokra utaló elváltozások jellemezhetik; anyaguk többnyire kissé bontott, mikroporózus, repedezett, zavaros. A pórusok, repedések falát – csakúgy, mint a beágyazott fragmentumok esetében – halmazpolarizációt mutató SiO_2 kiválások, ill. kevés agyagásvány és limonit anyagú lepedékek boríthatják be. A mátrix bontottságának függvényében, kisebb-nagyobb mennyiségben másodlagos limonit vagy hematit is előfordulhat.



33. ábra. Az ún. mozaik (jigsaw-fit) szövet sajátossága, hogy a kőzetet alkotó kisebb szemcsék nagyobb blokkokká illeszthetők össze a breccsásodott, salakosodott andezit intrúzióban. A helyben történt fragmentálódás fontos szöveti bélyege (Özvény-völgy és Szoros-völgy)

8.4 KONTAKT ZÓNA, PEPERITES SZEGÉLY

Peperitnek nevezzük az olyan, többnyire helyben képződő kőzetet, amely magma/láva/forró piroklaszt-ár és laza, vagy alig konszolidált, rendszerint nedves üledék kölcsönhatásaként, azok egymással való keveredése során alakul ki (NÉMETH K. 1999, WHITE, J.D.L. et al. 2000). Az első tudományos igényű leírások Pierre Louise Antoine CORDIER valamint George Julius Poulett SCROPE nevéhez fűződnek (TOMKEIEFF, S.I. 1983, SKILLING, I.P. et al. 2002). A legkorábbi hazai említések a '60-as évek közepére tehetőek (ERHARDT Gy. 1964, GYARMATI P. 1964). Különösen a '80-as évek végétől, '90-es évek elejétől vett lendületet a peperit-képződés minden részletre kiterjedő kutatása (BUSBY-SPERA, C.J. & WHITE, J.D.L. 1987, CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. 1988, HANSON R.E. & WILSON T.J. 1993, MCPHIE et al. 1993), ennek ellenére kialakulásának mechanizmusa számos részletében nem tisztázott megnyugtatóan. Peperit a magma kemizmusától függetlenül létrejöhet, azonban az olvadék kémiai összetételén túl, a mellékkőzet fizikai tulajdonságai (porozitás, pórusvíz-tartalom, szemcseméret) alapvetően meghatározhatják a peperit keletkezését (BUSBY-SPERA, C.J. & WHITE, J.D.L. 1987, SQUIRE, R.J. & MCPHIE, J. 2002).

A hazai vulkanológiai kutatásban a peperit előfordulások korszerű, tudományos igényű feldolgozása, néhány kivételtől eltekintve, a '90-es évek második felétől kezdve került mindinkább előtérbe (ERHARDT Gy. 1964, GYARMATI P. 1964, GYARMATI P. 1977, KOZÁK, M. et al. 1998, CSÁMER Á. et al. 1999, MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2000, KOZÁK M. et al. 2001, CSÁMER, Á. 2003, NÉMETH K. & MARTIN U. 2003, 2007).

A magmatestek és a befogadó mellékkőzet kontaktusa többnyire egyenetlen felületű, de markáns. Az érintkezési zónák mentén a piroklasztit réteg több helyen átková sodott, cementálódott, összesült, salakosodott és oxidálódott, ritkább esetben pedig fluidizálódott vagy megrepedezett.

Az érintkezési szegélyek ugyan rendszerint erősen erodáltak, mozaikosan feltártak, azonban néhány esetben viszonylag ép peperites zóna is fennmaradt, ahol a mellékkőzetet alkotó lapillitufa és az andezites olvadék változó mértékben összekeveredett. Ezeken a helyeken a magma 0.1 mm-től több cm-ig terjedő szögletes alakú szemcsékre töredezett, miközben a piroklasztikus réteg homokkő, kvarcit, csillámpala törmelékes anyagába gyűrődött, és ún. *blokkos peperit* (blocky peperite) jött létre (34. ábra). A blokkos peperit szögletes andezitfragmentumainak ásványos összetétele szintén egyveretű (plagioklász + ortopiroxén + klinopiroxén + opak), míg szövetségük leginkább az átmeneti ill. pilotaxitos típusokba sorolható. Gyakran mikroporozusak; ilyenkor a pórusfalakat vékony kriptokristályos kvarckiválás borítja. Az alapanyag nagy mennyiségű apró Fe-Ti oxid fázist tartalmaz, amitől kifejezetten sötétszürke, vagy fekete színű. A mechanikai stressz és hűlés következtében fragmentálódott szemcsék sokszor alkotnak mozaik (jigsaw-fit) szövetet. Egyes lemezes elválású andezittelérek szegélyén is blokkos peperit figyelhető meg, vagyis

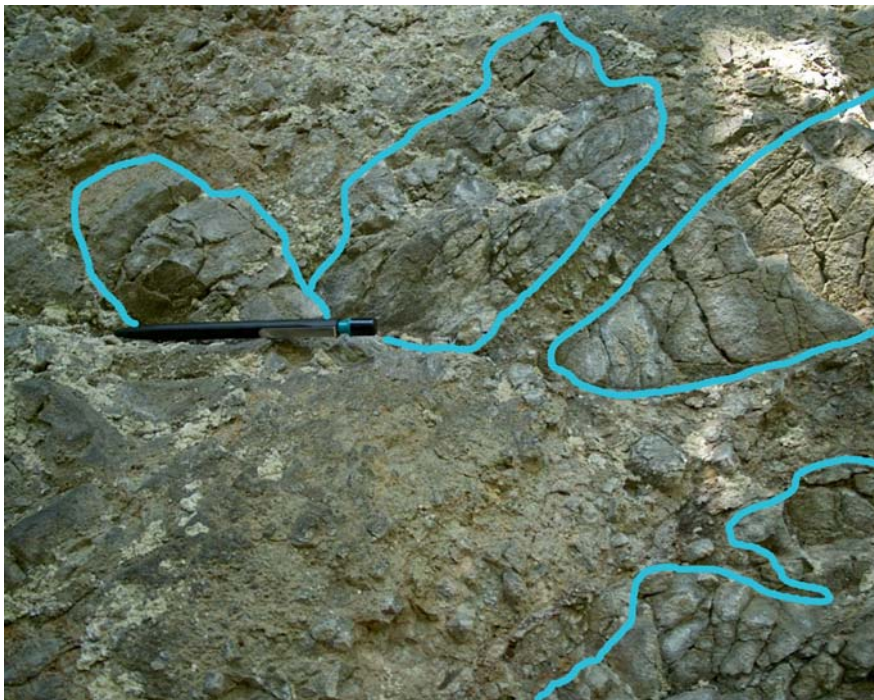
a lapillitufába ágyazottan, a telérből „kiszakadt” szögletes andezitblokkokat találunk.



34. ábra Blokkos peperit szegély lemezes andezit intrúzió és lapillitufa érintkezési zónájában a Szorosvölgy középső részén. Figyelje meg a világosbarna mátrixot (andezit piroklaszt) a széttöredezett szemcsék között

A blokkos peperitnél ritkábban található lekerekített szegélyű, nyelv-alakú, megnyúlt andezitdarabkákból álló *gömbös* vagy *fluidális peperit* (globular or fluidal peperite) (SKILLING, I.P. et al. 2002). A klasztok mérete a gömbös vagy fluidális peperitnél 5-20 cm (35. ábra). Míg a blokkos peperit kialakulása a kvázi-megszilárdult magma mechanikai hatásra történő széttöredezésével, addig a fluidális peperiteké a még képlékeny olvadék plasztikus deformációjával hozható összefüggésbe. A blokkos és fluidális peperitek együttes jelenlétére magyarázat lehet, hogy egyes helyeken a mellékkőzetten belül, hőhatásra képződő gőzfilm megvédte a magmát a pórusvízzel való közvetlen érintkezéstől, így az lassabban szilárdult meg. Amennyiben stabil gőzfilm gyakrabban alakult volna ki a benyomuló magma körül, úgy nem a mechanikai stressz hatására bekövetkező töredezés játszott volna a fő szerepet a klasztok kialakulásában (KOKELAAR, B.P. 1986), ami nagy mennyiségű fluidális peperit képződéséhez vezetett volna. Valószínű, hogy a laza, nagy hézagterfogatú lapillitufában a pórusvíz gyorsan kiszökött, ill. relatíve csekély felszínalatti vízutánpótlódással is számolnunk kell. A rendszer víztartalmának csök-

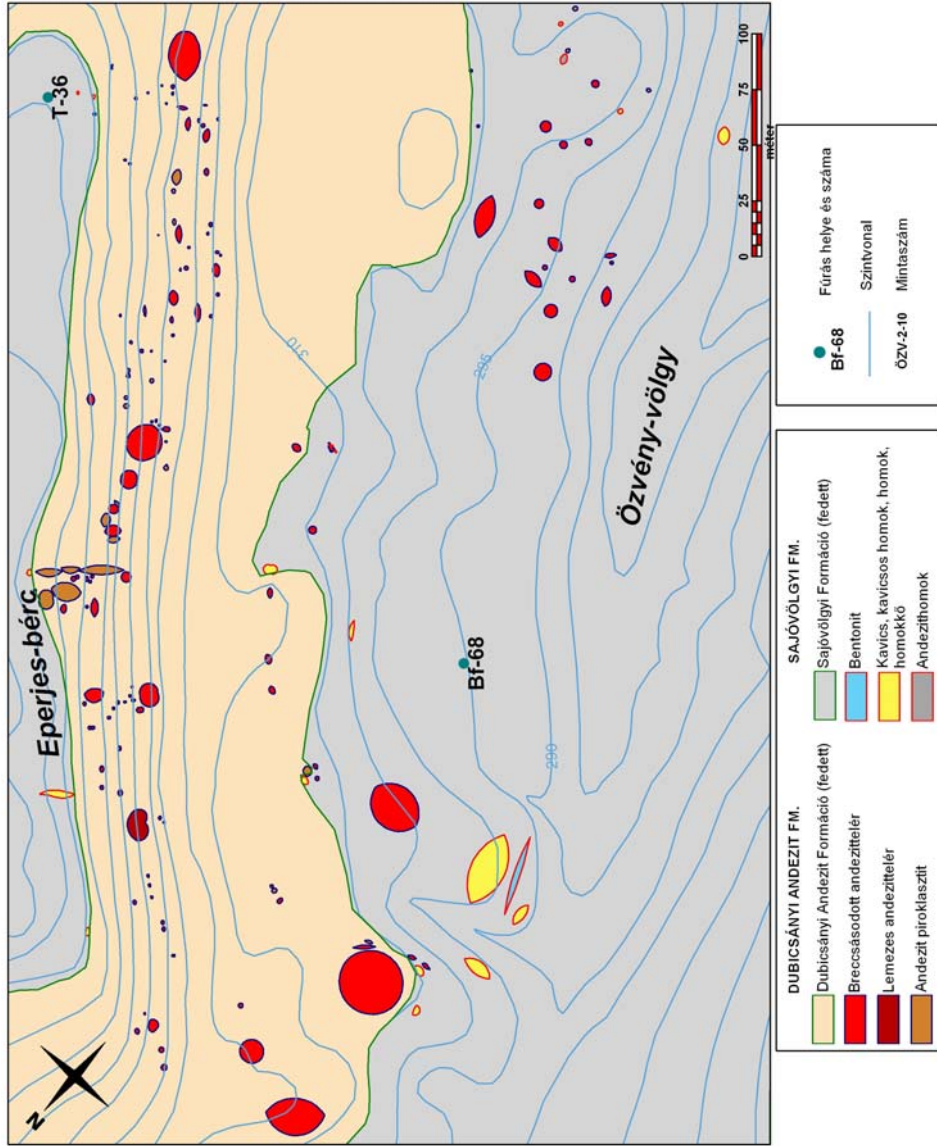
kenése a gőzfilm felbomlásához vezetett, ami nem szigetelte tovább a magmát, így az gyorsabban hűlt. A rövidebb ideig tartó hűlés következtében a benyomuló magmatest szegélye megdermedt, ami aztán a lehülés okozta térfogatsökkenés és mechanikai stressz hatására széttöredezett. A mellékközetben előforduló, ill. korábban megszilárdult klasztok a magma mozgását lassítva fokozhatták a fragmentálódás ütemét. A gőzfilm gyors összeomlását jelzi, hogy viszonylag kevés a fluidális peperit és a feltárás anyagában a szögletes klasztok a dominánsak.



35. ábra A lemezes elválású telérek frontján megjelenő gömbös vagy fluidális peperit sok esetben csak a feltárások részletes vizsgálatával azonosítható (Eperjes-bérc)

8.5 ANDEZIT INTRÚZIÓK, TELÉREK MAKRO- ÉS MIKROSKÓPOS SZÖVETELEMZÉSÉNEK ÉRTELMEZÉSE

A vulkáni működéssel megközelítőleg egyidőben a konszolidálatlan „sár-szerű” tefra összletet andezitintrúziók járták át. A legnagyobb andezitbenyomulások átmérője 10-30 m, azonban rendszerint 10 m-nél kisebbek, gyakran csak 3-5 m-es kiterjedésűek és változatos morfológiájúak. Számuk a kutatási területen belül több százra tehető, ami azt jelenti, hogy a benyomuló andezites olvadék számos, relatíve kis méretű apofiza-szerű benyomulásra oszlott szét, és nem maradt meg egy, vagy néhány nagyobb kiterjedésű koncentrált magmatestben (36. ábra).

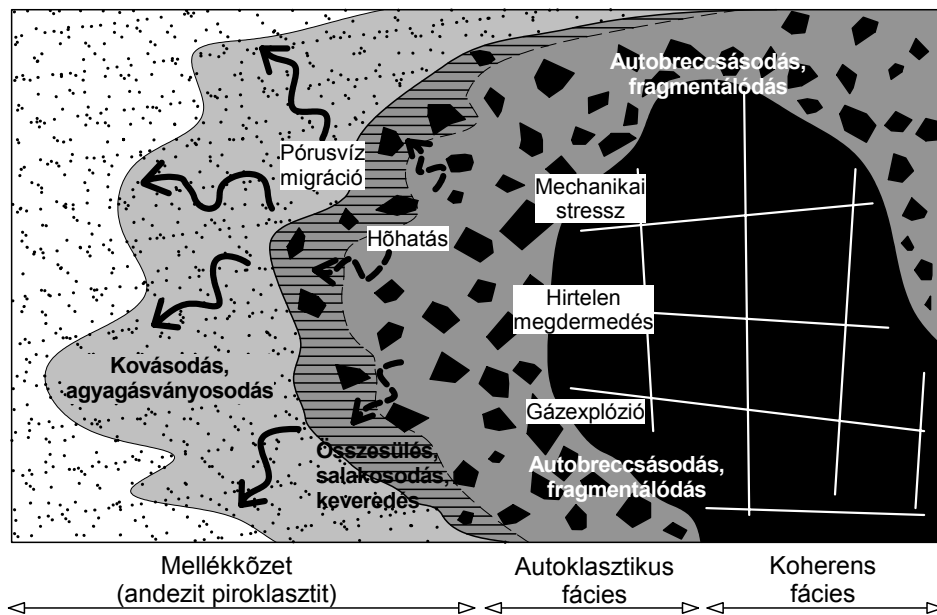


36. ábra Özvény-völgy – Eperjes-bérc környéki mintaterület földtani térképe. Az intrúziók száma a 17,5 ha-os területen belül meghaladja a százat

A feltárások nem teszik lehetővé annak vizsgálatát, hogy a felszínen önálló felnyomulásokként észlelhető intrúziók egymással milyen kapcsolatban állnak: vagyis azt, hogy milyen lehet a szekélyszubvulkáni szerkezet geometriája. A kérdés megválaszolása esetleg geofizikai vizsgálatokkal (pl. GPR, VESZ műszeres mérések) lenne lehetséges.

A terepi megfigyelések azt támasztják alá, hogy a felnyomuló olvadék kis mélységben, cédrusfa-szerűen, több apofízára és telérre ágazhatott szét és komplex telérrajokat, szubvulkáni szerkezetet alkotott (CSÁMER, Á. 2007a). Erre enged következtetni az a dombság számos pontján megfigyelt jelenség, hogy a különböző andezitintrúziók dőlése sok esetben a függőleges vagy közel függőleges iránytól jelentősen eltér, sőt esetenként kifejezetten szintes településűek, szill jellegűek (pl. Szoros-völgy).

A Tardonai-dombság intrúzióinak szöveti vizsgálata alapján a kontakt hatásra kialakult litofácies övek keletkezése (CSÁMER, Á. 2007a) a következő modell alapján vázolhatjuk (37. ábra).



37. ábra Kontakt litofáciesek keletkezésének elvi modellje a Tardonai-dombságban

Az andezit lapillitufa-tufabreccsa összlet lerakódása után röviddel még konszolidálatlan állapotban volt. Szemcseméretében, állagában, pórusvíztartalmában bizonyos fokú heterogenitások lehettek, amelyek későbbiekben jelentősen befolyásolhatták a magma/nedves üledék kölcsönhatása közben létrejött fáciesövek mennyiségi-minőségi tulajdonságait.

Az intrúziók sekélyszubvulkáni mélységben nyomultak a laza, nedves lapillitufás-tufabreccsás rétegbe. A magas hőmérsékletű olvadék felfűtötte a szemcséközi térben raktározódott pórusvizet, amely megnövekedett oldott ásványianyagtartalmával együtt a piroklasztikum irányába migrált. Az andezites összetételű magma is rendelkezett valamennyi H₂O-tartalommal, amit a koherens fácies mikropórusai és azok kovás-kalcedonos kiválásai is jeleznek (38. ábra). A magma benyomulása során kialakult hidrotermális rendszerben az alacsonyabb hőmérsékletű pontok felé mozgó H₂O a mellékközet mátrixában jelentős mértékű kovásodást-agyagásványosodást eredményezett. A beágyazott andezitlapilliken és –blokkokon is intenzív agyagásványos lebontódás nyomait lehetett megfigyelni, minek következtében teljesen kifakultak, így a horzsakő szemcsékkel könnyen összetéveszthetők. A migráló folyadék hőt vont el az intrúziótól, ami annak hűléséhez, megszilárdulásához vezetett, de mivel az utánpótlás következtében az olvadékmozgás nem szűnt meg, ezért a lehűlt, kvázi-szilárd halmazállapotú andezit a mechanikai stressz hatására széttöredezett.

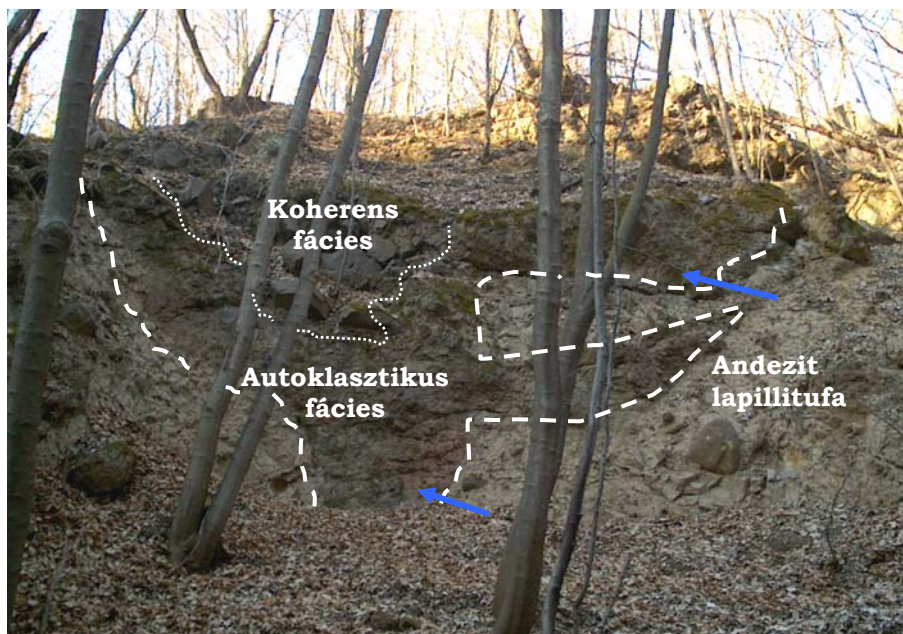


38. ábra Kontakt hatásra bekövetkezett agyagásványos és kovás átalakulás szarmata lapillitufás mellékközetben a Szoros-völgyben

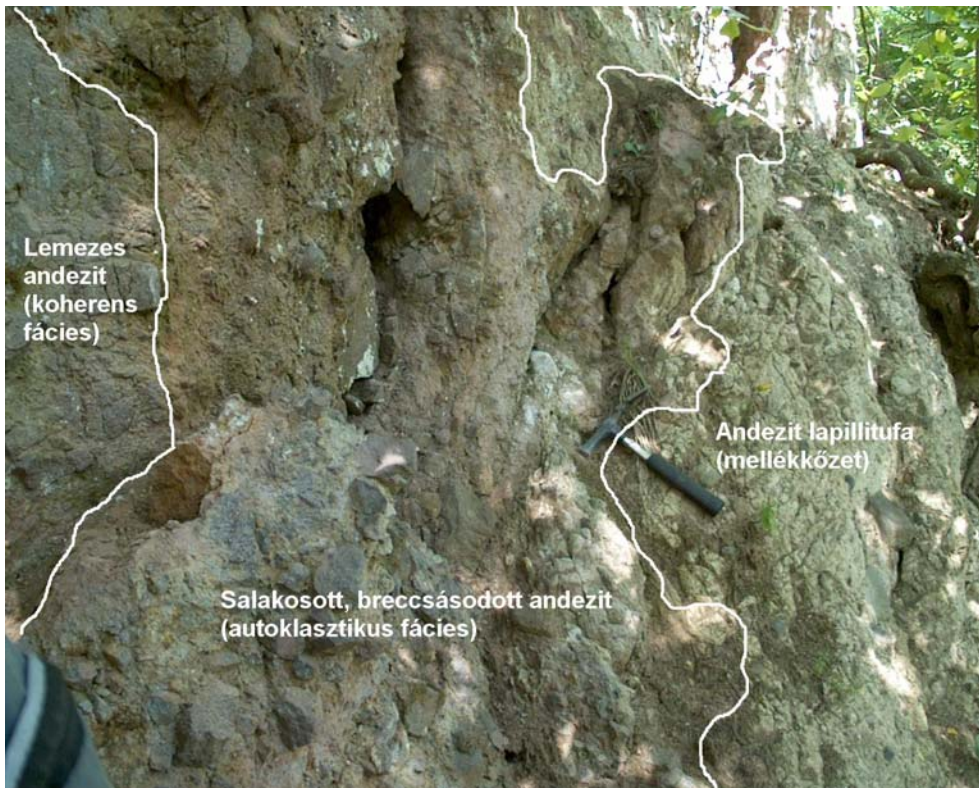
Ahogy a rendszer víztartalma lecsökkent az autoklasztikus szegélyfácies szélén az andezitfragmentumok és az azok közötti üveges mátrix a magas hőmérsékleten téglavörös színűvé égett. A vöröses-salakos, összesült breccsás andezitváltozat nem mindig jelentkezik övszerűen; egyes részeken (többnyire a kisebb méretű intrúzióknál) csupán foltokban jelenik meg (39., 40., 41. ábra).



39. ábra Vöröses, salakos kontakt szegély andezitintrúzió mentén a Szoros-völgyben



40. ábra Breccásodott andezitbenyomulás lapillitufában a Szoros-völgyben. A kék nyilak a szegélyző-
na salakosodását jelzik. Az intrúzió belső részén durvablokkos elválású andezit található (koherens
fácies)



41. ábra Lemezes andezit intruzió szegélyén kialakult breccásodott, salakosodott zóna az Eperjes-bérc oldalán

A paleo térszínen a laza tefra és az andezitintrúziók kontaktusa mentén intenzív magma/nedves üledék kölcsönhatás eredményeként peperitszerkezetek jöttek létre. Ennek hatására a magmatest frontján mikrohorzsásodás, salakosodás, kovásodás, a mellékkőzetben pedig összesülés és magmával való keveredés zajlott le. BUSBY-SPERA, C.J. & WHITE, J.D.L. (1987) fáciesrendszerét alapul véve a peperitszerkezetek két szélső tagja különíthető el. A blokkos peperit esetében szögletes magmaklaszrok figyelhetők meg, amelyek között a mátrixot az üledékes mellékkőzet alkotja, míg a fluidális vagy gömbös peperitek ovális, lekerekített szegélyű szemcséi a forró magma által fluidizált üledékben alakulnak ki. Általában a finomszemcséjű üledékkel való keveredés a fluidális, míg a durvább szemű üledékkel történt érintkezés a blokkos peperitek képződésének kedvez, azonban több hazai feltárás példáján is nyilvánvalóvá vált, hogy a mellékkőzet szemcseméretén túl számos egyéb tényező is befolyásolhatja a peperitképződést (MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2007). Ilyen tényező lehet pl. az egykori környezet paleohidrogeológiája, a befogadó mellékkőzet pórusvíz tartalmában jelentkező inhomogenitás vagy az üledék reológiai adottságai is.

A balaton-felvidéki Hajagos-hegynél együtt jelentkező kétféle peperitfácies kialakulása részben a mellékkőzetek eltérő szemcseméretével magyarázható (MARTIN,

U. & NÉMETH, K. 2000, 2007), míg a Tátika, Bazsi és Sümegprága területéről leírt szubvulkáni szerkezetek komplex peperites szegélyei heterogén víztartalmú, kompaktiójú üledékes környezetet jeleznek (NÉMETH, K & MARTIN, U. 2007). A blokkos, ill. fluidális peperitek együttes megjelenése esetünkben a mellékkőzet szemcseméretével nem mutatott összefüggést, mivel mindkét típus megtalálható volt a lapillitufa rétegekben. A kontaktusok peperitfáciéseinek kialakulásánál inkább a paleohidrogeológiai viszonyok voltak a meghatározóak, ugyanis az andezit lapillitufa pórusvíztartalma hamar kimerült az fűtő-hűtő kölcsönhatás (fuel-coolant interaction) során, ezért keveredéskor az üledék és magma érintkezési zónájában stabil gőzfilm nem tudott kialakulni, ami inkább a blokkos peperitek kialakulásának kedvezett (CSÁMER, Á. 2007a, CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007a).

A befogadó mellékkőzet laza, nedves állapotára utalnak a peperites szegélyek, vagy a mellékkőzeten jelentkező hidrotermális kovás-agyagos cementáció, azonban a fluidális peperit változatok elenyésző mennyisége azt jelzi, hogy a mellékkőzet csupán néhány hidrogeológiai szempontból kitüntetett helyen volt hosszabb ideig telítettséghez közeli állapotban.

* * *

9. SZÖVETI ÉS MODÁLIS ÖSSZETÉTELI VIZSGÁLATOK

Az egyik legalapvetőbb és legfontosabb kőzettani vizsgálat, a kőzeteket alkotó ásványok és szemcsék méretének, eloszlásának megfigyelése. A magmás kőzetek esetén a kristályok méretbeli eloszlását elsősorban az adott kristályok nukleációjának és növekedésének sebessége, a magmakamrában való tartózkodás ideje, ill. az olvadék és a szilárd fázisok mozgásmechanizmusai határozzák meg. Törmelékes üledékes kőzetek szemeloszlása szoros összefüggésben van a szállító közeg(ek) dinamikai jellemzőivel, míg a metamorfitekban az eltérő nyomás-hőmérséklet-idő utak és a nukleációs ill. kristálynövekedési ráta szabja meg a neoblasztok kialakulásának menetét.

A magmás kőzeteket képződési mélységük alapján abisszikus, hipoabisszikus, szubvulkáni és vulkáni szintekbe soroljuk. A magmás képződmények szövetét a kőzetet alkotó kristályok alakja, méretei sajátosságaiban, egymáshoz való viszonyai határozzák meg. A különböző mélységi szinteken képződött kőzetek jellemzői között határozott tendenciájú változások figyelhetők meg, melyek közül a legjellemzőbb e kőzetek eltérő kristályossági foka.

A magma kristályosodásának menetét, s ezáltal a létrejövő kőzetek szövetét az alábbi főbb tényező befolyásolják:

- a kristályosodó olvadék kémiai összetétele;
- a kőzet képződési mélysége;
- a magmás test alakja, kiterjedése;
- a fedő, illetve mellékkőzetek minősége (ásványos összetétele, porozitása, fluidumtartalma stb.);
- az olvadék hűlési sebessége.

A számos befolyásoló és módosító tényező ellenére általános érvényű szabályként megállapítható, hogy amennyiben a magmakamrák geometriája hasonló, valamint az azokat körbevevő kőzetek minősége megegyezik, akkor a magmás kőzetek szövetékben mutatkozó különbségeket döntően a képződési mélység és a kémiai összetétel határozza meg.

A kristályossági fokot, kiváltképp szubvulkáni és vulkáni képződmények esetében, jelentős mértékben módosíthatja a magma/láva és a mellékkőzet/felszín érintkezési zónájában jelentkező hűtőhatás, de egyes petrogenetikai modellek szerint nagyobb, már 5-10 km-es mélységben is szerepet kap a folyamat a kőzetképződésben. COLE, J.W. et al. (2001) kutatási eredményei azt mutatják, hogy a magmakamra falán és tetején, ahol az olvadék a legkorábban elérheti a kristályképződéshez szükséges hőmérsékletet (túlhűlés), kristályokban gazdag zóna alakul ki (crystal mush), ami lényegében a magmakamra szegélyfáciesének felel meg. Recski andezitek endogén zárványain végzett kőzettani vizsgálatok azt bizonyítják, hogy a kamra faláról, a leperemibb helyzetből származó endogén zárványok akár porfíros pilotaxitos szövettel is rendelkezhetnek (CZUPPON Gy. 2003), ami a magmakamra fala mentén lejátszódó relatíve gyorsan bekövetkező kihűlés modelljét támasztja alá.

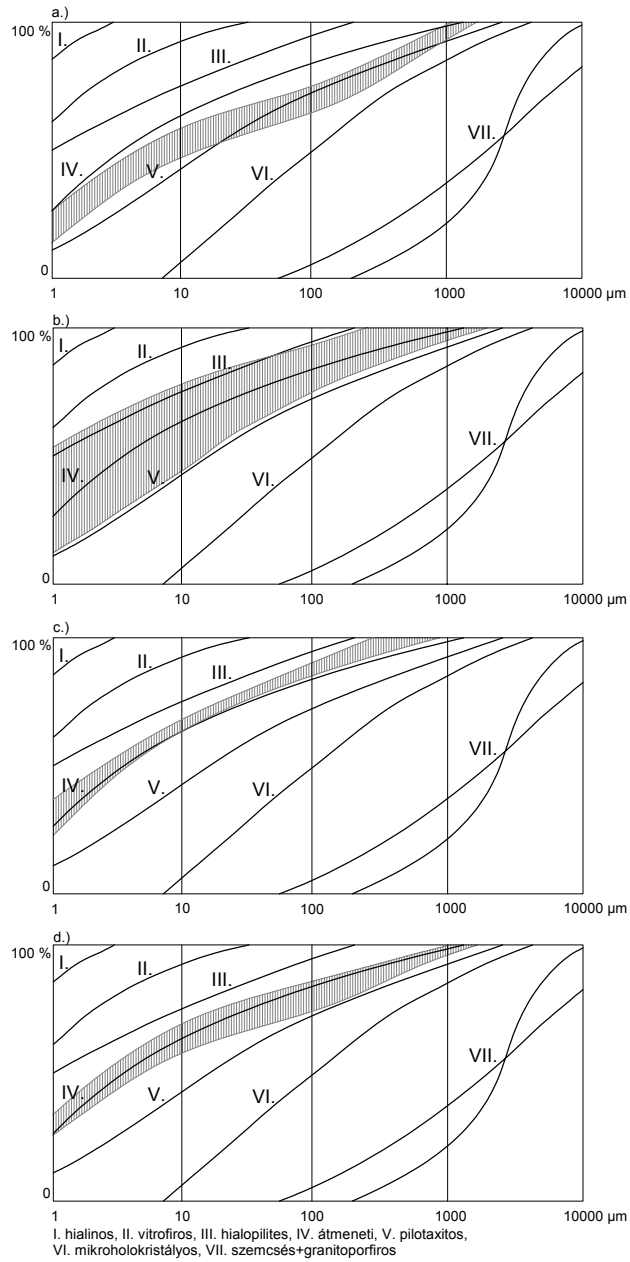
De a piroklasztikus képződményeknél is ismerünk olyan példát, ahol a hűlési egységen belül a kristályossági fokban jelentős eltérések mutatkoztak. Összesült piroklaszt-ár réteg esetében figyelték meg azt a jelenséget, hogy a magas hőmérsékletű (>600 °C) képződmény talpán a hideg felszínnel való érintkezés és az ezzel járó hőelvezetés (conduction) hatására nem alakult ki összesülés, hanem a talphoz közeli tartomány gyorsan megdermed (SMITH, R.L. & BAILEY, R.A. 1966; FRANCIS, P. & OPPENHEIMER, C. 2004). A réteg felső, szabad levegővel érintkező része a talpi résznél már valamivel lassabban hűl (convection, radiation), ezért apró hintett Fe-Ti oxidok már megjelenhetnek a kőzetüvegben. A belső részen – ott, ahol a hőmérséklet csökkenése a leglassúbb és legkiegyenlítettebb – van lehetőség az összesülés kialakulására. Lávaflowásoknál is hasonló hűlési-kristályosodási folyamat játszódik le, mint ahogy a magas hőmérsékletű ignimbritek esetében láttuk.

Szubvulkáni testek esetében is a szegélynél bekövetkező gyors megszilárdulás miatt alapanyagban gazdag, vulkáni kőzetekre jellemző szövet alakulhat ki. Az erdőbényei Mulató-hegy – Barnamáj lakkolitján végzett vizsgálatok eredményei azt mutatták, hogy a szubvulkáni testen belül a kőzet mintegy háromnegyedét kitevő alapanyag mikroholokristályos, míg a kontaktushoz közeli zónában hialopilités, vagyis a kontakthatás következtében a peremeken gyakran a vulkáni kőzetekre jellemző alacsonyabb kristályossági fokkal jellemezhető szövet alakulhat ki. (KULCSÁR L. & BARTA I. 1971, RÓZSA P. & PAPP L. 1988, RÓZSA P. et al. 2003). Ugyanakkor megállapítható, hogy a kontaktustól a test belseje felé haladva viszonylag kis távolságon (mintegy 10 méteren) belül szubvulkáni kőzetekre jellemző szövet jelenik meg.

A Tardonai-dombság területéről gyűjtött kőzetminták szemcsenagysági összetételük alapján a következőképpen jellemezhetők (42. ábra):

(i) A durvatörmelékes folyóvízi rétegek kavicsanyagában és az andezites piroklasztikus összlet litoklasztjai között előforduló gránáttartalmú piroxénes amfiboldácitok szövete az *átmeneti és pilotaxitos* valamint a *pilotaxitos és mikroholokristályos* szöveti típusok között helyezkedik el. A vizsgált kőzettípusok közül a piroxénes amfiboldácit a legkristályosabb.

(ii) A piroxénandezit intrúziók szegélyén kialakult autoklasztikus fácies *in situ* breccsáinak szemcseösszetétele széles intervallumot fog át. A legkevésbé kristályos kőzetek anyaga a *hialopilités* szöveti típushoz áll közel vagy a hialopilités és az *átmeneti* szöveti típusok közötti mezőbe esik (pl. Fekete-hegy, Szoros-völgy). Rendszerint az andezitbenyomulások kontaktusához közel jellemzőek az ehhez hasonló, csekély kristályossági fokú kőzetváltozatok. Kialakulásuk egyértelműen a többnyire nagy pórúsvíz-tartalmú befogadó üledékes környezet által kifejtett hűtőhatással magyarázható. Terepi és kőzetmikroszkópi megfigyelések alapján a hűtőhatás a kontaktustól befelé számított néhány dm-en esetleg m-en belül kiegyenlített. Ezt támasztja alá a Szoros-völgy 250 m-es szelvényében feltáruló salakos szegélyű sekélyszubvulkáni test kontaktusa is (CSÁMER, Á. 2007a).



42. ábra Tardonai-dombsági és sárospataki kőzetminták szemcsenagysági szöveti görbéi a SZÁDECZKY-KARDOSS, E & PESTHY L. (1961) féle diagramban (Tardonai-d. a: piroxén-amfiboldácit; b: piroxénandezit breccsa; c: piroxénandezit telér; Sárospatak d: piroxénandezit láva).

A legintenzívebb környezeti hatásnak kitett salakos szegélyzóna andezitfragmentumai a gyors hűlés és megdermedés következtében alacsony kristályossági fokúak. Szövetükben domináns mennyiségben fordulnak elő apró vázkristályok, melyek rendszerint a gyors kristálynövekedéssel hozhatók összefüggésbe. Az alapanyagban egyes helyeken a Fe-Ti oxidok mennyisége igen számottevő, ami azt jelzi, hogy az olvadék a benyomulás közben nem dermedt meg azonnal, hanem bizonyos ideig még kristályosodott. A salakos kontaktustól mintegy 1.5 m-re a test belseje felé gyűjtött kőzetminták szövege az *átmeneti* és *pilotaxitos* görbék közötti mezőben, az előbbihez valamivel közelebb helyezik el, ami azt mutatja, hogy a negatív „termosokk” itt már jelentősen mérséklődött. Nagyméretű vágott és polírozott kőzetpéldányokon azonban még mindig kimutathatók a kezdődő blokkosodás nyomai, tehát bizonyos fokú hűtőhatással még számolni kell (43. ábra).



43. ábra Kezdődő blokkosodás nyomai vágott, polírozott kőzetpéldányon a Szoros-völgyből

Egyes kőzetmintákon tapasztalt 42-44 %-os alapanyag tartalom, ill. az ehhez kapcsolódó *pilotaxitos* szövet lassabb kihűlést és nyugodtabb kristályosodási környezetet jelez (pl. Fehér-völgy, Eperjes-bérc). Ezek az andezitfragmentumok valószínűleg az intrúzió mélyebb helyzetű, belsőbb zónáiban alakultak ki és csak a friss magma utánpótlás valamint az ezzel járó mechanikai hatások során kerültek a sekélyszubvulkáni szerkezet szegélyéhez közeli helyzetbe.

(iii) A központi vagy koherens fáciest képviselő, közel függőleges vagy merdek ferde dőlésű, lemezes elválású piroxénandezit telérek anyaga az *átmeneti* típus-hoz közeli szöveggel rendelkezik. Sárospatak környéki, piroxén termométerrel 950-1000 °C-os lávahőmérsékletű „savanyú” piroxénandezit lávafolyások anyagán végzett összehasonlító szemcsenagysági vizsgálataink szerint a Tokaji-hegységből származó lávák szövege szintén az átmeneti szöveti típus-hoz közelit (RÓZSA P. &

PAPP L. 1988, CSÁMER, Á. et al. 2006). A Tardonai-dombság lemezes elválású telérjeinek és a Sárospatak környékén előforduló (pl. Kutya-hegy, Gombos, Mandulás, Páncél-hegy stb.) lávafolyásoknak a szemeloszlása nagyon hasonló, azzal az eltéréssel, hogy az utóbbi kőzetekben a 10-100 és 100-1000 μm közé eső (apró porfíros) ásványos alkotók aránya valamivel magasabb.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. (1957) szerint a képződési mélység meghatározásában a kőzet kristályossági fokának van kulcs szerepe. RÓZSA P. & PAPP L. (1988) Tokaji-hegységben végzett vizsgálataira arra mutattak rá, hogy a vulkáni és szubvulkáni kőzetek SiO_2 vs. alapanyag diagramban ábrázolva bizonyos kritériumok figyelembevételével elkülöníthetők egymástól. Különösen az olyan esetekben célszerű alkalmazni a diagramot, amikor a vizsgált képződési rétegtani helyzete, képződésének körülménye nem figyelhető meg közvetlenül (pl. fúrások maganyaga, áthalmazott helyzet).

Összehasonlítás végett az alapanyag vs. SiO_2 diagramban (GSD) a tardonai-dombsági andezitek és dácitok elemzési eredményei mellett a Tokaji-hegység különböző területeiről gyűjtött kőzetmintákon végzett szemcsenagysági vizsgálataink adatait is feltüntettük (RÓZSA P. & PAPP L. 1988, RÓZSA P. et al. 2002, RÓZSA P. et al. 2003). A Sárospatak környékéről származó „savanyú” piroxénandezit lávafolyás pontjai többnyire egységesen a vulkáni mezőben helyezkednek el, kivéve a Páncél területéről származó mintát, amely már az átmeneti sávba esik. A Tardonai-dombság andezittelérjeinek szövete – mint ahogy azt már korábban is kifejtettük – igen hasonlít a sárospataki andezitekére. Ez a hasonlóság az alapanyag vs. SiO_2 diagramon is jelentkezik, azonban a genetikai rokonság teljes bizonyossággal kizárható (44. ábra). Mindazonáltal a kőzetszövetek ilyen fokú egyezése azt jelzi, hogy a Tardona környéki telérek a felszínhez közel, kis mélységben képződhettek.

A Bükk-hegység ÉK-i előterének *in situ* breccsái többnyire a diagram vulkáni tartományába esnek. A Damasából származó mikroporózus andezit a vulkáni tartomány és az átmeneti zóna határán helyezkedik el, míg az Eperjes-bérc egyik breccsatornyának blokkja már egyértelműen a szubvulkáni tartományban foglal helyet. Ez utóbbi, a terepi megfigyelések szerint nagyobb mélységből felsodort – éppen ezért jelentősebb kristályossági fokkal rendelkező – beágyazott szögletes fragmentum: vagyis a szubvulkáni képződmények egy része nagyobb mélységben rekedt meg és kristályosodott ki.

10. A DUBICSÁNYI ANDEZIT FORMÁCIÓ KÉPZŐDMÉNYEINEK KORA

A kőzetek korának megállapítására alapvetően kétféle megközelítés kínálkozik. Az első esetben a képződményben előforduló indexfossziliák segítségével megállapítjuk annak *relatív korát*. Ilyenkor a képződés idejének megadását pontosíthatja, ha a kérdéses kőzet fekü és fedőképződményeiből is rendelkezünk korjelző ősmaradvánnyal. Körültekintően kell eljárunk abban az esetben, ha a fosszília megtartása kapcsán felmerül annak a lehetősége, hogy az ősmaradvány nem eredeti településű, azaz áthalmazott. A másik megközelítési lehetőség, hogy a kőzet radioaktív-izotóp tartalma alapján az izotópra jellemző felezési idő segítségével megadjuk annak „*abszolút*”, vagy helyesebben *radiometrikus korát*.

A Dubicsányi Andezit Formáció képződményeinek kormeghatározásánál ugyan mindkét módszer alkalmazására volt mód, azonban a relatív kormeghatározás adta lehetőségek többnyire behatároltak voltak. Egyrészt a területre jellemző egész szarmata sorozat – beleértve a tengerparti kifejlődéseket – fossziliaszegény; eltekintve egy-két ősmaradványban gazdag képződménytől (pl. Nagybarca környéki szarmata növénylenyomatos tufit) (KOVÁCS É. 1957). Másfelől a neutrális piroklasztikus képződmények elsősorban szárazföldi ülepedésűek, így néhány enyhén kovásodott növényi szármaradványtól eltekintve nem tartalmaznak ősmaradványt (pl. Eperjesbérc, Szoros-völgy). Ennek köszönhetően a radiometrikus kormeghatározás általános elterjedését megelőző időkből származó tudományos munkák – érthető módon – némi bizonytalanságot sugallnak a Dubicsányi Andezit Formáció korát illetően (SCHRÉTER Z. 1917, 1919, 1923, 1945, VADÁSZ E. 1929).

Az andezit piroklasztit sorozat vízben ülepedett, törmelékes üledékkel keveredett részein – elsősorban a képződmény bázisához közeli szintekből – szarmata korú flóra került elő (KOVÁCS É. 1957). A Sajóbáonytól D-re létesített bentonitkutató fúrások maganyagából (az andezites piroklasztikus réteg fedőjéből) *in situ* beágyazódott, jó megtartású szarmata *Cardium*, *Musculus* és *Mastra* kőbeleket sikerült kimutatni, azaz a paleontológiai adatok alapján a piroklaszt szórás idejét a szarmatára datálhatjuk (PÜSPÖKI Z. et al. 2003).

A Dubicsányi Andezit Formáció eredeti településű képződményébe egyes helyeken – nem ritkán jelentős vastagságban – torlat-jellegű andezithomok, ill. andezitkavics és -konglomerátum szintek települnek, amelyek az explozív működés szakaszosságát jelzik. Az andezites vulkanizmus áthalmazott termékei azonban a Dubicsányi Andezit Formáció fekjében is megtalálhatóak, ami felveti annak a lehetőségét, hogy az aktivitás már a szarmata korai szakaszában, vagy a bádeniben megindult. Rétegtani helyzete alapján RADÓCZ Gy. in GYALOG L. & BUDAI T. (ED.) (2004) sem zárja ki a képződés kezdetének késő-bádeni voltát. Említést érdemel továbbá, hogy egyes, a szarmata kavicsrétegekben ill. a piroklasztikus összletben előforduló dáцитszemcsék (pl. gránáttartalmú piroxénes amfiboldácit) forrását sem a felszínen, sem pedig a fúrások anyagában nem sikerült azonosítani. Hasonló

képzőmények primer előfordulásai a Börzsöny és a Visegrádi-hg. területéről ismeretek (HARANGI Sz. et al. 2001), azonban a Tardonai-dombságban előkerült példányok mérete (30-50 cm Ø) és általános elterjedése (Bánhorvátitól Szirmabesenyőig) igen közeli és jelentősebb kiterjedésű forrást jelez. Jelen ismereteink szerint ezek a vulkanitváltozatok területünkön csupán áthalmozott formában, „látens formációként” található meg. Az a tény, hogy egyes képzőmények a denudációs ciklusok során szinte teljesen eltűntek, valamint az, hogy a terület miocén rétegsorán, kiváltképp a szarmata üledékes képzőményekben számottevő mennyiségű az andezitogén vulkanoszedimentek aránya, azt jelzi, hogy a térség neogén fejlődéstörténetében igen intenzív lepusztulási periódusokkal kell számolnunk. Feltevésünket megerősíti az a tény is, hogy a bádai emelet rétegsora az intramiocén denudáció következtében jelentős területeken teljesen eltűnt, „kikapott” a miocén összletből, így gyakran a szarmata eróziós roncsok közvetlenül a kárpáti homokkövek felszínén települnek eróziós- és szögdiszkordanciával.

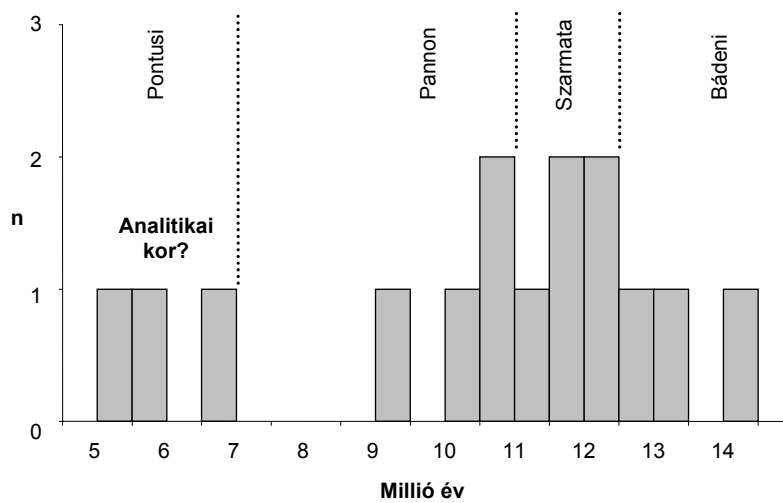
A szentelepes összletben és a bádai kifejlődésekben előforduló durvatörmelék szintek andezitkavicsai ásványos összetételük és szövetük alapján nagyon hasonlítanak a Dubicsányi Andezit Formáció képzőményeivel, viszont jóval idősebbek, így nem zárható ki annak a lehetősége, hogy az ottangi-kárpáti és bádai korszak kavicsanyaga az említettekkel közel egyező korú, mérsékletesebb andezites vulkáni aktivitás lepusztulási terméke, ami a neutrális magmatizmus kezdetének a kora-, középső-miocénre való kiterjesztését jelenti.

A radiometrikus („abszolút”) kor meghatározása céljából mind piroklasztit rétegbe beágyazott andezit- és dácitklasztokon, mind telérközeten, végeztünk K/Ar radiometrikus kormeghatározást. A piroklasztikus képzőményekbe ágyazódó hasonló összetételű blokkok, kőzetfragmentumok eredetük alapján lehetnek a piroklaszt-szórással egyidejűleg keletkezett – azaz *rokon* – ill. a prevulkáni aljzatról származó, az explózió során a juvenilis részekkel együtt ülepedett – tehát *véletlenszerű* – kőzetekdarabok egyaránt. Sok esetben a *rokon* és *véletlenszerű* litikus alkotók elkülönítése gondot okozhat, sőt bizonyos helyzetekben nem is oldható meg, ami a piroklasztikus képzőmény korvizsgálatára nézve akár komoly hibával is terhelheti a mérési eredményünket. Leginkább magas hőmérsékletű piroklasztikus üledékek esetében (pl. összesült piroklaszt árák) fordulhat elő az a jelenség, hogy a kisebb méretű beágyazott *véletlenszerű* blokkok vagy lapillik kora a tekintélyes hőmennyiség hatására „lenullázódik”, vagyis az eredeti képződési kor helyett a kőzet a piroklasztikus üledék lerakódásának idejét rögzíti. Eppen ezért célszerű lehet ilyen esetekben nem a legnagyobb méretű alkotókat felhasználni radiometrikus korvizsgálatra, hanem inkább a kisebb kőzettörmelékeket.

A Dubicsányi Andezit Formáció képzőményeinek vizsgálatánál összesülésre utaló szöveti bélyegeket nem figyeltünk meg. A minták vékonycsiszolatában az üvegtörmelékeken nem tapasztaltunk alak deformációt és a szegélyek sem voltak lekerekítettek, a ritkán előforduló növényi származadványokon szénülés nyoma nem figyelhető meg. Mindez arra enged következtetni, hogy a piroklasztikus összlet nem

rendelkezett olyan hőtartalékkal, ami a litikus alkotók korának „lenullázásához” elegendő lett volna. Éppen ezért esetünkben célszerűbbnek tűnt nagyobb méretű – a másodlagos folyamatok által kevésbé érintett – példányokat felhasználnunk a kor-meghatározáshoz.

Mindez természetesen érvényesnek tekinthető az aljzataból feltépett andezit és dácit anyagú litoklaszokra vonatkoztatva is, következésképpen a dédestapolcsányi Kővágó területéről gyűjtött gránáttartalmú piroxénes amfiboldácit szemcse kora az piroklaszképződés során nem módosult. A viszonylag tág hibahatár inkább mállási folyamatok hatásait tükrözi.



45. ábra Tardonai-dombság kőzetmintáin mért K/Ar radiometrikus koradatok hisztogramja

A 45. ábra valamint, a rendelkezésre álló K/Ar koradatok (16. táblázat) szerint a legidősebb vizsgált piroxénandezitek kora 13.73 ± 0.76 ill. 13.03 ± 0.53 millió évnak adódik (Szoros-völgy és Fekete-hegy), ami egyezést mutat a kárpátaljai neogén andeziteken mért legidősebb korokkal (PÉCSKAY, Z. et al. 2000), azaz a neutrális vulkáni aktivitás a területen késő-bádeniben már megindult. A gránáttartalmú piroxénes amfiboldáciton mért bádeni kor (14.6 ± 1.24 millió év) – a tág hibahatár ellenére – egy korábbi, savanyúbb kemizmusú és eltérő ásványos összetételű működési periódust jelez, amelynek megerősítéséhez további adatokra van szükség. Mindenesetre a kőzet bádeni kora magyarázatot adhat arra, hogy miért nem található meg felszíni előfordulása a területen. A Tardonai-dombságban a szénkutató fúrások rétegsora és a terepi megfigyelések alapján a bádeni rétegsor – különösen a terület K-i részén – erősen denudált vagy hiányzik és a Sajóvölgyi Formáció közvetlenül a szénteleges összletre települ. Az intenzív erózió következtében a bádeni során képződött piroxénes amfiboldácit kőzetek primer forrása teljes egészében megsemmisült, ezért csak áthalmazott maradványaik lelhetők fel a Sajóvölgyi Formáció durva-

törmelékes szintjeiben és a Dubicsányi Andezit Formáció piroklasztikus rétegeinek lítikus szemcséi között.

A Fehér-völgy képződményein végzett korvizsgálatok azt mutatják, hogy a völgyben feltáruló sekélyszubvulkáni-vulkáni sorozat, az áttörő helyzetű lemezes elválású andezittelér (LaTF jelű minta) anyagán mért K/Ar adatok alapján idősebb, mint 12.28 millió év. A piroklasztikus rétegbe ágyazódott nagyméretű andezitblokk (II-2-4-c jelű minta) koradata szerint viszont fiatalabb, mint 13.0 millió év, természetesen a hibahatárok tekintetbe vételével. A II-2-2-a- α minta eredményével összevetve a képződés ideje 12.28 és 12.76 millió év közé tehető (szarmata).

Az 5.9 ± 0.3 és 7.1 ± 0.67 millió év közötti intervallumba eső adatok egy, a pannonnál is fiatalabb, pontusi működési szakaszt jeleznek. Bár a minták kis hibahatára nem utal másodlagos átalakulásra, és a radiometrikus koradatokat módosító hidrotérmális tevékenység sem jellemző a területre, mégis lehetséges, hogy analitikai hiba következtében kaptunk ilyen fiatal korokat. Elképzelhető, hogy a fiatalodás argonfelesleggel vagy káliumvesztéssel függ össze. A kérdés kielégítő megválaszolása további kontroll K/Ar vizsgálatok vagy Ar/Ar kormeghatározások elvégzését teszi szükségessé, addig is a pontusi koradatokat kritikával kell kezelnünk.

A 45. ábra szerint az adatok nagyobb hányada 12.85 ± 0.57 és 11.0 ± 0.8 millió év között szór, tehát a neutrális vulkáni aktivitás paroxizmusa szarmata – kora-pannonra tehető.

* * *

11. KÉSŐ-MIOCÉN ANDEZITES VULKANIZMUS A TARDONAI-DOMBSÁG TERÜLETÉN

A Dubicsányi Andezit Formáció az ÉK-i Bükk előtér késő-miocén sorozatának egyik meghatározó képződménye. Eróziós maradványait alapul véve területi kiterjedése több száz km² lehetett, míg átlagos vastagsága a jelenleginek másfél, szélsőséges esetben akár a kétszerese is. Hazánk kevésbé ismert és kutatott vulkáni képződménye; számos, a Kárpát-medence neogén fejlődéstörténetével foglalkozó szintetizáló jellegű munka nem tesz róla említést (HÁMOR G. 2001, HAAS, J. (ED.) 2001). Ennek egyik oka lehet, hogy többnyire fedett helyzetben van vagy mert erodált roncsai foltokban fordulnak elő, másrészt pedig, hogy korábban a Sajóvölgyi Formációba sorolták (GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004).

Az andezites vulkanitok képződése több működési fázishoz köthető, melyek szünetei között az összlet kezdetben sekélytengeri-tengerparti, majd tengerparti-szárazföldi környezetben változó mértékben pusztult le. A korai működési fázisok termékei már a késő-bádeni – kora-szarmata során gyakorlatilag teljesen lehordódtak. Ennek nyomai az esetenként több méter vastagságot is elérő andezithomokok, andezitkavicsok, ill. konglomerátumok.

Az ennél fiatalabb és csupán részben erodált piroklasztit rétegek anyaga rendszerint rétegzetlen vagy gyengén rétegzett, tömeges megjelenésű, alapvetően szárazulati térszínen ülepedett, eredeti településű. Közeli áthalmozás nyomait a sorozat bázisán, ill. esetenként a képződményen belül – a vulkáni aktivitás szüneteiben – sikerült kimutatni, ezek mértéke és mennyisége viszont a Dubicsányi Andezit Formáción belül alárendelt.

A piroklasztit összlet vastagsága valamint a kifejlődési egyveretűség alapján valószínűnek látszik, hogy a terület jelentős része egykor vulkáni törmelékkel fedett volt, a jelenlegi feltártság mellett viszont azt mondhatjuk, hogy ez az egykori piroklasztit összlet a terület különböző pontjain eltérő vastagságú lehetett.

Az erodáltság, a mozaikos feltártság és a fedettség miatt nagyobb léptékben (>2km) horizontális fácies korrelációt nem sikerült kimutatni, amihez az is hozzájárul, hogy a területen sok vulkáni központ működött közel egy időben és ezek törmelékes anyaga egymással összefogazódva, vagy egymást átfedve rakódott le. Az egykori vulkáni szerkezetek az andezites formáció erodáltága miatt nehezen rekonstruálhatók, ugyanis nem maradtak meg kúpok, és a vulkáni kürtők, csatornák azonosítása is problémás. A terepi felvételezések során leírt piroklasztitok szövete és szerkezete kizárja azt, hogy egyetlen nagy kiterjedésű hullott piroklasztit összlet erodált maradványai lennének. Az osztályozatlanság, a rétegzés hiánya, a mátrixgazdagság inkább nagy szemcsekoncentrációjú gravitációs törmelékárakra, tömegárakra jellemző tulajdonság, s e jellegek hasonlóan jelennek meg a teljes elterjedési körzetben.

Ár-üledékek alapvetően kétféle módon jöhet létre: (i) lávadómok vagy viszkózus lávafolyások, ill. (ii) kitorési felhők összeomlásának eredményeként. Az előbbi

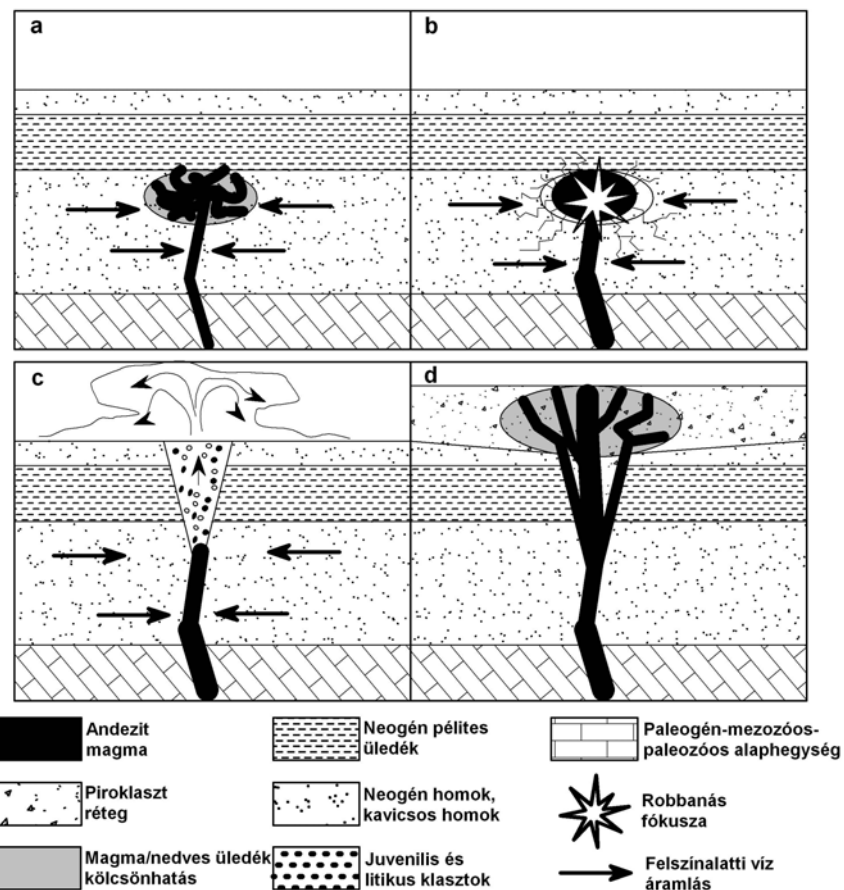
esetben többnyire dácitos-riolitos összetételű lávadómok gravitációs vagy robbanás okozta összeroskadása vezet a nagy sűrűségű ár kialakulásához, míg az utóbbinál sűrűségéhez képest kis energiájú, esetenként viszonylag alacsony (néhány száz méteres) kitörési oszlop a túlterhelés miatt bekövetkező egyszeri, szakaszos vagy folytonos összeroppanásáról van szó (CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. 1988).

A Tardonai-dombság neutrális képződményei bazaltos andezit és andezit összetételűek, ami kizárja viszkózus lávadóm kialakulásának lehetőségét, ezzel szemben túlterhelt kitörési oszlop létrejöttéhez a feltételek adottak voltak. A Kárpát-medence peremét övező vulkáni előfordulásokhoz képest a Tardonai-dombság területén felnyomuló magma mennyisége eleve csekély volt. A viszonylag kis térfogatú olvadék nem egy vagy néhány működési központra, hanem számos vulkáni csatornán keresztül került a felszínre. A prevulkáni aljzat felszínalatti vízei megnövelték a magma gáztartalmát, fokozva ezzel a buborékképződést és fragmentálódást. A vastag masszív vízzáró agyagos rétegek és a felszín alatti vizek által lefojtott és késleltetett robbanás során nagy sűrűségű vegyes összetételű, különböző eredetű közettörmelékben gazdag kitöréscsúcs jött létre, amely feltehetően nem növekedett több kilométeres nagyságúra, hanem hamar összeomlott.

A mikroszkópi vizsgálatok szerint a tanulmányozott piroklasztit minták mindegyikében megtalálhatók enyhén hólyagos közetüveg szemcsék, ami a felszín alatt bekövetkezett magma-víz kölcsönhatására utal (HEIKEN, G.H. 1972, FISHER, R.V. & SCHMINKE, H.-U. 1984). A közetüveg szemcsék hólyagosságában tapasztalt eltérések azt mutatják, hogy a magma kigázosodása már mélyebben, a külső vízzel való érintkezés előtt megindulhatott (erre utalnak a mikrolitokban gazdag juvenilis alkotók), ill. a magma-víz kölcsönhatás során a magma eltérő pórusvíz-tartalmú üledékekkel került kapcsolatba (WHITE, J.D.L. 1991, 1996, HOUGHTON, B. et al. 1999, WHITE, J.D.L. 2001).

A feltárások anyagában megtalálható salakos, üveges mátrix-szal szegélyezett andezittörmelék arra utalnak, hogy az olvadék még a freatomagmás robbanást megelőzően a laza nedves üledékekkel kölcsönhatásba kerülhetett (46. ábra). A neogén prevulkáni aljzat vastag, kötött, duzzadóképes agyagos rétegei lefojtották a magma/víz kölcsönhatás során felszabaduló mechanikai energiát. A vulkáni csatornában rekedt magmába a nagy szivárgási tényezőjű és jó víztartó kavicsos-homokos rétegek irányából jelentős mennyiségű felszínalatti víz került. Az ún. fűtő-hűtő kölcsönhatás (fuel-coolant interaction) során bekövetkezett a H₂O gázexpanziója, magma hűlése és töredezése. A további magmautánpótlás során a fedőüledékek súlya már nem elegendő a robbanásos kitörés lefojtásához ami, felfokozott energiájú freatomagmás explózióhoz vezetett. Laboratóriumi kísérletek és terepi megfigyelések támasztják alá azt, hogy az olvadék és a víz között lezajló termohidraulikus robbanás során a fragmentálódó magma nagy energiájú lökéshullámot gerjeszt, ami összetördeli a mellékkőzetet (LORENZ, V. 1986, WHITE, J.D.L. 1996, ZIMANOWSKI, B. et al. 1997, LORENZ, V. et al. 2002, AUER, A. et al. 2007), továbbá, hogy a freatomagmás robbanás során a magma kiürülése a csatornán keresztül 10-100 %-

kal gyorsabban történik, mint tisztán magmás kitörés esetén (STAROSTIN, A.B. et al. 2005). A gyorsan, nagy energiával kirobbanó olvadék, a járulékos közettörmelékben gazdag "törmelék sugarat" (debris jet) hozott létre (ROSS, P-S. et al. 2005), ami fedőüledéket kirobbantva utat talált a felszín irányába. A kirobbantott közettörmelékben gazdag anyag, hasonlóan az egyes balaton-felvidéki előfordulásoknál leírt mechanizmushoz (NÉMETH K. et al. 2003), keveredve a széttöredezett magmával, nagy szemcsekoncentrációjú alacsony kitörési felhőt hozott létre, ami saját tömegénél fogva hamar összeomlott. A lerakódás alatt a gáztartalom csekély lehetett, amit a szegregációs csatornák hiánya és a viszonylag kevés felfújt, hólyagüreges részecske bizonyít, ami alapján alacsony gáztartalmú, gradáció nélküli árákhoz hasonló üledék képződött (WILSON, C.J.N. 1980). A hőmérséklet nem volt nagy ($< 200\text{ }^{\circ}\text{C}$), ugyanis a különböző lelőhelyekről előkerült növényi maradványok nem szenvedtek el látható szénülést, azonban az SZPKF RK-5 jelű fúrás maganyagában talált kalcedonkiválásos geoda azt mutatja, hogy helyenként hidrotermás hőmérsékleti viszonyok uralkodtak.



46. ábra Egyszerűsített modell a vizsgált andezit piroklastit rétegek keletkezésére (magyarázatot lásd a szövegben)

A lapillitufás-tufabreccsás rétegek jelentős, 50 %-ot meghaladó járulékos kőzet-töredék tartalma felszín alatt bekövetkezett kitörésekre utal (LORENZ, V. 1985, 1986, NÉMETH, K. et al. 2003). A lapillitufa mátrixa igen gazdag a prevulkáni aljzathoz származó fragmentumokban (homokkő darabok, savanyú horzsakőszemcsék, kőzetüveg szilánkok, üledékes ásványszemcsék), ami azt jelzi, hogy az aljzat víztelített, laza állapotú volt. Az alaphegységi aljzathoz származó, esetenként jelentős méretű fragmentumok nagyobb mélységben bekövetkezett robbanásra utalnak. A karsztvíz szerepe elhanyagolható lehetett, mivel jelenlegi ismereteink szerint gyengén vagy nem karsztosodó képződmények alkotják az alaphegységi aljzathoz. Valószínűbb, hogy magmatikus illők felforrása szakította fel ezeket.

Az É-bükki előtér lapillitufa-tufabreccsa összetételének képződési körülményei igen hasonlóak lehetnek az Antarktiszon leírt középső-júra robbanásos kitörések során keletkezett bazaltos összetételű tufabreccsa sorozatához (ELIOTT, D.H. & HANSON, R.E. 2001), ahol is mély törések mentén feltört bazaltos olvadék üledékes formációk közé nyomulva freatomagmás folyamatok hatására fragmentálódott. A vastag vulkáni törmelékes üledékek több működési központra keresztül jutottak a felszínre és egymással összefogazódva rakódtak le.

A vulkáni működéssel megközelítőleg egyidőben a konszolidálatlan „sár-szerű” tefra összetételű andezitintrúziók járták át. Az intrúziók néhány központi magmafelnymulásból cédrusfa-szerűen, sekély mélységben ágazhattak szét, más-különbben nem valószínű, hogy áttörték volna a medencekitöltő molassz üledékes összetételű. Független vagy közel független benyomulások mellett sztratiform jellegű szilikeket is azonosítottunk, azonban ezek geometriájának pontos vizsgálatához geofizikai módszerek vagy nagyobb feltárások szükségesek.

A szétseprűződő intrúziók egy része megrekedtek a laza, nedves mellékkőzetben, ahol a magma és a nedves üledék közötti kölcsönhatás következményeként kontakt litofaciesek jöttek létre. Egyes részeken pedig – ott ahol az olvadék az üledék közé nyomulva, azzal összekeveredett – sajátos peperitszerkezetek alakultak ki. A folyamathoz sporadikusan jelentkező hólyagüregesedés, salakosodás, agyagásványosodás, limonitosodás, szelektív elemvándorlás valamint hidrotermális ásványképződés is társult. Érdekes azonban, hogy a jelentős agyagosodás mellett a kristályos zeolitok megjelenése nem volt kimutatható.

Az É-bükki-i előtér neogén andezites vulkanizmusával kapcsolatban ki kell térnünk a kitörési központok kérdésére. VADÁSZ E. (1929) szerint „*seholysem találunk kifejezetten kitörési központra utaló jelenségeket*”. A Tokaji-hg. és a Mátra – mint potenciális forrásrégiók – nagy távolsága arra sarkallja, hogy helyi működési centrumokat tételezzünk fel. A hasonlóan vélekedő SCHRÉTER Z. (1952) a neutrális képződmények eredetével kapcsolatban így fogalmaz: „*Kétségtől helybeli vulkáni kitörések eredményei...azonban az egykori vulkáni formák már teljesen lepusztultak és nem rekonstruálhatók*”. Lényegében erre az eredményre jutott POJÁK T. (1963)

is, aki a nagyméretű szögletes andezittömbök térbeli eloszlása alapján helyi működési központot valószínűsít.

Annak ellenére, hogy az erózió az andezites összlet jelentős részét lepusztította, a vulkáni centrumok kimutathatók a területen: a Sajó bal partján Sajókazától É-ra, a Ráró-hegyen létesített szénkutató fúrás mintegy 150 m-t haladt kürtőkitöltésként értelmezett breccsásodott andezitben (SCHRÉTER Z. 1952). A terepi felvételezések során az Eperjes-bérc oldalában észlelt 4-5 db 30 m körüli átmérővel rendelkező, megközelítőleg henger alakú függőleges andezitbreccsa-torony szintén egykori vulkáni csatorna, kürtő lehetett (47. ábra).



47. ábra 6 m magas kipreparált andezitbreccsa-torony az Eperjes-bérc oldalában

Hasonló, nagyméretű képződmények figyelhetők meg a Lázbérci-víztározótól É-ra és a Putnoktól, ill. Sajóveleztől D-re húzódó dombok tetején, a vadnai Várhegyen, a dédestapolcsányi Gulya-völgytől É-ra magasodó domboldalakon, valamint Varbó környékén a Péterné-tetőn. A piroklasztikus rétegek közettörmelékeinek szemcsedurvulása és az áttörő helyzetű intrúziók mennyisége alapján valószínűsíthetünk kitörési központokat a Szoros-völgy és Egyház-völgy mentén, ill. ettől D-re a Galambos-bércen, továbbá minden olyan területen, ahol az andezit piroklasztit rétegvastagsága meghaladja az 5-10 m-t és nagy méretű blokkokat tartalmaz (pl. Avas-Észak, Sajóbáony).

A fentiek értelmében a piroklaszt-szórás nem egy központhoz köthető, hanem számos, feltehetőleg több, mint száz, néhány tíz méter átmérőjű kürtőhöz, melyek a terület különböző pontjain tárulnak fel. Azzal, hogy sok centrum anyagszolgáltatását tételezzük fel, választ adhatunk arra a kérdésre is, hogy miért tapasztalunk olyan nagyfokú hasonlóságot az egymástól 20-30 km-es távolságra elhelyezkedő előfordulások között (pl. Szirmabesenyői pincesor, dédestapolcsányi Kővágó).

Az andezites képződmények geokémiai azonossága (egyveretűsége) azt jelzi, hogy többnyire egy törzsmagmából származnak, és a vulkáni csatorna kisebb ágakra való szétszakadása, „szétseprűződése” sekély mélységben következett be, ami szorosan köthető a szintektonikus aktivitás törésvonal hálózatához.

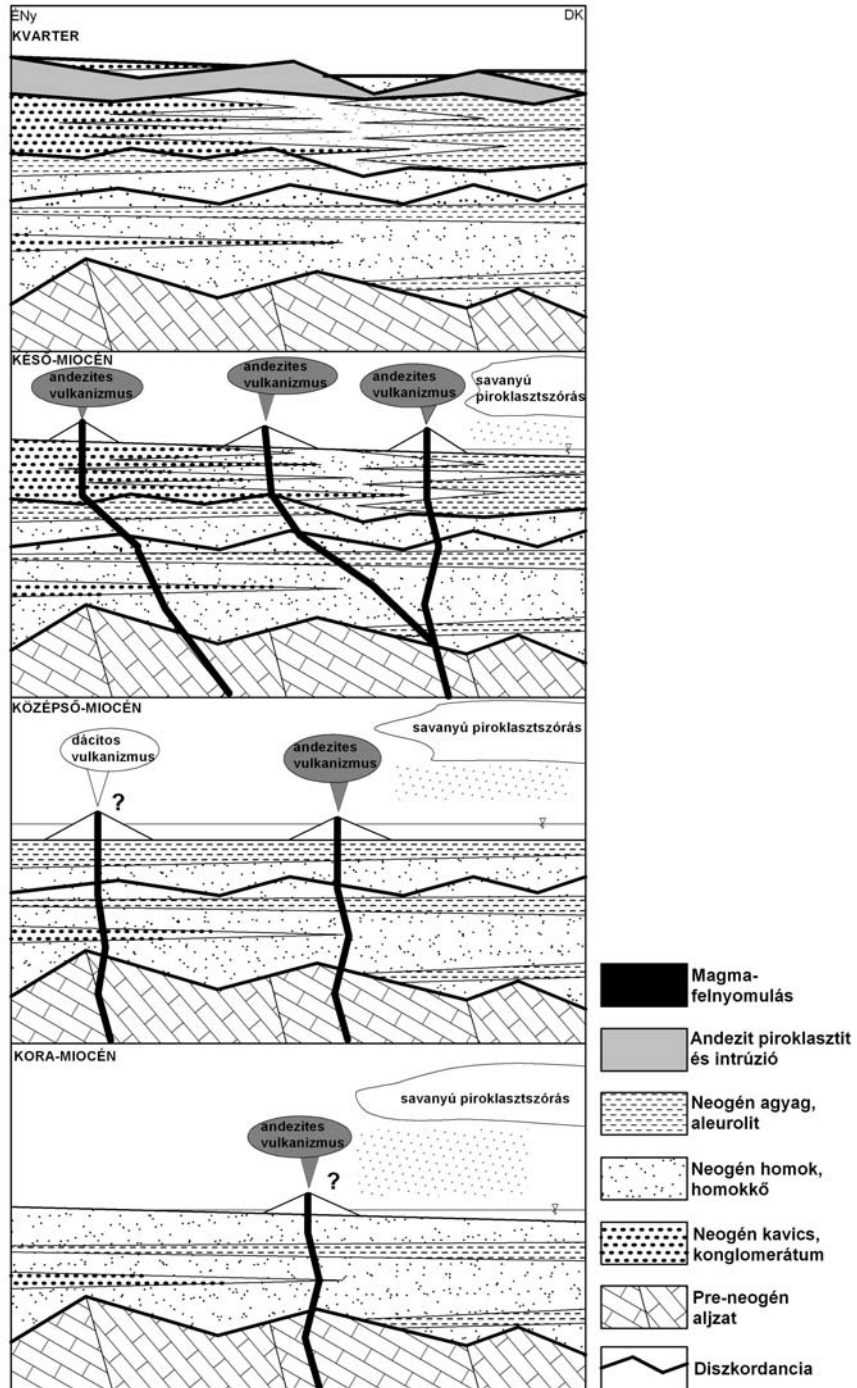
11.1 AZ ÉK-I BÜKK ELŐTÉR MIOCÉN VULKANIZMUSA

A ÉK-i Bükk előtér miocén vulkanológiájának fejlődéstörténetét az irodalmi adatok és az értekezés eredményei alapján a következőképpen vázolhatjuk (48. ábra).

A kora-miocén során denudált, tektonikusan igénybevett paleo-mezozóos-paleogén aljzatra tengerparti, csökkent sósvízi, mocsári környezetben homok, aleurit és agyag rétegek rakódtak le, melyek közé barnaköszén telepek és partszegélyi kavicsszintek települtek (Salgótarjáni barnaköszén Formáció). Az üledékképződéssel egyidőben távoli riolitos vulkáni centrumokból származó finomszemű piroklasztikus anyag is lerakódott (Gyulakeszi Riolitufa Formáció), vékony tufás-tufitos rétegeket alkotva. A kora-miocén rétegsorban tapasztalt nagyfokú eltérés, a gyakori hiátusok, diszkordanciák intenzív szerkezeti mozgásokat, denudációs ciklusokat és változatos miocén öskörnyezetet jeleznek. A Salgótarjáni Barnaköszén formáció durvatórmelék szintjeinek közetösszetételi vizsgálata során andezites összetételű alkotókat sikerült kimutatni, ami alátámasztja BOHNNÉ HAVAS M. et al. (1992) mikromineralógiai vizsgálatokra alapozott elképzelését, miszerint a Borsodi-szénmedence környezetében kisebb mértékű andezites aktivitással kell számolnunk. A vizsgált andezitkavicsok ásványos összetételük és szövetük alapján a Dubicsányi Andezit Formációval mutatnak rokonságot, ami nem támasztja alá VICZIÁN I. et al. (1997) azon elgondolását, miszerint késő-eocén vagy középső-oligocén andezites képződményekkel hozhatók összefüggésbe.

A középső-miocén során a szénmedence fokozatos kimélyülésével tengerparti-sekélytengeri, majd nyíltvízi környezetben arenites, agyagos, márgás üledékek rakódtak le (Bádeni Agyag Formáció), melyek közé, szintén távolabbi forrásból származó savanyú hullott piroklasztitok áthalmazott termékei települnek (Tari Dácittufa Formáció). A bádeni törmelékes üledékes rétegsorban ugyancsak azonosíthatók andezites komponensek, továbbá a radiometrikus korvizsgálatok eredményei is alátámasztják a terület középső-miocén végi intermedier vulkáni aktivitását. Emellett differenciáltabb, gránáttartalmú, dácitos összetételű alkotót is sikerült kimutatni a kavicsos szintek anyagában. A dácitkavicsok késő-miocén idejű megjelenésével jól korrelál a bádeni arenitek mikromineralógiai spektrumában kimutatott gránátdúsulás, valamint a radiometrikus korvizsgálat során kapott bádeni korral. Gránáttartalmú (almandinos összetételű) dácitkavicsok, -közettörmelékek gyakorlatilag az egész területen fellelhetők a késő-miocén összletekben, ami azt mutatja, hogy eredeti forrásuk a dombság területén vagy ahhoz igen közel lehetett (CSÁMER Á. 2007b). A Kárpáti vulkáni ív mentén gránáttartalmú mészkalkáli kőzetek számos helyen előfordulnak (HARANGI, Sz. et al. 2001). ROTH S. (1884) az Eperjes-Tokaji-hegység Eperjestől északra eső részein „gránát-tartalmú amphibol-trachyt” hömpölyöket írt le, REZVOJ, D.P. (ED.) (1974) gránátos leukodácitot említ a kárpátaljai Szolyva-1. jelű fúrásból, míg PÓKA, T. et al. (2004) nyomelem- és ritkaföldfém-geokémiai vizsgálatokra alapozva gránát-tartalmú forrást mutatott ki cserhádi savanyú és intermedier vulkanitok kapcsán, vagyis azt lehet mondani, hogy az Északnyugat- és Északkeleti-Kárpátok neogén mészkalkáli vulkanitjainak genezisében a gránát fontos szerepet töltött be. Almandin gránát jelenléte a tardonai-dombsági dácitjaiban olyan mély szerkezeti vonalak meglétét jelzi, amelyeken keresztül igen gyors magmafeléramlás mehetett végbe a bádeni szerkezetfejlődés idején.

A középső-miocén végi, késő-miocén eleji intenzív szerkezeti mozgásokat jelzi, hogy a bádeni korú rétegekre diszkordanciával települnek a Sajóvölgyi Formáció sekélytengeri-tengerparti-szárazföldi homokos-kavicsos üledékei. A késő-miocén savanyú magmás tevékenység országos elterjedésű képződményei, a Galgavölgyi Riolituffa Formáció hullott, finomszemű tufái, lapillitufái és ezek áthalmazott termékei a vizsgálati területen belül is megtalálhatók. A távoli működési helyekről származó savanyú piroklasztit összlet feltehető forrása a Bükkalja, a Tokaji-hg., a Szerencsi-dombság vagy a D-Cserhát lehetett (HÁMOR G. 2001).



48. ábra Miocén vulkanizmus menetének egyszerűsített vázlata a Tardonai-dombság területén

A Dubicsányi Andezit Formációra települő bentonitosodott savanyútufa-tufit rétegek kialakulása már inkább a Hernád-vonalhoz kapcsolódó kitörési hasadékok anyagszolgáltatásához köthetők (Csereháti Riolittufa Formáció).

A ÉK-i Bükk előtér andezites vulkanizmusának paroxizmusa a szarmata – kora-pannóniai korhoz köthető. Ekkor jöttek létre a Dubicsányi Andezit Formáció piroklasztikus és intrúzív kőzetei. Az ezt követő szerkezeti mozgások eredményeként az andezites összlet erodálódott, majd a terület differenciáltan megsüllyedt és a formáció lepusztuló anyagát többnyire bizonytalan korú sekélytengeri-szárazföldi üledékek fedték be, amelyeket a Sajóvölgyi Formációba sorolunk. A pannontól a jelenkorig tartó folyamatos emelkedést újabb erőteljes lepusztulás kísérte. Ennek eredményeként az andezites vulkáni formáció többnyire csak izolált eróziós roncsok formájában őrződött meg.

11.2 A TARDONAI-DOMBSÁG KÉSŐ-MIOCÉN ANDEZITES VULKANIZMUSÁNAK HELYZETE HAZAI ÉS NEMZETKÖZI ANALÓGIÁK ALAPJÁN

Az ÉK-i Bükk előtérhez legközelebb eső, jelentős kiterjedésű, felszíni miocén vulkáni területeink a Bükkalján, a Tokaji-hg.-ben találhatók. Mind a két körzet hazánk jól ismert és hosszú idő óta kutatott vulkáni területei közé tartozik.

A bükkaljai vulkáni működés ottngangi és a kora-miocén közé tehető paroxizmusa alatt (MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998) nagy vastagságú (>700 m) piroklasztikum összlet képződött, amelyet klasszikusan három nagy működési periódushoz köthetünk. A kitörési centrumok Bükkalján kívül, feltehetőleg az Alföld aljzatába lezökkenve, fiatal üledékekkel fedve található meg (VARGA Gy. 1981, SZAKÁCS, A. et al. 1998, PENTELENYI L. 2002). A vulkáni törmelékes anyagszolgáltatás kezdetben savanyú, majd andezites-dácitosba hajló, végül újból savanyú volt, minek eredményeként hullott és ár-piroklasztitok, ignimbritek, valamint ezek áthalmozott termékei rakódtak le (*Gyulakeszi Riolittufa Formáció* (²Mo), *Tari Dácittufa Formáció* (⁴Mk), *Harsányi Riolittufa Formáció* (^{ha}Mb-Pa₁)). Lávakőzeteket, szubvulkáni szerkezeteket a felszínen nem sikerült kimutatni. A bükkaljai piroklasztikus összlet anyagában is előfordulnak, jobbra ismeretlen eredetű és korú dácit és andezit litikus alkotók. A Harsányi Riolittufa Formáció Miskolc-Tapolca környékén érintkezik a Tardonai-dombság andezites piroklasztit rétegeivel. Bükkalja vulkáni képződményei mind kémiai összetételükben (riolitos-dácitos), mind a kitörések típusában mutatnak különbségeket (Pliniusi kitörés, hullott tufák) a ÉK-i Bükk előtér piroklasztitjaihoz képest, azonban az akkréciós lapilliket tartalmazó tufák freatomagmás robbanásokhoz kapcsolhatók. A bükkaljai vulkanizmus kőzetei között elvértve találunk intermedier összetételűt (Tari Dácittufa Formáció egyes szintjei), míg a Tardonai-dombság savanyú piroklasztjai távoli forrásból származnak.

A Tokaji-hg. fiatal vulkáni hegységeink közül a legváltozatosabb szerkezetű, felépítésű hegység. A bazaltól a riolitig, minden kémiai összetételű kőzet megtalálható a területén. A Tokaji-hg. fő tömegét alkotó neogén lávafolyások, piroklasztit

rétegek és szubvulkáni szerkezetek képződésének ideje a bádeni és a pannon közötti időszakra tehető (BOCZÁN B. et al. 1966, GYARMATI P. 1977). A különböző vulkáni kőzetek több működési központon keresztül kerültek a felszínre (centrolabiális vulkanizmus). Az intermedier kőzetek közel felét teszik ki piroklasztitok; gyakori a lávafolyások váltakozása vulkáni törmelékes kőzetekkel (rétegvulkáni szerkezetek). Savanyú vulkáni kőzetek között hullott és ár-piroklasztitok, riolit és dácit lávafolyások, dagadókúpok fordulnak elő. Gyakoriak a sekély mélységben megrekedt, kontakt zónákkal rendelkező szubvulkáni testek (RÓZSA P. et al. 2003), míg tengeri üledékképződéssel egyidejű intermedier tengeralatti lávafolyásokhoz, harántelérékhez peperitesedés is kapcsolódik (GYARMATI P. 1977).

A Tokaji-hg. számos tekintetben eltér az Északi-középhegység neogén vulkáni hegységeitől. A vulkáni aktivitás ezen a területen tartott a legtovább, ennek ellenére a hegység rendkívül tagolt, így a Börzsönnyel vagy a Mátrával ellentétben nem tömeges megjelenésű. A Tokaji-hg.-ben a Tardonai-dombsághoz hasonlóan nem volt központi működési centrum, hanem centrolabiális jellegének megfelelően, kisebb-nagyobb, szerkezeti vonalak mentén rendeződő vulkánok sorából áll. A vulkáni aktivitás időbeli elhúzódásának, ill. a vulkáni termékek jelentős mennyiségének köszönhetően, az eredeti vulkáni szerkezetek-formák is épebben megőrződtek.

A Tokaji-hg. intermedier piroklasztikus kőzetei közül az Abaújszántó, Bodrogszegi, Komlóska és Hercegekút környékéről ismert, többnyire lávafolyások közzé települt, durvaszemű, osztályozatlan „tufás andezit agglomerátumok” (GYARMATI P. 1977) hasonlítanak leginkább a Tardonai-dombság andezit piroklasztitjaira. Egyes dácitos összetételű vulkáni törmelékes kőzetekre is jellemző az osztályozatlanság, durvaszeműség (tokaji Nagy-hegy). Ezek egy része lejtőn átmozgatott törmeléklavinaként vagy laharként értelmezhető (GYARMATI P. 1977).

A Tokaji-hg.-hez képest a Tardonai-dombság andezites képződményei lényesen kisebb mennyiségben fordulnak elő, továbbá az utóbbiak erősebben erodáltak. A Bükk É-i előterében hiányoznak a lávafolyások, ill. a rétegvulkáni szerkezetek, kalderák.

Radiometrikus koradatok valamint a kifejlődések jellege alapján a Dubicsányi Andezit Formáció párhuzamosítható a *Füzérkajatai Andezit Formáció* ($^{18}\text{K}\text{Mb}_2$) teléres, peperites képződményeivel, az *Aranyosi Vegyestufa Tagozat* ($^{20}\text{Ca}\text{Ms}_1$) piroklasztikumával, valamint az *Amadévári Andezit Formáció* ($^{23}\text{Ms}_2\text{-P}_2$) andezitjeivel, dácitjaival, ill. ezek piroklasztikumával (GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004).

Az ÉK-i Bükk előtér andezites vulkáni képződményei a vulkáni explózió, a piroklasztit üledékek litológiai hasonlósága, több csatornán történt anyagszolgáltatás alapján leginkább egyes dunántúli monogenetikus vulkáni bazalt-előfordulásokkal párhuzamosítható (pl. celldömölki Ság-hegy) (KULCSÁR L. & GUZYNÉ SOMOGYI A. 1962, NÉMETH K. et al. 2003). Azonban míg ezek a vulkáni szerkezetek a térben egymáshoz viszonyítva távolabb helyezkednek el, jól lehatárolható ellipszoid alkatú szerkezeteket alkotnak és kevésbé erodáltak, addig a Tardonai-dombságban az egykori működési központok területileg koncentráltan jelentkeztek.

Nemzetközi analógiák alapján a vizsgált lapillitufa-tufabreccsa előfordulások képződési körülményei hasonlóak lehetnek az antarktiszi középső-júra robbanásos kitérések során keletkezett bazaltos összetételű tufabreccsa sorozatéhoz (ELIOTT, D.H. & HANSON, R.E. 2001). Ez a bázisos összetételű kőzetekből felépülő vulkáni sor kezdődő riftesedés tenziós töréses tektonikai szerkezeteihez igazodik. A mély törések mentén feltört bazaltmagma üledékes formációk közzé nyomulva freatomagmás kitérések során került a felszínre és egymással összefogazódva, ill. egymást átfedve rakódtak le.

* * *

12. ÖSSZEFOGLALÁS

Az értekezés tárgyát képező képződmény – a Dubicsányi Andezit Formáció – a vizsgálati terület számos pontján megfelelő feltártság mellett tanulmányozható. A kiválasztott és feldolgozott előfordulások a formáció típusjegyein túl egyedi sajátosságokat is mutatnak, így lényegében átfogják az andezites összlet petrográfiai-vulkanológiai jellemzőinek teljes egészét. A formáció anyagán belül megkülönböztethetünk eksplozív vulkáni működéshez kapcsolódó andezit piroklasztit rétegeket, valamint szingenetikus sekélyszubvulkáni andezittelérek, intrúziókat és kürtőkitöltéseket. Részletes terepi felvételezésünk tárgyát alkották a Tardonától É-ra elhelyezkedő Fehér-, Szoros-, Özvény-völgy, az Eperjes-bérc, a dédestapolcsányi Kővágó és a szirmabesenyői pincesor környékének andezites feltárásai, továbbá megvizsgáltuk a Sajóbáonytól D-re, a Kő-völgynél létesített SZPKF RK-5 jelű fúrás andezit piroklasztit maganyagát.

Vulkanológiai-közzettani vizsgálataink eredményeit az alábbiakban foglaljuk össze.

- (i) A Dubicsányi Andezit Formáció az ÉK-i Bükk előtér miocén rétegsorának egyik meghatározó, felszínalkotó képződménye. Horizontális elterjedése alapján É-i irányban egészen Felsőnyárádig, a Borsodi- vagy Putnoki-dombság területén is kimutatható. A szénkutató fúrások és az 1:25 000-es méretarányú reambuláló földtani térképezés adatait felhasználva, a Sajó és az É-Bükk közötti előfordulások számított térfogata mintegy 2.6 km^3 , átlagos vastagsága 38 m. Képződése több működési szakaszhoz köthető, amelyek szüneteiben gyors és rövidtávú áthalmazás eredményeként vulkanoszediment rétegek települtek közé. Becslésünk szerint a teljes neogén medencekitöltő molassz üledéksor mintegy 35 %-a vulkanoszediment, 15 %-a semleges és savanyú vulkanit.
- (ii) A Dubicsányi Andezit Formáció elsősorban erősen erodált andezit piroklasztitokból, alárendelten szín-vulkáni andezit intrúziókból, telérekből, szillekből, kürtőkitöltésekből épül fel. A részletes földtani, vulkanológiai térképezési adatok szerint a kürtők és benyomulások felületarányos mennyisége 3-10 %, átlagosan 5 % körüli. Méretük rendszerint 30 m alatt marad, számuk azonban a kutatási területen belül több százra tehető, így a földtani térképezési gyakorlatban használt 1:10 000 vagy 1:25 000-es méretarányú térképeken nem ábrázolhatók, sőt az intrúziók területi eloszlásának pontos ismeretéhez, körültekintő terepi munka, igen nagy léptékű ($M = 1: 1\ 000$) földtani térképezés és részletes szelvényezés szükséges. A több léptékben történő térképezés alkalmazása kölcsönös előnyt jelentett az értelmezésben mindkét lépték irányába (1:1 000 és 1:25 000).
- (iii) Litológiaiilag az andezit piroklasztit összlet túlnyomórészt lapillitufából, alárendelten tufabreccsából, ill. tufából áll. A képződmény járulékos litikus szemcsékben igen gazdag, tömeges megjelenésű, rendszerint osztályozatlan, durvaszemű, rétegzetlen vagy gyengén rétegzett. Szövege, szerkezete, fossziliatartalma alapján alapvetően szárazulati térszínen ülepedett, eredeti településű. Az osztályozat-

lanság, a rétegzés hiánya, valamint a mátrixgazdagság alapján nagy szemcsekoncentrációjú gravitációs törmelékárak, tömegárak üledékeinek tekinthetők. Az üledék gáztartalma lerakódáskor, a szegregációs csatornák hiánya és a viszonylag kevés felfújó, hólyagüreges részecske alapján, csekély lehetett. A hőmérséklet kis fokát jelzik a nem szenesedett növényi maradványok, azonban az összletben talált kalcedonkiválásos geoda azt mutatja, hogy helyenként hidrotermás hőmérsékleti viszonyok uralkodtak.

- (iv) Részletes makro- és mikroszkópi szövetvizsgálataink szerint a Dubicsányi Andezit Formáció lapillitufa-tufabreccsa rétegei freatomagmás kitörések termékei. A piroklastit rétegek anyagában található enyhén hólyagos közetüveg szemcsék felszín alatt bekövetkezett magma-víz kölcsönhatására utalnak. A jó vízáadó és nagy szivárgási tényezőjű, konszolidálatlan kavicsos-homokos sekélyaljazatból jelentős mennyiségű víz kerülhetett a felfelé mozgó olvadékba, ami végül freatomagmás robbanást eredményezett. A laza víztelített üledékek közé nyomuló magma explózióját a fedőüledékek saját tömegüknél fogva a közbetelepült vastag, szívós, duzzadóképes agyagrétegek segítségével lefojthatták, késleltethették egy ideig. A kirobbantott közettörmelék keveredve a széttöredezett magmával, nagy szemcsekoncentrációjú alacsony kitörési felhőt hozott létre, ami hamar összeomlott és konszolidálatlan „sár-szerű” tefra üledékek rakódtak le.
- (v) A vulkáni törmelékes anyag lerakódásával közel egy időben az összletet andezit intrúziók, telérek, szillek járták át. Ekkor a vulkáni tefra nedves, de többnyire telítetlen állapotban volt, azonban a mellékkőzet pórusvíztartalmában lehettek inhomogenitások. A benyomulások szegélyén a magma és nedves üledék kölcsönhatásának eredményeként egymással genetikai kapcsolatban álló kontakt litofácies zónák alakultak ki, amelyek ideális esetben övszerűen helyezkednek el. Azt, hogy a magma/nedves üledék kölcsönhatásaként a magmás intrúzióv testben kialakulhatott-e teljes (ideális) kontakt litofácies sor, azt a test mérete, hőtartáléka, illótartalma, ill. a mellékkőzet fizikai tulajdonságai (pl. porozitás, pórusvíztartalom, szemcseméret stb.) határozták meg. (A terepi felvételezések szerint az intrúziók központi (koherens) fáciesét elsősorban lemezes vagy durvablokkos elválású andezitek képviselik. Ezeknek a mechanikai stressz és hűlés hatására bekövetkezett felhasadozásából keletkeztek az autoklasztikus fácieshez tartozó, változó szemcseméretű *in situ* andezitbreccsák. Az intrúziók és a mellékkőzet közvetlen kontaktusán a magma a laza, nedves üledékekkel keveredhetett (peperit). A befogadó mellékkőzet fizikai tulajdonságai, ill. a terület paleohidrogeológiai viszonyai elsősorban a blokkos peperit szerkezetek kialakulásának kedveztek. Az intenzív magma/nedves üledék kölcsönhatáshoz elszórtan, egyenetlenül jelentkező hólyagüregesedés, salakosodás, agyagásványosodás, limonitosodás, elemvándorlás valamint hidrotermális ásványképződés is társult.
- (vi) A modális szövetelemzési eredmények kiértékelésének meggyorsításához informatikus szakemberekkel és tanszéki kollegákkal közösen platformfüggetlen, szabad felhasználású szoftvert fejlesztettünk ki (MACALC). A program segítsé-

- gével a szemeloszlás, az összetétel, valamint az alapvető statisztikai paraméterek mellett számítható a kívánt pontosság eléréséhez szükséges mérési hossz.
- (vii) Az ÉK-i Bükk előtér andezítjeinek szövetét a befogadó környezet jelentős mértékben befolyásolta, ami egyrészt annak köszönhető, hogy a magmafelyomulások kisméretűek voltak, másrészt pedig a felszínhez igen közel rekedtek meg. Ennek megfelelően – különösen a breccsásodott andezitek esetében széles sávot lefedő szemeloszlás görbék voltak megrajzolhatók. A többnyire szerkezeti vonalakhöz igazodó, meredek dőlésű, lemezes elválású andezittelérek szöveti képe felszíni lávafolyások görbéihez hasonlítható, ami gyors felnyomulást és lehülést, valamint sekély mélységet jelez.
- (viii) A K/Ar radiometrikus koradataink alapján a neutrális vulkáni aktivitás 13.73 és 9.5 millió év közé esik, ami késő-bádeniben kezdődő és a pannon elejéig húzódó vulkanizmust jelent. A paroxizmus a szarmata – kora-pannon idejére tehető. A radiometrikus koradatokat lényegében a korábbi paleontológiai (flóra és mollusca) megfigyelések is igazolják. Az, hogy az andezites összlet bázisához közeli szinten valamint a fedőjében csupán szarmata alakok voltak kimutathatók, nem mond ellent a vulkáni aktivitás időbeli kiterjesztésének, ugyanis a terület felső-miocén formációinak korolása éppen az őslénytani leletek hiánya miatt ütközik nehézségekbe.
- (ix) Az egykori működési centrumok rekonstruálása az erodáltság és fedettség miatt többnyire nehézségbe ütközik. Vulkáni kürtök lehetettek azok a több 10 m átmérőjű közel hengeres andezitbreccsa-tornyok, amelyek az Eperjes-bérc oldalában találhatóak. Hasonló képződmények a vizsgálati terület határain túl is megfigyelhetők (pl. Sajóveleztől D-re vagy a Lázberci-víztározótól É-ra). A piroklasztit rétegek közettörmelékeinek szemcsedurvulása és az áttörő helyzetű intrúziók mennyisége alapján központok lehetnek a Szoros-völgy és Egyház-völgy közelében, ill. ettől D-re a Galambos-bércen, a vadnai Vár-hegyen, a Varbó környéki Péterné-tetőn, továbbá Sajóbabony valamint az Avas-Észak közelében.
- (x) A Dubicsányi Andezit Formáció anyaga a kitörések szüneteiben, majd a terület fokozatos emelkedésével a pannontól kezdve napjainkig többször denudálódott, így eredeti vulkáni formák, szerkezetek nem rekonstruálhatók. A közel egy időben működő centrumok törmelékes anyaga egymással összefogazódva, vagy egymást átfedve rakódott le, így nagyobb léptékű horizontális fácies korrelációt nem sikerült kimutatni. A képet tovább bonyolítja, hogy a vulkáni működés szüneteiben az andezites összlet erodálódott. A rövid távú áthalmozódást jelző vulkanoszediment rétegek az andezites formáció közé települnek, vagy azzal összefogazódnak.
- (xi) Ottnangi-kárpáti valamint bádeni korú korrelatív üledékek ásványos- és közetösszetétele azt mutatja, hogy a Bükk É-i előterének kora- és középső-miocén fejlődéstörténetét helyi, vagy igen közeli központokhoz kapcsolódó andezites vulkanizmus kísérte végig. Bádeni durvatörmelékes szintek kavicsanyaga, homokok mikromineralógiai spektruma, valamint K/Ar radiometrikus koradat támasztja alá egy differenciáltabb összetételű (gránáttartalmú piroxénes

amfiboldácit) dácitos vulkáni aktivitás megjelenését a területen, a középső-miocén végén késő miocén-elején, ami mélyre lehatoló, aktív szerkezeti vonalakhoz köthető. A Dubicsányi Andezit Formációnál idősebb neogén andezites és dácitos vulkáni képződmények a miocén üledékképződést megszakító lepusztulási ciklusok során teljesen megsemmisültek. Maradványaik áthalmozott blokkokként jelzik ilyen *latens* „formációk” egykori meglétének valószínűségét.

- (xii) A Bükk ÉK-i előterében a Kárpátok vulkáni hegységeihez viszonyítva kis mennyiségű anyag jutott a felszínre a miocén andezites vulkanizmus során. Ennek ellenére az andezites vulkanitok elterjedésének, kifejlődési jellege, rétegtani helyzete, valamint a Bükk-vidék neogén fejlődéstörténetében betöltött szerepe indokolja, hogy a Tardonai- és a Putnoki-dombság a összefoglaló-áttekintő jellemzésekben, mint önálló vulkáni terület, jelenhessen meg.

* * *

13. SUMMARY

The Dubicsány Andesite Formation studied in this dissertation is well exposed in several outcrops of the studied area. Beside the general features of the formation, the selected and demonstrated localities show peculiarities; hence all of the volcanological-petrographical features of the andesitic formation are included. Andesite pyroclast layers connected to explosive volcanism and syn-genetic shallow-subvolcanic andesite dykes, intrusions and vent fillings can be distinguished. Andesitic outcrops in the Fehér Valley, Szoros Valley, Özvény Valley, the Eperjes Craig (all of them are north of Tardona village), in the Kővágó (near Dédestapolcsány village) and in the environment of the cellar-row of Szirmabesenyő village was mapped in details; moreover, cores of andesite pyroclasts from the borehole SZPKF RK-5 in the Kő Valley south of Sajóbáony village was also studied.

Volcanological-petrographical results of the present study can be summarized as it follows.

- (i) The Dubicsány Andesite Formation is one of the dominant surface forming formations in the Miocene sequence of the NE foreland of the Bükk Mountains. Horizontally, it extends as far as Felsőnyárád village, and it can be also observed in the Borsod and Putnok Hills. On the basis of the data coming from coal exploring boreholes and geological mapping on the scale 1:25 000, volume and average thickness of the localities between the Sajó River and the Bükk Mountains can be calculated as 2.6 km³ and 38 m, respectively. The Dubicsány Andesite Formation was formed by several phases, and, during the pauses, volcano-sediment layers interbedded as a result of rapid and short distance redeposition. According to our estimation, volcano-sediments and intermediate as well as acidic volcanic rocks represent approximately 35 and 15% of the total basin filling molasses column, respectively.
- (ii) The Dubicsány Andesite Formation is dominantly built up by andesite pyroclasts; subsequently it also contains syn-volcanic andesite intrusions, dykes, sills, and vent fillings. According to the detailed geological-volcanological mapping, ratio of the vents and intrusions is 3-10% (average: 5%) on the surface. Their extension is generally less than 30 m, however, their number can be estimated to be some hundreds. Therefore, they cannot be mapped on the 1:10 000 or 1:25 000 maps, which are used in the geological mapping practice. Moreover, to gain exact knowledge on territorial distribution of the intrusions cautious field-work, geological mapping on a quite large scale (1:1 000), and detailed geological profiling is required. Applying multi-scale mapping in the field work was required to the better understanding.
- (iii) The dominant part of the andesite pyroclast bed is lapilli tuff, and it subsequently consists of tuff-breccia and tuff. It is massive, generally unsorted, coarse-grained, unstratified or poorly stratified, and quite rich in accessorial lithics. Its

texture, structure and fossil content suggest that it basically deposited under subaerial conditions, and its position is original. On the basis of the unsorted and unstratified character as well as lack of the high matrix content, it can be regarded as sediment coming from gravitational debris flows of high grain concentration. The lack of the segregation channels and the relative low ratio of the blown up vesicular particles suggest that the sediment had very low gas content during the deposition. The non-carbonized plant fossils indicate a relatively low temperature, however, chalcedony geode shows that hydrothermal temperature condition might occur in some places.

- (iv) According to the detailed studies on macro- and microscopic texture, it can be stated that the lapilli tuff – tuff-breccia layer of the Dubicsány Andesite Formation are products of phreatomagmatic explosions. The slightly vesicular glass grains occurring in the material of the pyroclast layers suggest subsurface magma/water interaction. Significant quantity of water coming from the unconsolidated, water-yielding, pebbly-sandy shallow basement of high filtration coefficient might get to the ascending melt, and this process resulted in phreatomagmatic explosion. The topset beds, by their own mass and by means of the interbedded swelling clay layers, might detain the explosion of the magma intruding into unconsolidated water-saturated sediments for a while. The exploded rock-debris mixed with the fragmented magma material formed a shallow explosion cloud of high grain concentration, which collapsed soon, and unconsolidated “slurry” sediment deposited.
- (v) More or less during the deposition of the pyroclastic material, andesite intrusions, dykes, sills penetrated the bed. This time, the volcanic tephra was wet but unsaturated; however, void water content of the host might have inhomogeneities. As a result of the magma/wet sediment interaction, contact lithofacies zones were formed at the margin of the intrusions; ideally, these zones show spherical pattern. Development of the contact lithofacies series is determined by the size, the temperature, the volatile content of the magma, and by the physical properties of the host (e.g. porosity, amount of pore-water, grain-size etc.). According to the fieldwork data, central (coherent) facies of the intrusion is mainly represented by laminar or coarse-blocked andesite. The autoclastic in situ andesite breccias of varying grain-size distribution were formed by fragmentation of this andesite, which was due to mechanical stress and quenching. In the immediate contact of the magma and the host rock, the magma might mix with unconsolidated wet sediment (peperite). Physical properties of the host rock and paleohydrogeological conditions of the area made the formation of blocky peperite structures possible in the first place. Sporadically, vesiculation, limonitization, clay mineralization, hydrothermal activity, element migration, and formation of scoria were associated to the intensive magma/wet sediment interaction.
- (vi) To evaluate the results of the modal analysis a platform-free, high performance web service software was developed in cooperation with IT specialists and col-

leagues (MACALC). As a final results the program calculate the actual required length of the measuring lines on the basis of the fixed acceptable accuracy, and gives the grain-size distribution, the composition and some statistical parameters, too.

- (vii) Due to the relatively small size and shallow emplacement of the magma intrusions, the host environment significantly influenced the texture of the andesites in the NE foreland of the Bükk Mountains. Accordingly, grain-size distribution curves of the andesites, particularly, in the case of the brecciated andesite, cover wide range. Textural pattern of the laminar, steeply dipped andesite dykes controlled by the structural lines is generally similar to the grain-size distribution curves of subaerial lava flows indicating its rapid ascending and cooling as well as shallow emplacement.
- (viii) According to K/Ar radiometric dating, the intermediate volcanic activity happened from 13.73 to 9.5 My BP, i.e. the volcanism began in the Late Badenian and came to its end in the beginning of the Pannonian. Its paroxysm was in the Sarmatian – Early Pannonian. The K/Ar radiometric data are in accordance with the earlier paleontological (plant fossils and Molluscs) evidences. The fact that only Sarmatian fossils have been found in the topset and near the base beds of the andesite does not preclude the possibility of temporal extension of the volcanic activity, since dating of the Upper Sarmatian formations in the area is difficult just because of lack of paleontological records.
- (ix) Reconstruction of the original volcanic centers is quite difficult because of erosion and coverage. The cylindrical andesite breccia towers of several 10 meters diameter located in the side of the Eperjes Craig can be regarded as volcanic vents. This kind of forms can be observed out of the study area (e.g., south of Sajóvelezd village or north of the Lázberc reservoir). On the basis of the coarser grain-size and quantity of the penetrating intrusions, there are centers near the Szoros and Egyház Valleys, and, south of these valleys, on the Galambos Craig, the Vár Hill of Vadna village, and the Péter Plateau of Varbó village as well as near Sajóbáony village and Avas-North.
- (x) The original volcanic forms and structures cannot be reconstructed because the material of the Dubicsány Andesite Formation have been denudated several times, first during the pauses of the volcanic activity, and then parallel with the gradual uplifting of the area. Clastic material coming from the centers of approximately simultaneous activity intercalated and overlapped during the deposition, since large scale horizontal facies correlation cannot be observed. Erosion of the andesite formation during the pauses of the volcanic activity further complicates this pattern. The volcano-sediment layers indicating short distance re-accumulation deposit into the andesitic formation, or intercalate with it.
- (xi) Mineralogical and lithological composition of the Ottnangian-Karpatian correlative sediments suggest that geological history of the NE foreland of the Bükk Mountain in the Early and Middle Miocene was associated with andesitic volcanism connected to local or quite near centers. Pebbles of the Badenian coarse-

grained layers, micromineralogical spectra of sands as well as K/Ar radiometric data indicate that, in the end of the Middle Miocene and beginning of the Late Miocene, there was a more differentiated dacitic volcanic activity (garnet bearing pyroxene amphibole dacite) connected to deep active tectonic lines in the area. Neogene andesitic and dacitic volcanic formations older than the Dubicsány Andesite Formation were totally destroyed during the erosion cycles interrupting the Miocece sediment deposition.

- (xii) The amount of Miocene andesitic volcanic rocks in the foreland of the Bükk Mts is not so much compare with the volcanic mountains of the Carpathians. Even so, their distribution, characteristic, lithostratigraphical status and the role in the Neogene geological history of the Bükk suggests the distinction of the Tardona and Putnok Hills as a separate volcanic field in the regional geological reviews and summaries.

* * *

IRODALOMJEGYZÉK

- ALFÖLDI L., BALOGH K., RADÓCZ Gy. & RÓNAI A. 1975. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához M-34-XXXIII. Miskolc. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 277 p.
- ALMÁSI, B., CSÁMER, A. FARKAS, J. & RÓZSA, P. 2006a. MACALC: a program for supporting modal analysis of rocks. *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract series* 5., 3 p.
- ALMÁSI B., CSÁMER Á. FARKAS J. & RÓZSA P. 2006b. Web-alapú modális elemzési értékelő program (MACALC). *Földtani Közöny* 136 (4), pp. 591-598.
- ÁRVA-SÓS, E., BALOGH, K., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. & RAVASZ-BARANYAI L. 1983. Chronology of Miocene pyroclastics and lavas of Hungary. *Annualire de l'Institute de Geologie et de Geophysique* 61, pp. 353-358.
- AUER, A. MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2007. The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) "soft substrate" and "hard substrate" maar volcanoes in an aligned volcanic complex - Implication for vent geometry, subsurface stratigraphy and palaeoenvironmental setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, pp. 225-245.
- BALÁZS Z. & JUHÁSZ A. 1971. Korrelációs vizsgálatok a kelet-borsodi szénmedencében a vetők elvetési magassága és más jellemzői között. *Bányászati és Kohászati lapok Bányászat*, 104 (3), pp. 181-184.
- BALOGH K. 1963. A Bükkhegység és környékének földtani térképe 1:100 000. In: BALOGH K. 1964. A Bükkhegység földtani képződményei. Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 48 (2), Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 719 p.
- BALOGH K. ED. 1991-92. Szedimentológia I-II-III. Akadémiai Kiadó, Budapest, 547 p., 356 p., 400 p.
- BALOGH KAD. 1975. Radiometrikus földtani kormeghatározási módszerek. *Fizikai Szemle* 11, pp. 1-5.
- BALOGH KAD. 1984. A K/Ar földtani kormeghatározási módszer hazai bevezetése és alkalmazásának eredményei. Kézirat, Kandidátusi értekezés, Magyar Tudományos Akadémia Könyvtára, 104 p.
- BERNARD, M. ED. 1982. Thermal Analysis I-II. International Conference on Thermal Analysis, 792 p.
- BOCZÁN B., FRANYÓ F., FRITS J., LÁNG S., MOLDVAY L., PANTÓ G., RÓNAI A. & STEFANOVITS P. 1966. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 199 p.
- BOGNÁR L. & PÓKA T. 1964. Nagybátonyi andezittelér slir- és homokkő érintkezései. *Földtani Közöny* 94, pp. 82-88.
- BOHNNÉ HAVAS, M. 1985. A Kelet-Borsodi-medence ottngai képződményeinek Mollusca vizsgálata. *Geologica Hungarica Series Paleontologica* 48, pp. 99-177.
- BOHNNÉ HAVAS, M. & NAGYMAROSY, A. 1985. Fossil Nannoplankton and Molluscs from the Ottngian of the Borsod Basin (N. Hung.). Abstract, RCMNS Symposium 1985, Budapest, pp. 112-115.
- BOHNNÉ HAVAS M., HAJÓS M., HÁMORNÉ VIDÓ M., NAGY L.-NÉ, PARTÉNYI Z., RADÓCZ GY., RAVASZ CS.-NÉ, SZEGŐ É., VARGÁNÉ BARNA ZS., VICZIÁN I. & VIGH A.-NÉ 1992. Partszegélyi üledékfelhalmozódások öskörnyezeti viszonyai (Borsodi Kőszénláp). Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat, Adattár, Budapest, 129 p.

- BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I., KOZÁK M., LESS GY., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PEREGI ZS., PRAKFULVI P., PÜSPÖKI Z., RADÓCZ GY., TÓTHNÉ MAKK Á., FÖLDESSY J. & ZELENKA T. 1999. Az Északi-Középhegységi terület fedetlen földtani térképe (negyedidőszaki képződményektől mentes földtani térkép) 1: 100 000. Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BUSBY-SPERA, C.J. & WHITE, J.D.L. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host sediment properties. *Bulletin of Volcanology* 49, pp. 765-776.
- CAS, R.A.F & WRIGHT, J.V. 1988. *Volcanic Successions: modern and ancient*. Univ Hyman, London, 528 p.
- COLE, J.W., GAMBLE, J.A., BURT, R.M., CARROLL, L.D. & SHELLEY, D. 2001. Mixing and mingling in the evolution of andesite-dacite magmas; evidence from co-magmatic plutonic enclaves, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Lithos* 59, pp. 25-46.
- CZUPPON Gy. 2003. A kanászvári (Recsk, É-Mátra) andezitek és endogén zárványainak közettani és geokémiai vizsgálata: következtetések a magmakamra folyamatokra. Kézirat, OTDK dolgozat, ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék, 62 p.
- CSATHÓ B., CSÁMER Á., PETŐ A. & SZALAI K. 1997. Földtani vizsgálatok az upponyi paleozoikum és a Tardonai-dombság miocénjének érintkezési zónájában. Kézirat, OTDK dolgozat, KLTE Ásvány-és Földtani Tanszék, Adattár, 121 p.
- CSATHÓ B., PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., SZALAI K., & PETŐ A. 1998. Szarmata-pannon rétegsor az upponyi Szilas-tetőn. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 34, pp. 305-326.
- CSÁMER Á. 1999. Környezetföldtani vizsgálatok Tardona térségében. Kézirat, diplomadolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 100 p.
- CSÁMER Á. 2000. Exhumálódó vulkáni testek a Tardonai-dombságban. „Nem védett területek természeti értékeinek feltárása” című pályázat 1999. évi díjnyertes műveinek ismertetése, Környezetvédelmi Minisztérium Természetvédelmi Hivatalának kiadványa, pp. 133-135.
- CSÁMER Á. 2002. Dédestapolcsány (87-221) 10 000-es lap földtani észlelési jegyzőkönyve. Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, Adattár, 41 p.
- CSÁMER, Á. 2003. Shallow subvolcanic andesitic magmatism in the East Borsod Basin: an example of magma/wet sediment interaction. *Acta Mineralogica-Petrologica*, Abstract Series 1, 2nd „Mineral Science in the Carpathians” Conference, Miskolc, March 6-7, 2003, Hungary, p. 22.
- CSÁMER Á. 2006. Jelentés a Bükk-hg. ÉK-i előterében végzett 1:10 000 léptékű reambuláló földtani térképezésről: Dubicsányi Andezit Formáció. Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattár, 180 p.
- CSÁMER, Á. 2007a. Interaction between Late Miocene andesitic dyke swarm and wet sediment in the Szoros Valley, East Borsod Basin, North-East Hungary. Submitted, *Acta Geologica Hungarica*.
- CSÁMER Á. 2007b. Özvény-völgy – Eperjes-bérc szarmata feltárássorozatának vulkanológiai és öskörnyezeti rekonstrukciója (Tardonai-dombság, ÉK-Magyarország). Közlésre elfogadva, *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina Geológia, Geomorfológia, Természetföldrajz Sorozat*.
- CSÁMER Á. & KOZÁK M. 2007a. Magma/nedves üledék kölcsönhatás fáciesjelenségei késő-miocén andezitintrúziók kontaktusán Tardona ÉK-i előterében. Lektorálás alatt, Földtani közlöny.

- CSÁMER Á & KOZÁK M. 2007b. Freatomagmás kitörés nyomai szarmata andezit piroklasztit rétegekben a szirmabesenyői pincesoron (Tardonai-dombság, ÉK-Magyarország). Közlésre elfogadva, *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina Geológia, Geomorfológia, Természetföldrajz Sorozat*.
- CSÁMER, Á., ELEKES, Z., RÓZSA, P., UZONYI, I. & KISS, Á.Z. 2006. Two-pyroxene geothermometer by using micro-PIXE analytical data. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 268 (3), pp. 511-516.
- CSÁMER Á., NÉMETH G. & BAJZÁT T. 1999. Miocén vulkanizmus és öskörnyezeti rekonstrukciója Tardona térségében. Kézirat, OTDK dolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tsz., 110 p.
- CSÁMER I. 2000. A Diósgyőr-hámori vaskohászat története. Mozaik Kiadó, Szeged, 30 p.
- CSIFFÁRY G. 1987. Egerből kezdeményezett szénkutatók a Bükk-vidéken a 18. és 19. században. *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* 120 (3), pp. 197-203.
- DELVIGNE, J.E. 1998. Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. Canadian Mineralogist Special Publication 3, Mineralogical Association of Canada (in collaboration with ORSTOM, Paris), Ottawa, Ontario, 495 p.
- ELLIOT, D.H. & HANSON, R.E. 2001. Origin of widespread exceptionally thick basaltic phreatomagmatic tuff breccia in the Middle Jurassic Prebble and Mawson Formation, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111, pp. 183-201.
- ERHARDT Gy. 1964. A fűzérkajatai alapfűrés földtani eredményei. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1962. évről*, pp. 391-425.
- FISHER, R.V. & SCHMINKE, H-U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- FOLK, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology* 12, pp. 343-359.
- FRANCIS, P. & OPPENHEIMER, C. 2004. Volcanoes. Second edition, Oxford University Press, New York, 521 p.
- FÜLÖP J. 1994. Magyarország geológiája Paleozoikum II. Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- GODA L. 1979. Földtani napló a Tardona 66 számú fűrésről. Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, ny.sz. 2715/4, 51 p.
- GODA L. 1980. Földtani napló a Tardona 80 számú fűrésről. Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, ny.sz. 2374/1, 26 p.
- GYALOG L. (ED.) 1996. A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest, 171 p.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., SZENTPÉTERY I., LESS GY., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELENYI L. PEREGI ZS., RADÓCZ GY., TÓTHNÉ MAKK Á., PRAKFAI P., KOZÁK M. & PÜSPÖKI Z. 1999. Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése” című szerződés teljesítéséről az Északi-középhegység területén. Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai adattár, Magyar Állami Földtani Intézet.
- GYALOG L. (ED.) 2005. Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez (az egységek rövid leírása) 1:100 000. Magyar Állami Földtani Intézet, 188 p.
- GYALOG L. & BUDAI T. (EDS.) 2004. Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2002*, pp. 195-232.
- GYARMATI P. 1964. A Tokaji-hegység északi részének dácit- és andezitfajtái. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1962. évről*, pp. 367-390.

- GYARMATI P. 1977. A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 58, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 195 p.
- HAAS, J. (ED.) 2001. Geology of Hungary. Eötvös University Press, Budapest, 317 p.
- HALAVÁTS Gy. 1894. Miskolc városa földtani viszonyai. Földtani Közlöny 24, pp. 18-23.
- HANSON, R.E. & HARGROVE, U.S. 1999. Processes of magma/wet sediment interaction in a large-scale Jurassic andesitic peperite complex, northern Sierra Nevada, California. Bulletin of Volcanology 60, pp. 610-626.
- HANSON R.E. & WILSON T.J. 1993. Large scale rhyolitic peperites (Jurassic, southern Chile). Journal of Volcanology and Geothermal Research 54, pp. 247-264.
- HARANGI, SZ. 2001. Neogene to Quarternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region – a review. Acta Geologica Hungarica 44 (2-3), pp. 223-258.
- HARANGI, SZ., DOWNES, H., KÓSA, L., SZABÓ, CS., THIRLWALL, M.F., MASON, P.R.D. & MATTEY, D. 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): Geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. Journal of Petrology 42 (10), pp. 1813-1843.
- HAWKESWORTH, C., TURNER, S. GALLAGHER, K., HUNTER, A., BRADSHAW, T. & ROGERS, N. 1993. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. Journal of Geophysical Research 100, pp. 10271-10286.
- HÁMOR, G. 1985. Geology of Nógrád-Cserhát area. Geologica Hungarica Series Geologica 22, 307 p.
- HÁMOR G. 2001. A Kárpát-medence miocén ősföldrajza: Magyarázó a Kárpát-medence miocén ősföldrajzi és fácies térképéhez. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 66 p.
- HEIKEN, G. H. 1972. Morphology and petrography of volcanic ashes. Geological Society of America Bulletin 83, pp. 1961-1988.
- HEVESI A. 2003. A Kárpát-medence és a Kárpátok természetföldrajzi tájtagolásáról. Földrajzi Értesítő 52 (3-4), pp. 253-267.
- HOUGHTON, B., WILSON, C. & SMITH, I. 1999. Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research 91, pp. 97-120.
- INTERGRAPH 1995. Working with GeoMedia Professional. Felhasználói kézikönyv, 504 p.
- JÁRAI A., KOZÁK M. & RÓZSA P. 1993. A mikroszkópi modális analízis optimális módszerének kiválasztása. Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina 30-31, pp. 113-132.
- JÁRAI, A., KOZÁK, M. & RÓZSA, P. 1997. Comparison of the Methods of Rock-Microscopic Grain-Size Determination and Quantitative Analysis. Mathematical Geology 29 (8), pp. 977-991.
- JENEINÉ JAMBRIK R. 1985. A Sajómercse II. barnaköszénterület vízvédelmi kérdései. Bányászati és Kohászati Lapok. Bányászat 118 (9), pp. 611-619.
- JUHÁSZ A. 1961. A borsodi szénmedence keleti részének földtani ismertetése. Bányászati Lapok 94 (9), pp. 619-634.
- JUHÁSZ A. 1965. A Kelet-borsodi helvét barnaköszéntelepek szénközettani vizsgálata. Földtani Közlöny 95 (1), pp. 71-78.
- JUHÁSZ A. 1966. Szerkezeti megfigyelések a keletborsodi barnaköszén-medence rétegsorában. Földtani Kutatás 9 (3), pp. 13-17.
- JUHÁSZ A. 1970. A Borsodi-medence keleti részén a helvét barnaköszéntelepek szénközettani, településtani vizsgálata. Földtani Közlöny 100, pp. 293-306.

- JUHÁSZ A. 1975. A medencealjzat domborzatának szerepe a széntelepek kifejlődésében a borsodi-szénmedence északi részén. *Bányászati és Kohászati Lapok Bányászat* 100, pp. 698-704.
- JUHÁSZ A. 1988. A Nyugat-borsodi medence kőszéntelepei képződésének körülményei a lápövekben. *Földtani Közlöny* 118, pp. 125-145.
- KARÁTSON D. 1999. *Vulkanológia I.* Eötvös Kiadó, Budapest, 257 p.
- KARÁTSON D & TIMÁR G. 2004. Az Eperjes-Tokaji- és Kelemen-Görgényi-Hargita vulkáni vonulat összehasonlító térfogatszámítása SRTM-adatok alapján: vulkanológiai és felszínfejlődési következtetések. In: BARTON G. & DORMÁNY G. (EDS.) 2004. II. Magyar Földrajzi Konferencia, Szeged, 2004. szeptember 2-4., Abstract CD.
- KIRÁLY E. 1989. A Bükk hegység ÉNy-i előterének geoelektromos kutatása. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987. Évi Jelentése, pp. 42.
- KISS E. 2002. Alsó bádeni sekélytengeri-tengerparti összlet litofáciestani és paleoökológiai vizsgálata Borsodban. Kézirat, szakdolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 25 p.
- KISZELY GY. 1965. A diósgyőri szénbányászat kezdete. Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 6 p.
- KOCH S. & SZTRÓKAY K. I. 1967. Ásványtan I-II. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 936 p.
- KOCSIS J. 1900. Adatok a Bükk-hegység ó-harmadkori rétegeinek geológiai és paleontológiai viszonyaihoz. *Földtani Közlöny* 30, pp. 141-146.
- KOKELAAR B.P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology* 48, p 275-289.
- KONEČNÝ, V. 1967. Genetic types of hyaloclastite rock sin the Javorie Mts. *Geologické Práce* 42, pp. 93-102.
- KORECZNÉ LAKY I. 1985. A Kelet-Borsodi medence ottnangi képződményeinek foraminifera vizsgálata. *Geologica Hungarica Series Paleontologica.* 48, pp. 180-237.
- KORECZNÉ LAKY I. 1987. Foraminifera vizsgálatok Magyarország miocén képződményeiből. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1985, 467-477.
- KOROKNAI B. 2004. Tektonometamorf fejlődés az Upponyi- és Szendrői-paleozoikumban. Kézirat, Doktori értekezés, MTA Geológiai kutatócsoport – ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 239 p.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., & NÉMETH, T. 2001. Chloritoid schist from the Uppony Mts. (NE Hungary): structural and mineralogical-petrological data on a new occurrence. *Acta Geologica Hungarica* 44 (1), pp. 47-65.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., NÉMETH, T., & PELIKÁN, P. 2000. Chloritoid schists from the Uppony and Szendrő Paleozoic (NE Hungary): implications for Alpine structural and metamorphic evolution. *Slovak Geological Magazine* 6 (2-3), pp. 269-272.
- KOVÁCS É. 1957. Összehasonlító flóra- és vegetációtanulmányok Bánhorvátai és környékének szarmata növénymaradványai alapján. *Földtani Közlöny* 87, pp. 425
- KOZÁK M. 1979. Lehordási modellterület felépítésének és kőzetanyag-transzportjának földtani vizsgálata. Kézirat, Doktori értekezés, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, Adattár, 179 p.
- KOZÁK M., BARTA I. & SZÖÖR GY. 1985. A kővágóörsi halloysit ásványtani és geokémiai vizsgálata, genetikája. *Földtani Közlöny* 115, pp. 281-292.
- KOZÁK M., CSÁMER Á., GÖNCZY S. & KOVÁCS-PÁLFFY P. 2001. Intruzív hialoklasztitok képződése neogén molassz környezetekben. *Bányászat-Kohászat-Földtan Konferencia, Csíksomlyó 2001. április 5-8, p. 70.*
- KOZÁK, M., PÜSPÖKI, Z., CSÁMER, Á., CSATHÓ, B., PÉCSKAY, Z. & BARTA, I. 1998. *Volcanology and geochronology of East Borsodian Basin. Carpathian-Balkan Geological Association 16th Congress aug. 30 – sept. 2 1998, Wien, p. 301.*

- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., CSATHÓ B., KOVÁCS-PÁLFFY P., PETŐ A. & CSÁMER Á. 1998. Mio-cén medenceüledékek települése az upponyi paleozóos felszínre Lázberc környékén. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 34, 1996/1997, pp. 253-280.
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., GYURICZA GY., LÁSZLÓ A. & CSATHÓ B. 1998. Torlatok és durva-törmelékek környezetrekonstrukciós szerepe a Tardonai-dombság DK-i részének pannon rétegsorában (Sajóbábony). *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 34, 1996/1997, pp. 235-252.
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. & MCINTOSH, R. W. 2001. Structural development outline of the Bükk Mountains reflecting recent geological studies. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 35, pp. 105–146.
- KOZÁK M., SZŐÖR GY, CSÁMER, A. GYULA G., KISS A. CS., MCINTOSH R., NÉMETH G. PÜSPÖKI Z., SIMULÁK J. & VINCZE L. 2002. Bentonit Projekt „Borsodi bentonittelep kutatása, komplex anyagvizsgálata, importkiváltó bentonittermékek fejlesztése, a környezetvédelmi, ipari, mezőgazdasági felhasználás lehetőségei” című pályázatának első féléves kutatási részjelentése. Kézirat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék Adattára, Terra-Mina Bt., 55 p.
- KOZÁKNÉ TORMA J. & KOZÁK M. 1981. Vulkanitok görgetettségi vizsgálata hordalékban. *Földtani Közlöny* 111, pp. 298-306.
- KOVÁCS É. 1957. Összehasonlító flóra- és vegetációtanulmányok Bánhorvati és környékének szarmata növénymaradványai alapján. *Földtani Közlöny* 87 (4), pp. 425-446.
- KUBOVICS I. 1993. Kőzetmikroszkópia I-II. Budapest, 361 p., 596 p.
- KULCSÁR L. & GUZYNÉ SOMOGYI A. 1962. A celldömölki Sághegy vulkánja. *Acta Geographica Debrecina* 8 (1), pp. 33-83.
- KULCSÁR L. & BARTA I. 1971. Kőzettani vizsgálatok az erdőbényei Mulató-hegy – Barnamáj lakkoliján. *Acta Geographica Debrecina* 15-16, pp. 39-72.
- LIMP, W.F. & HARMON, D. 1999. *Inside GeoMedia*. Onword Press, 591 p.
- LIPTAY, G. (ED.) 1972-1976. *Atlas of thermoanalytical curves I-V*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- LÓRÁNT M. 1988. Az 50 éves Miskolci Bányáüzem (Lyukóbánya). *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* 121 (10), pp. 664-668.
- LORENZ, V. 1985. Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. *Transaction of the Geological Society of South Africa* 88, pp. 459-470.
- LORENZ, V. 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology* 48, pp. 265-274.
- LORENZ, V., ZIMANOWSKI, B. & BUETTNER, R. 2002. On the formation of deep seated subterranean peperite-like magma-sediment mixture. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, pp. 107-118.
- MACKENZIE, R.C. 1972. *Differential Thermal Analysis*. Academic Press London and New York p. 607.
- MAROSI S. & SOMOGYI S. (EDS.) 1990. *Magyarország kistájainak katasztere I-II*. Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet Budapest, p. 1023.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2000. Peperite structures from the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (Pannonian Basin, Hungary): Examples from Hajagos-hegy. *Terra Nostra* 6, International Maar Conference, Daun, Germany, 20-23 August 2000, pp. 318-329.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2007. Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocen

- volcanic fields of Western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, pp. 164-178.
- MATYASOVSKY J. 1882. A sajomelléki széntelegek kiváló tekintettel a báró Radvánszky-féle uradalom területén feltárt széntelegekre. *Földtani Közöny* 12 (5-6), pp. 85-91.
- MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998. Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbric volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 467-476.
- MCINTOSH R.W. & KOZÁK M. 2007. Morfotektonikai rekonstrukció a Bükk hegységben. EMT IX. Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia kiadványa Buziásfürdő, pp. 241-246.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania Hobart, Australia, 198 p.
- MCPHIE, J. & ORTH, K. 1999. Peperite, pumice and perlite in submarine volcanic successions: implications for VHMS mineralisation. *Proceeding of Pacrim '99, Bali, Indonesia*, pp. 643-648.
- MILLOT, G. 1970. *Geology of clays*. Springer, New York etc, Masson et Cie, Paris, Chapman and Hall, London, 429 p.
- MOLNÁR B. 1971. A mikromineralógiai kutatások alkalmazása a földtani kutatásban – Az üledékes petrológia újabb eredményei. Magyarhoni Földtani Társulat alkalmi kiadványa, Budapest, pp. 123-175.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R. C. 1989. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford, New York, 332 p.
- NEMECZ E. 1973. *Agyagásványok*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 507 p.
- NÉMETH K. 1999. Vízalatti vulkanizmus jelenségei, üledékképződési folyamatai és kapcsolatai a szárazföldi vulkáni folyamatokkal. *Földtani Közöny* 129 (3), pp. 419-443.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999. Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony-Balaton Highland. *Acta Vulcanologica* 11 (2), pp. 271-282.
- NÉMETH K & MARTIN U. 2003. Piroklasztik és áthalmazott vulkanoklasztik üledékek lepusztult nyugat-magyarországi tufagyűrűkből. *Földtani Kutatás* 40 (1-2), pp. 55-62.
- NÉMETH K. & MARTIN U. 2007. Shallow sill and dyke complex in western Hungary as a possible feeding system of phreatomagmatic volcanoes in „soft rock” environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, pp. 138-152.
- NÉMETH K., MARTIN U. & CSILLAG G. 2003. Lepusztult freatomagmás vulkáni kráter és kürtökitöltés-roncsok (diatrémák) a Bakony-Balaton-felvidéki vulkáni területen. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2000-2001*, pp. 83-99.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. & PHILIPPE, M. 1999. Eroded porous-media aquifer controlled hydrovolcanic centre in the South Lake Balaton Region, Hungary: The Bolgár Volcano. *Acta Geologica Hungarica* 42 (3), pp. 251-266.
- PAPP K. 1907. Die geologischen verhältnisse der Umgebung von Mickolcz. *Mitteilungen aus dem Jahrbuche der königlich ungarischen geologischen Reichsanstalt* 16, Budapest, pp. 93-141.
- PAPP K. 1916. *A magyar birodalom köszén- és vasérckészlete*. Magyar Királyi Földtani Intézet Kiadványa, Budapest, 964 p.
- PECCERILLO, P. & TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58, pp. 63-81.

- PENTELENYI L. 2002. A Bükkalja I. Földtani vázlat. in: BARÁZ Cs. (ED.) A Bükki Nemzeti Park, Hegyek, erdők, emberek. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 621 p.
- PESTHY L. 1959. Eljárás a fajsúly szerinti elválasztás pontosságának fokozására. Földtani Közlöny 89, pp. 286-293.
- PETTIJOHN, F.J. 1975. Sedimentary Rocks. Harper, New York, 628 p.
- PÉCSKAY, Z., SEGHEDI, I., DOWNES, H., PRYCHODKO, M. & MACKIV, B. 2000. K/Ar dating of Neogen calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine. *Geologica Carpathica*, 51 (2), pp. 83-89.
- POJÁK T. 1957. Sajóvelezd, Uppony, Nagybarca vulkáni tufák ásvány-kőzettani vizsgálata. A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei I, Miskolc, pp. 25-36.
- POJÁK T. 1963. Keletborsodi vulkáni törmelékközetek ásvány-kőzettani vizsgálata. Földtani Közlöny 93, pp. 363-371.
- PÓKA T. 1960. Hipovulkanitok a nagybáttonyi barnaköszén-piroxénandezit kontaktusból. Földtani Közlöny 90, pp. 173-183.
- PÓKA T. & SIMÓ B. 1964. Köszénhamu-elemzések a nagybáttonyi barnaköszén-piroxénandezit kontaktusból. Földtani Közlöny 94, pp. 89-95.
- PÓKA T. & SIMÓ B. 1966. A mellékközet szerepe a Nagybáttony környéki szubvulkáni képződmények kialakulásában. Földtani Közlöny 96, pp. 441-452.
- PÓKA, T., ZELENKA, T., SEGHEDI, I., PÉCSKAY, Z. & MÁRTON, E. 2004. Miocene volcanism of the Cserhát Mts (N Hungary): integrated volcano-tectonic, geochronologic and petrochemical study. *Acta Geologica Hungarica* 47 (2-3), pp. 221-246.
- PÜSPÖKI Z. 1998. Bádeni üledékek rétegtani jellemzői és határproblémái Uppony É-i előterében. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 34, pp. 281-304.
- PÜSPÖKI Z. 2003. A Tardonai-dombság miocén medencefejlődése az üledékes szekvenciák fácies- és rétegtani adatainak tükrében. Doktori értekezés, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 128 p.
- PÜSPÖKI Z., KOZÁK M. & CSÁMER Á. 2001. A Borsodi-medence miocénjének vulkanosztratigráfiai kapcsolatai a K-ÉK-magyarországi térséggel. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 35, pp. 255-262.
- PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., CSÁMER Á., MCINTOSH R. & VINCZE L. 2003. A Tardonai-dombság szarmata üledéksorának öskörnyezeti és szekvenciasztratigráfiai elemzése. Földtani Közlöny 133 (2), pp. 191-209.
- PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., CSÁMER Á. & SZALAI K. 1998. Paleo tömegmozgások okozta zavarok a földtani térképezésben. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 34, pp. 219-233.
- RADÓCZ Gy. 1965a. A Bükkhegység környéki helvét barnaköszénösszetétel átfogó prognózistérképe 1:100 000. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- RADÓCZ Gy. 1965b. A Bükkhegység környéki helvét képződmények mélyföldtani térképe (felszínének mai képe) 1:100 000. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- RADÓCZ Gy. 1965c. A Borsodi-medence II. barnaköszéntelepének prognózistérképe 1:100 000. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- RADÓCZ Gy. 1974. Zostrea – Bryozoa – Spirorbis biocönózis a borsodi miocénből. *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről*, pp. 55-63.
- RADÓCZ Gy. 1987. Újabb Rzehakiás (Oncophorás) rétegek a Ny-borsodi medence köszénösszetételéből. Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

- RADÓCZ Gy. 1993. A borsodi kőszénláprekonstrukciós vizsgálatok 1987-1993 között végzett eredményeinek összefoglaló értékelése I. Földtani viszonyok. Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- RADÓCZ Gy. 1999. Dubicsányi Andezit Formáció. Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- RADÓCZ Gy. 2000. Salgótarjáni Barnakőszén Formáció. Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- RADÓCZ Gy. & GYARMATI P. 2005. A Bogács B-9 fúrás vulkanitjai. Földtani Közlöny 135 (3), pp. 361-372.
- RADÓCZ Gy. & VÖRÖS I. 1961. Konkrécióból kiinduló sugárirányú repedések a borsodi agglomerátumos andezittufában. Földtani Közlöny 91 (2), pp. 217-222.
- REZVOJ, D.P. (РЕЗВОЙ, Д.П.) (ED.) 1974. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Мерлич, Б. В. и Спитковская, С. М. Глубинные разломы, неогеновой магматизм и оруднение Закарпатья. Издательское Объединение «Вища Школа». Издательство при Львовского Университета. Львов. с.176.
- ROSIWAL, A. 1898. Ueber geometrische Gesteinanalysen usw. Verh. der kaiserlich königlich geologischen Reichsanstalt 5-6, Wien, pp. 143-175.
- ROSS, P-S. & WHITE, J.D.L. 2005. Debris jet in continental phreatomagmatic volcanoes: A field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. Journal of Volcanology and Geothermal Research 149, pp. 62-84.
- ROTH S. 1884. Az Eperjes-Tokaji Hegyláncz északi részének trachytjai. Földtani Közlöny 14, pp. 488-578.
- RÓZSA P., CSÁMER Á. & PAPP L. 2003. Az erdőbényei Mulató-hegy – Barnamáj piroxéndácit lakkolitjának mikroszkópos szemcsenagyság-összetételi vizsgálata. Földrajz 64, pp. 155-162.
- RÓZSA, P., CSÁMER, Á., PAPP, L. & BÁLINT, M. 2002. Modal analysis and geochemistry of pyroxene andesites near Sárospatak town (Tokaj Mountains, NE Hungary). XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association sept. 1-4. 2002, Bratislava.
- RÓZSA P. & PAPP L. 1988. Tokaji-hegységi vulkáni és szubvulkáni kőzetek elkülönítése szemcsenagysági összetételük alapján. Földtani Közlöny 118, pp. 265-275.
- RÓZSA, P. & PAPP, L. 1996. A diagram for distinction between calc-alkalic volcanic and hypabyssal rocks. Theophrastus' Contributions to Advanced Studies in Geology 1, pp. 199-207.
- SCHAFARZIK F. 1904. A Magyar Királyság területén létező kőbányák részletes ismertetése. A Magyar Királyi Földtani Intézet Kiadványa, Budapest, pp. 61-75.
- SCHRÉTER Z. 1914. A Bükkhegység északnyugati része. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1913-ról, pp. 292-304.
- SCHRÉTER Z. 1915. Földtani felvétel a borsodi Bükk hegységben. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1914-ről, pp. 324-334.
- SCHRÉTER Z. 1916. A borsod-hevesi Bükkhegység keleti része. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1915-ről, pp. 348-363.
- SCHRÉTER Z. 1917. Pereces és Sajószentpéter környékének földtani viszonyai. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1916-ról, pp. 329-341.
- SCHRÉTER Z. 1919. A sajóvölgyi barnaszéntelegekről. Földtani Közlöny 48, pp. 283-284.
- SCHRÉTER Z. 1923. Földtani felvétel a Sajóvölgy neogén medencéjében. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1917-1919-ről, pp. 61-74.
- SCHRÉTER Z. 1925. Adatok a Sajómedence és a Bükk D-i oldalának geológiai viszonyaihoz. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1920-1923-ról, pp. 33-39.

- SCHRÉTER Z. 1929. A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. Magyar Királyi Földtani Intézet kiadványai, Budapest, pp. 5-390.
- SCHRÉTER Z. 1945. Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1941-1942. évekről 1, pp. 161-196.
- SCHRÉTER Z. 1952. Újabb földtani vizsgálatok a sajóvölgyi barnakőszénmedencében. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1949. évről, pp. 115-131.
- SCHMID, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendation of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9, pp. 41-43.
- SHEPARD, F.D. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology* 24, pp. 151-158.
- SHERIDAN, M.F. & WOHLLETZ, K.H. 1981. Hydrovolcanic expulsions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science* 212, pp. 1387-1389.
- SHERIDAN, M.F. & WOHLLETZ, K.H. 1983. Hydrovolcanism: basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17, pp. 1-29.
- SKILLING, I.P., WHITE, J.D.L. & MCPHIE, J. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, pp. 1-17.
- SMITH, R.L. & BAILEY, R.A. 1966. The Bandelier Tuff: a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bulletin of Volcanology* 29, pp. 83-104.
- SQUIRE, R.J. & MCPHIE, J. 2002. Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, pp. 45-61.
- STAROSTIN, A.B., BARMIN, A.A. & MELNIK, O.E. 2005. A transient model for explosive and phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 143, pp. 133-151.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth & Planetary Science Letters* 36, pp. 359-362.
- STUR, D. 1867. Flora d. Süßw., Cong. und Cerithienschichten. *Jahrbuche der kaiserlich königlich geologischen Reichsanstalt* 17, Wien, p. 109, 138, 157, 165, 178.
- SÜTŐ, L., CSÁMER, Á. & HOMOKI, E. 2006. The role of the geological and the geomorphological endowments in landuse on the catchment area of Tardona stream (NE-Hungary). *Zborník z III. medzinárodného geografického kolokvia, Zmeny v štruktúre krajiny ako reflexia súčasných spoločenských zmien v strednej a východnej Európe*, Danisovce, pp. 133-137.
- SÜTŐ L. & SZALAI K. 2001. Geomorfológiai vizsgálatok különböző közettani felépítésű Bükk előtéri mintaterületeken. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 35, pp. 287-296.
- SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., ZELENKA, T. MÁRTON, E. PÉCSKAY, Z. & PÓKA T. 1998. Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 413-435.
- SZALAY, I., DUDÁS, J., HEGEDŰS, E., SCHÖNVISZKY, L. & TABA, S. 1976. Geofizikai szerkezetkutatás a Darnó-vonal környékén. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1975. Évi Jelentése, pp. 26-30.

- SZALAY I., DIENES E., GYÖRGY L. & HEGEDŰS L. 1979. A Darnó nagyszerkezeti öv geofizikai kutatása. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1978. Évi Jelentése, pp. 27-30.
- SZALAY, I., BRAUN, L. & PETROVICS I. 1989. A Szuha-völgye és a Darnó-öv reflexiós szerkezetkutatása. A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987. Évi Jelentése, pp. 39-41.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1957. On the determination of the depth of crystallisation of igneous rock and magmatic ore deposits. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 4, pp. 341-359.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1958. On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 5, pp. 197-233.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E., PANTÓ, G., SZÉKY-FUX, V. PANTÓ, GY. KISS, J., PÓKA, T. & KUBOVICS, I. 1967. Die neovulkanite Ungarns. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 11 (1-3), pp. 161-180.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. & PESTHY, L. 1961. Ein verfahren zur exakten Auswertung der Magmatittexturen. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 7, pp. 39-45.
- SZÉKYNÉ FUX, V. 1952. Die Rolle der magmatischen Gesteine im Steinkohlenkomplex von Komló. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 1, pp. 269-294.
- SZŐÖR Gy. (ED). 1992. Fáciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság 1992, Debrecen, 263 p.
- SZTRÓKAY K. I., GRASSELLY Gy., NEMECZ E. & KISS J. 1971. Ásványtani praktikum I-II. Tankönyvkiadó, Budapest, 392 p., 484 p.
- TAKADA, A. 1994a. Development of subvolcanic structure by the interaction of liquid-filled cracks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 61, pp. 207-224.
- TAKADA, A. 1994b. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and poligenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research* 99, pp. 13563-13573.
- TERRA-MINA BT. 2005. Földtani napló az SZPKF RK-5 fúrásról. Terra-Mina Bt. adattár, p. 5.
- TOMKEIEFF, S.I. 1983. Dictionary of petrology. John Wiley & Sons p. 680.
- TÓTH M. 1882. Magyarország ásványai : Különös tekintettel termőhelyeik megállapítására. Herman Ottó Múzeum, Miskolc, 2001, 556 p.
- TÓTH, S., CSÁMER, Á. & RÓZSA, P. 2003a. A DOS program for supporting modal analysis of rocks (MOD_EL v. 2.12). *Acta Mineralogica-Petrologica, Abstract Series* 1, 2nd „Mineral Science in the Carpathians” Conference, Miskolc, March 6-7, 2003, Hungary, p. 103.
- TÓTH S., CSÁMER Á. & RÓZSA P. 2003b. DOS-alapú program közetek modális elemzéséhez (MOD_EL v.2.12). *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 36, pp. 41-54.
- VADÁSZ E. 1929. A Borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. A Magyar Királyi Földtani Intézet kiadványai, Budapest, pp. 395-460.
- VARGA Gy. 1981. Újabb adatok az összesült tufaleplek és ignimbritek ismeretéhez. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1979. évről, pp. 499-509.
- VENDEL M. 1959. A kőzetmeghatározás módszertana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 754 p.
- VERNON, R.H. 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 606 p.

- VICZIÁN I., BARNA Zs., & FÖLDEVÁRI M. 1997. A meddő kőzetek ásványtani összetétele a Borsodi-medence egyes alsó-miocén barnakőszéntelepeiben. *Földtani Közlöny* 127 (1-2), pp. 127-144.
- VINCZE L., NÉMETH G., SZALAI K. & MCINTOSH R. 2000a. A Lázberci Tájvédelmi Körzet és peremterületeinek(upponyi-hegység) geopotenciál vizsgálata. Kézirat, OTDK dolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 57 p.
- VINCZE L., NÉMETH G., SZALAI K. & MCINTOSH R. 2000b. A Lázberci Tájvédelmi Körzet és környékének környezetföldtani atlasza 1:50 000. Kézirat, OTDK dolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 20 p.
- VINCZE L. 2001. A Bükk északi előterének környezetföldtani térképezése. Kézirat, diplomadolgozat, DE Ásvány- és Földtani Tanszék, 61 p.
- VITÁLIS I. 1939. Magyarország szénelőfordulásai. Röttig-Romwalter Nyomda Rt., Sopron, 407 p.
- WHITE, J.D.L. 1991. Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. *Bulletin of Volcanology* 53, pp. 239-258.
- WHITE, J.D.L. 1996. Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48, pp. 155-170.
- WHITE, J.D.L. 2001. Eruption and reshaping of Pahvant Butte volcano in Pleistocene Lake Bonneville. In: WHITE, J.D.L & RIGGS, N.R. (eds.): *Volcaniclastic sedimentation in Lacustrine Settings*. Blackwell Sciences, Oxford, pp. 61-80.
- WHITE, J.D.L., MCPHIE, J. & SKILLING, I. 2000. Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology* 62, pp. 65-66.
- WILSON, C.J.N. 1980. The role of fluidisation in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 8, pp. 213-249.
- YAMAGISHI, H. 1991. Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology* 74, pp. 5-23.
- ZELENKA, T., BALÁZS, E., BALOGH, K., KISS, J., KOZÁK, M., NEMESI, L. PÉCSKAY, Z. PÜSPÖKI, Z. RAVASZ, Cs. SZÉKY-FUX, V. & ÚJFALUSSY, A. 2004. Buried Neogene volcanic structures in Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 47 (2-3), pp. 177-219.
- ZIMANOWSKI, B., BÜTTNER, R. LORENZ, V. & HAFLE, H.G. 1997. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *Journal of Geophysical Researches* 102, pp. 803-814.
- ZSÁMBOKI L. 1988. A borsodi szénmedence bányászata a kezdetektől a II. világháború végéig. *Bányászati és Kohászati lapok, Bányászat* 121 (4), pp. 268-270.

MELLÉKLETEK

1. táblázat Lázberc – Nagy-hegy földtani szelvény ottngai-kárpáti durvatörmelékes rétegének szemel-
oszlási és közetösszetéti adatai

II/7 minta	128-64 mm	64-32 mm	Összesen
Lázberci Mészke 1.	5.15% 2.97% 7.33% 8 db 2.88 kg	7.94% 8.55% 7.33% 23 db 2.88 kg	13.09% 11.52% 14.66% 31 db 5.76 kg
Lázberci Mészke 2.	8.38% 3.35% 13.42% 9 db 5.27 kg	21.78% 24.91% 18.66% 67 db 7.33 kg	30.17% 28.25% 32.08% 76 db 12.60 kg
Abodi Mészke		3.72% 4.09% 3.36% 11 db 1.32 kg	3.72% 4.09% 3.36% 11 db 1.32 kg
Egyéb paleozóos mészke	4.07% 1.12% 7.03% 3 db 2.76 kg	18.79% 22.30% 15.27% 60 db 6.00 kg	22.86% 23.42% 22.30% 63 db 8.76 kg
Kovás metadolerit		1.97% 2.97% 0.97% 8 db 0.38 kg	1.97% 2.97% 0.97% 8 db 0.38 kg
Meszes aleurolit		2.88% 4.09% 1.68% 11 db 0.66 kg	2.89% 4.09% 1.68% 11 db 0.66 kg
Homokkő	2.31% 1.12% 3.51% 3 db 1.38 kg	1.86% 2.97% 0.74% 8 db 0.29 kg	4.17% 4.09% 4.25% 11 db 1.67 kg
Miklós-hegyi Mészke	1.57% 0.74% 2.39% 2 db 0.94 kg	2.94% 3.72% 2.16% 10 db 0.85 kg	4.51% 4.46% 4.56% 12 db 1.79 kg
Steinalmi Mészke	2.70% 1.49% 3.92% 4 db 1.54 kg	7.26% 7.81% 6.72% 21 db 2.64 kg	9.97% 9.29% 10.64% 25 db 4.18 kg
Hallstatti Mészke		1.46% 1.86% 1.07% 5 db 0.42 kg	1.47% 1.86% 1.07% 5 db 0.42 kg
Radioláriás szürke mészke (jura?)		5.19% 5.95% 4.43% 16 db 1.74 kg	5.19% 5.95% 4.43% 16 db 1.74 kg
Összesen	24.19% 10.78% 37.60% 29 db 14.77 kg	75.81% 89.22% 62.40% 240 db 24.51 kg	100.00% 100.00% 100.00% 269 db 39.28 kg

Jelmagyarázat:

	v%
db%	t%
db	kg

db% = darabszázalék

t% = tömegszázalék

v% = vegyesszázalék (db%+t%)/2

2. táblázat Lázberc – Nagy-hegy földtani szelvény ottngai-kárpáti durvatörmelékes rétegének szemel-
oszlási és közetösszetételei adatai

II/9f	128-64 mm	64-32 mm	Összesen
Lázberci Mészke 1.	3.82% 1.33% 6.32% 3 db 3.30 kg	2.47% 3.54% 1.40% 8 db 0.73 kg	6.29% 4.87% 7.72% 11 db 4.03 kg
Lázberci Mészke 2.	15.57% 7.08% 24.06% 16 db 12.56 kg	25.05% 35.40% 14.71% 80 db 7.68 kg	40.62% 42.48% 38.77% 96 db 20.24 kg
Abodi Mészke		2.42% 3.54% 1.30% 8 db 0.68 kg	2.42% 3.54% 1.30% 8 db 0.68 kg
Egyéb paleozóos mészke	6.33% 2.65% 10.00% 6 db 5.22 kg	3.98% 4.42% 3.54% 10 db 1.85 kg	10.31% 7.08% 13.54% 16 db 7.07 kg
Kovás metabazalt		0.32% 0.44% 0.19% 1 db 0.10 kg	0.32% 0.44% 0.19% 1 db 0.10 kg
Meszes aleurolit		1.23% 1.77% 0.69% 4 db 0.36 kg	1.23% 1.77% 0.69% 4 db 0.36 kg
Miklós-hegyi Mészke	2.02% 1.77% 2.28% 4 db 1.19 kg	0.35% 0.44% 0.25% 1 db 0.13 kg	2.37% 2.21% 2.53% 5 db 1.32 kg
Steinalmi Mészke	5.14% 2.21% 8.06% 5 db 4.21 kg	2.76% 3.54% 1.97% 8 db 1.03 kg	7.89% 5.75% 10.04% 13 db 5.24 kg
Inrtaklasztos mészke		5.27% 6.64% 3.91% 15 db 2.04 kg	5.27% 6.64% 3.91% 15 db 2.04 kg
Hallstatti Mészke		3.35% 5.31% 1.40% 12 db 0.73 kg	3.35% 5.31% 1.40% 12 db 0.73 kg
Radioláriás szürke mészke (jura?)	5.74% 3.98% 7.49% 9 db 3.91 kg	9.63% 11.95% 7.32% 27 db 3.82 kg	15.37% 15.93% 14.81% 36 db 7.73 kg
Pelágikus mészke (jura?)	2.12% 0.88% 3.35% 2 db 1.75 kg	2.43% 3.10% 1.76% 7 db 0.92 kg	4.55% 3.98% 5.11% 9 db 2.67 kg
Összesen	40.74% 19.91% 61.56% 45 db 32.14 kg	56.83% 76.99% 36.68% 181 db 20.07 kg	100.00% 100.00% 100.00% 226 db 52.21 kg

3. táblázat Lázberc – Nagy-hegy földtani szelvény ottngai-kárpáti durvatörmelék rétegének szemel-
oszlási és közetösszetételi adatai

II/11a	128-64 mm	64-32 mm	Összesen
Lázberci Mészke 1.	4.33% 1.62% 7.05% 9 db 4.72 kg	8.84% 8.62% 9.07% 48 db 6.07 kg	13.18% 10.23% 16.12% 57 db 10.79 kg
Lázberci Mészke 2.	7.14% 2.51% 11.78% 14 db 7.88 kg	24.59% 33.75% 15.42% 188 db 10.32 kg	31.73% 36.27% 27.20% 202 db 18.20 kg
Abodi Mészke	1.02% 0.36% 1.69% 2 db 1.13 kg	2.33% 3.05% 1.60% 17 db 1.07 kg	3.35% 3.41% 3.29% 19 db 2.20 kg
Egyéb paleozóos mészke	3.27% 0.90% 5.65% 5 db 3.78 kg	5.70% 6.64% 4.77% 37 db 3.19 kg	8.98% 7.54% 10.42% 42 db 6.97 kg
Kovás metabazalt		0.12% 0.18% 0.06% 1 db 0.04 kg	0.12% 0.18% 0.06% 1 db 0.04 kg
Meszes aleurolit	1.69% 1.44% 1.94% 8 db 1.30 kg	2.03% 2.87% 1.20% 16 db 0.80 kg	3.72% 4.31% 3.14% 24 db 2.10 kg
Homokkő	2.82% 1.44% 4.20% 8 db 2.81 kg	5.74% 8.26% 3.21% 46 db 2.15 kg	8.55% 9.69% 7.41% 54 db 4.96 kg
Miklós-hegyi Mészke		0.78% 0.90% 0.66% 5 db 0.44 kg	0.78% 0.90% 0.66% 5 db 0.44 kg
Steinalmi Mészke	0.82% 0.36% 1.29% 2 db 0.86 kg	5.35% 5.39% 5.32% 30 db 3.56 kg	6.17% 5.75% 6.60% 32 db 4.42 kg
Hallstatti Mészke		1.57% 1.62% 1.52% 9 db 1.02 kg	1.57% 1.62% 1.52% 9 db 1.02 kg
Szürkésfehér algás mészke		0.48% 0.36% 0.60% 2 db 0.40 kg	0.48% 0.36% 0.60% 2 db 0.40 kg
Sztíloitos szürke mészke		2.14% 2.33% 1.94% 13 db 1.30 kg	2.14% 2.33% 1.94% 13 db 1.30 kg
Radioláriás szürke mészke (jura?)	3.75% 1.26% 6.25% 7 db 4.18 kg	6.82% 7.54% 6.10% 42 db 4.08 kg	10.57% 8.80% 12.34% 49 db 8.26 kg
Pelágikus mészke (jura?)		5.35% 6.82% 3.89% 38 db 2.60 kg	5.35% 6.82% 3.89% 38 db 2.60 kg
Kalcitér (definiálatlan)	1.33% 0.18% 2.48% 1 db 1.66 kg	1.97% 1.62% 2.33% 9 db 1.56 kg	3.30% 1.80% 4.81% 10 db 3.22 kg
Összesen	26.19% 10.05% 42.32% 56 db 28.32 kg	60.27% 89.95% 47.65% 492 db 36.78 kg	100.00% 100.00% 100.00% 557 db 66.92 kg

4. táblázat Lázberc – Nagy-hegy földtani szelvény ottngai-kárpáti durvatörmelékes rétegének szemelozslási és közetösszetételi adatai

II/11ba-bb	128-64 mm	64-32 mm	Összesen
Csillámos kvarcit		12.39%	12.39%
		12.10% 12.69%	12.10% 12.69%
		15 db 0.93 kg	15 db 0.93 kg
Kovapala		9.11%	9.11%
		12.90% 5.32%	12.90% 5.32%
		16 db 0.39 kg	16 db 0.39 kg
Andezit	12.89%	65.61%	78.50%
	9.68% 16.10%	65.32% 65.89%	75.00% 81.99%
	12 db 1.18 kg	81 db 4.83 kg	93 db 6.01 kg
Összesen	12.89%	87.11%	100.00%
	9.68% 16.10%	90.32% 83.90%	100.00% 100.00%
	12 db 1.18 kg	112 db 6.15 kg	124 db 7.33 kg

5. táblázat Lázberc – Nagy-hegy földtani szelvény szarmata durvatörmelékes rétegének szemelozslási és közetösszetételi adatai

II/148b	128-64 mm	64-32 mm	Összesen
Csillámos kvarcit		0,80%	0,80%
		1,02% 0,59%	1,02% 0,59%
		12 db 0,08 kg	12 db 0,08 kg
Andezit és dácit	17,00%	82,19%	99,20%
	5,96% 28,05%	93,02% 71,37%	98,98% 99,41%
	70 db 3,82 kg	1092 db 9,72 kg	1162 db 13,54 kg
Összesen	17,00%	83,00%	100,00%
	5,96% 28,05%	94,04% 71,95%	100,00% 100,00%
	70 db 3,82 kg	1104 db 9,80 kg	1174 db 13,62 kg

6. táblázat Uppony – Szilas-tető földtani szelvény felső-miocén durvatörmelékes rétegének szemelozslási és közetösszetételi adatai

III/2/1a	128-64mm	64-32mm	Összesen
Andezit és dácit	30,73%	69,27%	100,00%
	15,20% 46,26%	84,80% 53,74%	100,00% 100,00%
	45 db 18,96 kg	251 db 22,03 kg	296 db 40,99 kg
Összesen	30,73%	69,27%	100,00%
	15,20% 46,26%	84,80% 53,74%	100,00% 100,00%
	45 db 18,96 kg	251 db 22,03 kg	296 db 40,99 kg

7. táblázat Uppony – Szilas-tető földtani szelvény felső-miocén durvatörmelékes rétegének szemeloszlás és közetösszetételi adatai

III/10/2	128-64 mm	64-32 mm	Összesen
Csillámos kvarcit		0,83%	0,83%
		0,99% 0,67%	0,99% 0,67%
		1 db 0,05 kg	1 db 0,05 kg
Andezit és dácit	17,28%	81,89%	99,17%
	7,92% 26,64%	91,09% 72,69%	99,01% 99,33%
	8 db 1,99 kg	92 db 5,43 kg	100 db 7,42 kg
Összesen	17,28%	82,72%	100,00%
	7,92% 26,64%	92,08% 73,36%	100,00% 100,00%
	8 db 1,99 kg	93 db 5,48 kg	101 db 7,47 kg

8. táblázat Uppony – Szilas-tető földtani szelvény felső-miocén durvatörmelékes rétegének szemeloszlás és közetösszetételi adatai

III/13/1	128-64 mm	64-32 mm	Összesen
Csillámos kvarcit	3,18%	7,33%	10,52%
	2,16% 4,21%	7,19% 7,47%	9,35% 11,68%
	3 db 0,93 kg	10 db 1,65 kg	13 db 2,58 kg
Kovapala	1,49%		1,49%
	0,72% 2,26%		0,72% 2,26%
	1 db 0,50 kg		1 db 0,50 kg
Andezit és dácit	19,65%	68,35%	87,99%
	13,67% 25,62%	76,26% 60,43%	89,93% 86,06%
	19 db 5,66 kg	106 db 13,35 kg	125 db 19,01 kg
Összesen	24,32%	75,68%	100,00%
	16,55% 32,10%	83,45% 67,90%	100,00% 100,00%
	23 db 7,09 kg	116 db 15,00 kg	139 db 22,09 kg

9. táblázat Lázberc – Nagy-hegy és Uppony –Szilas-tető földtani szelvények középső- és felső-miocén homokmintáinak mikromineralógiai spektruma

alkotó	II/7	II/9/b	II/9/c	II/15/b	III/5/1	III/5/6	III/11/1	III/25/2	III/35
Rutil								0.46	
Hematit		0.48							
Magnetit	0.67	5.26	1.34	7.05	1.76		3.2	4.17	1.3
Ilmenit		0.48	0.67						2.6
Gránát	0.67							22.69	2.6
Cirkon								0.93	
Disztén								2.78	+
Topáz								0.93	
Titanit								0.93	
Staurolit		0.48	0.33				0.8	1.85	0.65
Pisztacit			0.33					0.46	
Szintelen epidot		0.48	1					2.31	1.95
Klinozoizit								1.85	
Zoizit								2.31	+
Vezuvian								0.93	
Axinit								1.39	
Turmalin			0.33					2.31	
Hipersztén				69.23	92.04	95.24	81.6		7.14
Ferrohipersztén		0.96		12.82		1.9	0.8		
Zöld amfibol	0.67								
Barna amfibol									+
Szillimanit			0.33					+	
Biotit								0.46	68.83
Muszkovit			1						+
Klorit	1.33		0.67					4.17	0.65
Limonit	90	20.57	14.05	2.56			4		
Limonitos aggr.		49.76	34.45				4	0.46	0.65
Mangános aggr.	1.33	0.48	1.67	5.13				0.93	
Leukoxén						0.95		0.93	0.65
Bontott szemese	2.67	18.18	27.42	1.92	3.54	0.95	4.8	23.61	7.79
Pyrobol			14.05			0.95	0.8	1.39	
Karbonát								13.89	
Kvarc									1.3
Biogén									0.65
Üveg									0.65
Kőzettörmelék	2.67	2.87	2.34	1.28	0.88			7.87	2.6
Szemcseszám	150	209	299	156	113	105	125	216	154
Összeg	100	100	99.98	99.99	99.99	99.99	100	100	100

9. táblázat (folytatás) Lázberc – Nagy-hegy és Uppony –Szilas-tető földtani szelvények középső- és felső miocén homokmintáinak mikromineralógiai spektruma

alkotó	II/7	II/9b	II/9c	II/15/b	III/5/1	III/5/6	III/11/1	III/25/2	III/35/1
mennyiség a teljes mintában [súly %]	1.43	1.58	0.55	55.68	13.04	24.6	19.92	0.75	0.39
elemzett szemceszám [db]	367	490	331	251	198	227	279	498	534
kvarc és változatai. kvarcit	37.6	57.55	63.45	5.58	12.12	5.72	15.05	50.39	42.13
földpát	1.36	3.26	1.21	34.27	20.7	41.41	25.81	1.2	0.56
csillámfélék (biotit. muszkovit, klorit)	0.54	0.4	1.81	9.56	1.52	0.88	1.08	0.8	1.12
karbonát	1.36	-	-	-	-	-	0.36	18.67	1.31
egyéb (bontott szemcse. pyrobol ritka ásv., közettörm.. üveg limonitos-, mangános aggregátum, niogén)	59.13	38.78	33.53	50.19	65.65	51.98	57.71	28.1	54.86
Összesen	99.99	99.99	100	99.91	99.99	99.99	100	99.97	99.98

10. táblázat Tardonai-dombság területéről származó kőzetminták ásványos összetétele pordiffrakciós röntgenanalízis alapján

mintatípus	montmorillonit	illit/montmorillonit	illit	muszkovit	kaolinit	klorit	kvarc	kálicspát	plagioklász	kalcit	hematit	goethit	kriszobalait	tridimit	gipsz	dolomit	pirit	egyéb	opál	amorf fázis
Szilas-t. III/5/3 kőzetlisztes agyag	*55		5	5				25	2						1	3				4
Szilas-t. III/6/1 agyagos kőzetliszt	9		5			9	4	57	4								1	4		7
Szilas-t. III/7/1 kl-es homokos agy.	*59		6	1	2	4		15							**9					4
Szilas-t. III/7/1a agy-os kl-es homok	20	3	10	6	2	7	11	30	2											9
Szilas-t. III/12/1 kőzetlisztes agyag	16	5		10		8	9	41	3					ny		3				5
Szilas-t. III/19/3 kl-es meszes agy.	19	7		9		2	15	3	41							2	ny			2
Szilas-t. III/19/4 kl-es meszes agyag	22			12		2	18	4	37							2				3
Szilas-t. III/21/3 kl-es meszes agyag	15	5		7		3	15	4	46							2				3
Szilas-t. III/24/2 kl-es agy. homok	19	3		7	2		14	2	8	39						2	1			3
Szilas-t. III/32/2 agyagos kőzetliszt	29	5		10		3	17	10	18							4				4
Szilas-t. III/32/3 agyagos kőzetliszt	26	5		9		1	15	1	5	31						3	ny			4
Szilas-t. III/34/1 Kőzetlisztes agyag	33	5		10		2	20	7	15							3				5
Szilas-t. III/35/2 homokos agy-os kl	23	3		10		3	22	6	23							5				5
Dt-ARP-3-8 agyagos portufa	52			4			16	18	3											7
Dt-ARP-3-9-a agy-os sav. portufa	38			8		8	14	†25												7
ÖZV-2/a bentonit	45			9	2		10	3	13		1		10						j	7
ÖZV-2/c and.lapillitufa	21		7				3	3	37		6	13							j	10
ÖZV-2-12-b and.lapillitufa	26		6				31	3	25										j	9
ÖZV-2-12-g bentonit	40			7		5	7	2	26	2	3								j	8
ÖZV-2-12-h bentonit	44		8		2		2	3	28		4								j	9
Özvény-v. II. szelv. agy. portufa	24			8		10	11	†39						1						7
Özvény-v. II. szelv. beszáradási kéreg	*68		7				4	†15												6
Szoros-v. 250 m andezitbreccsa	22						ny	5	51	15									j	7

(*) Fe-dús montmorillonit (nontronit)
(**) Fe-tartalmú dolomit

(†) oligoklász
(ny) nyomokban

(j) jelen

11. táblázat Fő- és nyomelemvizsgálatra gyűjtött intermedier kőzetminták listája

Mintaszám	Kőzet megnevezése	Lelőhely	Gyűjtő
2-12/b	andezit lapillitufa	Özvény-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
2-12-p-1	px andezit, durvablokkos telér	Özvény-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
2-12-p-2	px andezit, durvablokkos telér	Özvény-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
6-20-5	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Eperjes-bérc	Csámer Á. & Kozák M.
6-20-6	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Eperjes-bérc	Csámer Á. & Kozák M.
Bh-ARP-21-28	gr-px-amf dácit, görgeteg	Kisbarca. Békás	Csámer Á.
Dt-ARP-16-10-b	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Gulya-völgy	Csámer Á.
Dt-ARP-16-10-c	andezit lapillitufa	Gulya-völgy	Csámer Á.
Dt-ARP-4-10-a	andezit lapillitufa	Eperjes-bérc	Csámer Á. & Kozák M.
Dt-ARP-4-10-b	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Eperjes-bérc	Csámer Á. & Kozák M.
Dt-ARP-6-11-a	andezit lapillitufa	Kővágó	Csámer Á. & Kozák M.
Dt-ARP-6-11-d	gr-px-amf dácit, litoklaszt lapillitufából	Kővágó	Csámer Á. & Kozák M.
II-2-2-a-A	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Fehér-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
II-2-2-a-g	andezit lapillitufa	Fehér-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
II-2-4-b	px andezit, blokk lapillitufából	Fehér-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
II-2-4-c	px andezit, blokk lapillitufából	Fehér-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
II-3-4-B	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Nagy-Lipót-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
II-4-2-A	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Disznó-bérc	Csámer Á. & Kozák M.
III-147	px andezit	Nagy-hegy	Csathó B.
III-300-a	px andezit	Putnok	Csathó B.
LaTF	px andezit, lemezes telér	Fehér-völgy	Csámer Á.
ÖZV-3-65m	gr-px-amf dácit, görgeteg	Eperjes-bérc	Csámer Á. & Kozák M.
ÖZV-7-22	andezit lapillitufa	Eperjes-bérc	Csámer Á. & Kozák M.
S.báony Kő-völgy 1	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Kő-völgy	Kozák M. & Püspöki Z.
S.báony Kő-völgy 2	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Kő-völgy	Kozák M. & Püspöki Z.
SzV250-ab	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt	Szoros-völgy	Csámer Á. & Kozák M.
SzV250-Vab	px andezit, <i>in situ</i> breccsa klaszt. Salakos, vörhenyes	Szoros-völgy	Csámer Á. & Kozák M.

12. táblázat Tardónai-dombság intermedier kőzetmintáinak főelemösszetétele

Főelem (wt%)	Dt-ARP-6-11-a	Dt-ARP-6-11-d	Dt-ARP-4-10-b	Dt-ARP-4-10-a	Dt-ARP-16-10-b	Dt-ARP-16-10-c	Bh-ARP-21-28	2-12/b	2-12-p-1
SiO ₂	58.99	62.1	57.57	56.51	55.7	55.9	61.9	60.1	57.5
TiO ₂	0.71	0.55	0.78	0.76	0.917	0.791	0.564	0.642	0.75
Al ₂ O ₃	17.21	17.89	17.77	18.52	19	17	18.2	16.3	18.7
Fe ₂ O ₃	4.01	1.72	5.32	5.92	4.13	5.48	2.72	5.17	4.06
FeO	2.41	2.99	1.67	1.51	3.63	2.09	1.9	0.27	2.36
MnO	0.14	0.09	0.11	0.06	0.137	0.092	0.07	0.051	0.132
CaO	5.67	6.18	7.16	6.89	7.79	5.51	5.98	3.91	6.85
MgO	2.54	1.98	3.04	2.13	2.75	2.73	1.5	1.31	2.08
Na ₂ O	2.21	3.02	3.4	1.9	2.82	1.84	3.03	1.84	2.61
K ₂ O	1.69	2.14	1.84	1.21	1.22	0.625	1.74	1.18	1.56
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.22	0.14	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	0.157
-H ₂ O					0.73	3.44	0.87	4.07	0.81
Izz.veszt.					0.65	4.4	1.12		
+H ₂ O	3.75	0.87	1.18	4.71				4.7	2.28
CO ₂								<0.02	<0.02
SO ₃					<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
Össz.	99.49	99.72	100.06	100.26	99.474	99.898	99.594	99.543	99.849

12. táblázat (folytatás) Tardónai-dombság intermedier kőzetmintáinak főelemösszetétele

Főelem (w%)	2-12-p-2	6-20-5	6-20-6	II-2-2-a-A	II-2-2-a-g	II-2-4-c	II-2-4-b	II-3-4B	II-4-2-A	III-147
SiO ₂	58.6	60.5	59.1	57.6	55.14	57.7	56.87	54.2	59.2	54.52
TiO ₂	0.743	0.643	0.701	0.859	0.68	0.842	0.69	0.998	0.699	0.75
Al ₂ O ₃	19.2	17.7	17.5	18.4	18.29	17.9	18.98	18.9	18	19.7
Fe ₂ O ₃	3.74	4.45	3.58	3.09	3.92	2.41	1.48	3.25	4.37	2.45
FeO	1.71	1.4	3.06	4.11	2.97	5.53	5.7	5.22	2.66	5.81
MnO	0.1	0.119	0.146	0.126	0.14	0.168	0.16	0.155	0.11	0.17
CaO	6.85	6.61	6.79	7.33	6.08	7.02	7	8.44	6.49	7.75
MgO	1.75	1.43	2.89	3.15	3	3.31	3.19	3.89	2.18	3.85
Na ₂ O	2.91	3.33	2.68	2.92	2	2.51	2.62	2.53	3.07	2.68
K ₂ O	1.48	1.67	1.97	1.69	1.14	1.97	2.08	1.21	1.53	1.6
P ₂ O ₅	<0.15	0.18	<0.15	<0.15	0.12	<0.15	0.14	<0.15	<0.15	0.12
-H ₂ O	0.78	0.41	0.1	0.37	3.1	0.21	0.02	0.16	0.61	0.08
Izz.vesztl.				0.21		0.3		0.59	0.75	
+H ₂ O	1.46	0.98	1.08		3.44		1.21			0.98
CO ₂	0.49	0.42	0.222							
SO ₃	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15		<0.15		<0.15	<0.15	
Össz.	99.813	99.842	99.819	99.855	100.02	99.87	100.14	99.543	99.669	100.46

12. táblázat (folytatás) Tardónai-dombság intermedier kőzetmintáinak főelemösszetétele

Főelem (wt%)	III-300-a	ÓZV-3-65m	ÓZV-7-22	SzV250-ab	SzV250-Vab	LaTF	S.báonyi Kő- völgy 1	S.báonyi Kő- völgy 2	ÓZV-7-22
SiO ₂	56.19	61.2	55.4	52.3	51.1	58.4	55.7	55.66	55.4
TiO ₂	0.69	0.548	0.811	0.907	1.01	0.869	0.85	0.93	0.811
Al ₂ O ₃	19.37	17.8	17.6	18.3	18.5	18.6	18.86	19.92	17.6
Fe ₂ O ₃	2.29	2.25	5.62	5.38	9.24	4.63	2.61	2.14	5.62
FeO	4.78	2.42	1.55	2.06	<0.02	1.81	4.26	4.21	1.55
MnO	0.13	0.093	0.085	0.299	0.544	0.061	0.12	0.14	0.085
CaO	7.41	6.03	6.03	10.9	8.13	6.74	7.32	8.11	6.03
MgO	3.27	1.68	2.48	1.99	1.13	1.76	3.59	2.32	2.48
Na ₂ O	2.44	2.52	2.03	2.77	2.63	3.09	2.55	2.93	2.03
K ₂ O	2.04	2.44	0.897	1.23	0.646	1.75	1.83	1.83	0.897
P ₂ O ₅	0.12	<0.15	<0.15	0.156	0.397	<0.15	0.26	0.23	<0.15
-H ₂ O	0.13	0.35	3.08	0.47	3.65	1.08	0.38		3.08
Izz.veszt.				2.82	2.76	1.05			
+H ₂ O	1.61	2.42	4.18				1.31	1.82	4.18
CO ₂		0.08	0.07						0.07
SO ₃		<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15			<0.15
Össz.	100.47	99.831	99.833	99.582	99.737	99.84	99.64	100.24	99.833

13. táblázat Tardonai-dombság intermedier kőzetmintáinak nyomelemtartalma

	Dt-ARP-6-11-d	Dt-ARP-16-10-b	Dt-ARP-16-10-c	Bh-ARP-21-28	2-12/b	2-12-p-1
As	2.81	<1	3.27	<1	6.35	2.3
Rb	11.1	45.3	32.1	38.5	78.5	51.7
Y	11	21.2	14.3	8.33	23.3	19.9
Zr	120	95.1	118	125	156	131
Nb	5.83	6.22	8.36	8.35	11.1	7.09
Mo	1.81	0.85	0.53	1.57	<0.1	<0.1
Ag	0.22	0.12	0.23	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	<0.1	<0.1	0.14	<0.1	<0.1	0.16
Sn	2	0.59	1.75	1.43	0.8	<0.5
Sb	0.48	<0.1	0.32	<0.1	<0.1	<0.1
Te	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5		
Cs	<0.25	1.47	2.36	0.33	5.87	1.86
La	17.4	15.4	18.6	22.7	22.3	18.5
Ce	43	28.8	36.8	42.4	42.9	39.3
Pr	4.04	3.87	4.39	4.62	5.17	4.7
Nd	15.4	15.7	16.5	17	20.7	16.6
Sm	3.37	3.73	3.65	3.47	4.21	3.79
Eu	1.14	0.96	0.91	0.96	1.15	1.38
Gd	3.18	3.61	4.01	2.94	2.15	3.75
Tb	0.52	0.64	0.58	0.44	0.49	0.55
Dy	2.68	3.5	3.71	2.18	2.5	2.61
Ho	0.59	0.78	0.95	0.42	0.81	0.65
Er	1.56	2.16	2.09	1.01	2.08	2.14
Tm	0.21	0.33	0.4	0.15	0.28	0.27
Yb	1.55	2.55	2.41	0.96	2.42	2.67
Lu	0.29	0.48	0.45	0.17	0.29	0.3
Hf	4.31	0.58	3.61	4.11	<0.5	<0.5
Ta	0.64	0.42	0.84	0.79	0.68	0.24
W	0.33	0.45	0.71	0.45	1.26	<0.25
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.28	<0.1
Pb	14.4	4.46	11.4	13.4	9.4	8.23
Bi	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25
Th	6.66	4.02	6.58	8.15	7.81	6.4
U	0.97	1.19	1.6	1.43	1.44	1.22
Cr	12.4	16.1	10.3	15	25.9	6.8
Zn	183	103	104	87.7	62.3	89.7
Co	20.2	21.6	19.5	11.5	11.6	11.3
Ni	10.1	9.6	5.4	10.4	9.95	<5
Cu	59.7	45.8	38.8	11.8	45.3	10.6

13. táblázat (folytatás) Tardonai-dombság intermedier kőzetmintáinak nyomelemtartalma

ppm	2-12-p-2	6-20-5	6-20-6	II-2-2-a-A	II-2-4-c	II-3-4-B
As	3.2	2.13	1.84	3.87	2.9	2.48
Rb	51.3	71.2	68.2	49.2	51.9	43.2
Y	24.1	30.7	22.6	19.8	14.1	22.6
Zr	143	150	149	98.7	106	90.6
Nb	8.76	8.28	8.81	6.39	6.37	6.43
Mo	0.84	0.14	<0.1	1.29	1.24	3.17
Ag	<0.1	<0.1	0.3	0.19	0.28	0.6
Cd	0.31	0.99	<0.1	0.13	<0.1	0.15
Sn	<0.5	0.5	<0.5	1.7	2.29	0.6
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	0.51	<0.1
Te				<0.5	<0.5	<0.5
Cs	2.04	2.11	2.87	1.97	2.57	1.9
La	21.2	25	21.3	19.9	18	14.2
Ce	41.3	47.8	40.2	37.8	35	26.5
Pr	5.44	5.16	5.04	4.82	4.58	3.64
Nd	22	20.9	20.8	19.5	17.1	15.4
Sm	4.04	4.24	5	4.22	3.91	3.78
Eu	1.29	1.05	1.2	1.15	1.03	0.95
Gd	4	2.77	2.9	5.84	4.45	3.53
Tb	0.77	0.91	0.96	0.79	0.72	0.65
Dy	3.95	4.84	4.92	5.06	4.33	3.91
Ho	0.71	1.01	0.88	1.35	1.05	0.98
Er	2.34	3	2.42	2.99	2.38	2.46
Tm	0.2	0.56	0.35	0.55	0.48	0.43
Yb	2.31	3.69	2.36	3.21	2.78	2.45
Lu	0.27	0.53	0.4	0.72	0.64	0.47
Hf	<0.5	<0.5	<0.5	3.88	3.95	<0.5
Ta	0.5	0.62	0.45	0.69	0.59	0.38
W	1.2	1.08	1.18	0.88	1.09	0.65
Tl	<0.1	<0.1	0.18	<0.1	<0.1	<0.1
Pb	8.89	13.3	8.3	12.6	10.9	4.76
Bi	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25
Th	6.77	6.99	7.91	6.8	6.61	4.52
U	1.47	1.34	1.52	2.7	2.03	1.08
Cr	<5	6.23	13.9	16.6	7	51.9
Zn	77.9	87.1	76.1	115	104	105
Co	8.9	8.4	11.8	16.5	22.3	24
Ni	<5	<5	<5	5.4	5.9	12.4
Cu	11.8	18.6	15.9	47.2	70.6	70.5

13. táblázat (folytatás) Tardonai-dombság intermedier kőzetmintáinak nyomelemtartalma

	II-4-2-A	ÖZV-3-65m	ÖZV-7-22	SzV250-ab	SzV250-Vab	LaTF
ppm						
As	2.31	1.73	4.25	1.65	<1	<1
Rb	66.9	69.6	38.7	38.6	7.35	70
Y	17	12.4	14.9	23.7	51.7	20
Zr	124	142	126	98.1	91.4	126
Nb	8.14	8.12	7.88	6.63	6.73	8.43
Mo	1.2	0.25	<0.1	0.6	0.51	2.45
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.12
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	0.12	0.27	<0.1
Sn	0.78	0.78	<0.5	1.42	0.95	1.03
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	0.22	0.23	0.14
Te	<0.5			<0.5	<0.5	<0.5
Cs	1.7	2.55	2.25	1.2	0.4	1.55
La	20	22.2	19.3	14.6	20.1	20.4
Ce	35.4	45.1	38.5	30.7	31.6	37.5
Pr	4.52	5.01	5.02	4.09	4.99	4.97
Nd	17.6	17.3	20.3	16.9	23	20.5
Sm	3.62	3.99	3.66	4.26	5.59	4.41
Eu	0.99	1.15	1.02	1.17	1.45	1.06
Gd	3.3	2.5	2.69	4.15	6.55	3.75
Tb	0.62	0.55	0.44	0.76	1.17	0.7
Dy	3.21	2.8	4.46	4.54	7.29	3.69
Ho	0.76	0.63	0.76	0.98	1.78	0.76
Er	2.17	1.16	1.68	2.66	5.02	2
Tm	0.32	0.35	0.34	0.5	0.95	0.35
Yb	1.91	0.86	2.04	2.38	4.72	2.14
Lu	0.33	0.13	0.37	0.39	0.75	0.38
Hf	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.52	2.58
Ta	0.53	0.3	0.8	0.48	0.4	0.54
W	0.66	0.5	0.67	0.45	0.65	0.65
Tl	0.15	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.13
Pb	8.2	11	9.08	10.3	7.1	8.52
Bi	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25	<0.25
Th	7.02	7.92	7.74	3.82	3.65	5.63
U	1.74	1.69	1.26	1.12	0.8	1.53
Cr	15.8	11.4	21.3	26.1	16.5	30.6
Zn	131	69.8	89	86.9	119	115
Co	14.6	8.6	16.4	23.8	25.6	13.5
Ni	<5	<5	7.73	5.8	<5	12.6
Cu	28.4	25.8	27.6	83.4	104	44.1

14. táblázat Az Eperjes-bérc oldalán feltáruló andezit piroklasztit összlet litoklasztjainak tájékoztató jellegű szemeloszlási és közetösszetételi adatai

	> 256 mm	256-128 mm	128-64 mm
Gránit	8.64% 0.67% 16.61% 1 db 5.92 kg		2.08% 0.67% 3.48% 1 db 1.24 kg
Andezit és dácit		9.14% 2.01% 16.28% 3 db 5.80 kg	2.34% 2.01% 2.67% 3 db 0.95 kg
Mészkö (paleo- mezozóos)			7.01% 3.36% 10.66% 5 db 3.80 kg
Homokkő (lilászörös permi?. finomszemű meszes)			1.32% 0.67% 1.96% 1 db 0.70 kg
Menilit			
Csillámpala	6.09% 0.67% 11.51% 1 db 4.10 kg		
Kvarcit			3.83% 2.68% 4.97% 4 db 1.77 kg
Metaszediment (metakonglomerátum. metahomokkő,metaaleurolit)			
Lidit			
Agygypala		1.95% 0.67% 3.23% 1 db 1.15 kg	
Összesen	14.73% 1.34% 28.12% 2 db 10.02 kg	11.09% 2.68% 19.50% 4 db 6.95 kg	16.57% 9.40% 23.74% 14 db 8.46 kg

14. táblázat (folytatás) Az Eperjes-bérc oldalán feltáruló andezit piroklasztit összlet beagyazott litoklasztjainak tájékoztató jellegű szemeloszlási és összetéseteli adatai

	64-32 mm		32-16 mm		Összesen	
Gránit	1.01%		0.39%		12.12%	
	1.34%	0.67%	0.67%	0.11%	3.36%	20.88%
	2 db	0.24 kg	1 db	0.04 kg	5 db	7.44 kg
Andezit és dácit	11.63%		2.55%		25.66%	
	16.11%	7.16%	4.70%	0.39%	24.83%	26.49%
	24 db	2.55 kg	7 db	0.14 kg	37 db	9.44 kg
Mészkö (paleo- mezozoós)	10.18%		2.78%		19.96%	
	14.09%	6.26%	4.70%	0.86%	22.15%	17.78%
	21 db	2.23 kg	7 db	0.31 kg	33 db	6.34 kg
Homokkő (lilászörös permi? finomszemű meszes)	1.50%		1.89%		4.70%	
	2.01%	0.98%	3.36%	0.42%	6.04%	3.37%
	3 db	0.35 kg	5 db	0.15 kg	9 db	1.20 kg
Menilit	1.60%				1.60%	
	2.01%	1.18%			2.01%	1.18%
	3 db	0.42 kg			3 db	0.42 kg
Csillámpala	5.05%		4.07%		15.21%	
	6.71%	3.40%	7.38%	0.76%	14.77%	15.66%
	10 db	1.21 kg	11 db	0.27 kg	22 db	5.58 kg
Kvarcit	5.91%		5.66%		15.40%	
	8.72%	3.09%	10.07%	1.26%	21.48%	9.32%
	13 db	1.10 kg	15 db	0.45 kg	32 db	3.32 kg
Metaszediment (metakongl., metahkkő stb.)	1.15%				1.15%	
	1.34%	0.95%			1.34%	0.95%
	2 db	0.34 kg			2 db	0.34 kg
Lidit	2.25%				2.25%	
	3.36%	1.15%			3.36%	1.15%
	5 db	0.41 kg			5 db	0.41 kg
Agyagpala					1.95%	
					0.67%	3.23%
					1 db	1.15 kg
Összesen	40.27%		17.34%		100.00%	
	55.70%	24.83%	30.87%	3.81%	100.00%	100.00%
	83 db	8.85 kg	46 db	1.36 kg	149 db	35.64 kg

15. táblázat Az SZPKF RK-5 fűrés andezit piroklasztit anyagú fűrómagjának szemeloszlása és összetétele

Alkotó (mm)	portufa	homokkő	andezit	dácit	metamorf	gránit	horzsakő	kvarcit	mátrix (< 2 mm)	Sum
< 2	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	79.24%	79.24%
2 - 64	1.96%	0.17%	14.57%	2.64%	0.72%	0.10%	0.03%	0.55%	0.00%	20.76%
> 64	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
Sum	1.96%	0.17%	14.57%	2.64%	0.72%	0.10%	0.03%	0.55%	79.24%	100%

16. táblázat Tardonai-dombság területéről származó minták K/Ar radimometrikus koradatai

Mintaszám	Kőzet	Lelőhely	K (%)	⁴⁰ Ar (%) ncm ³ /g	⁴⁰ Ar rad	Kor
Dt-ARP-6-11-d	gr px amf dácit görgeteg	Kővágó	0.844	4.794*10 ⁻⁷	16.9	14.6±1.24
SzV-585m	lemezes px. andezit telér	Szoros-völgy (585 m)	1.324	7.096*10 ⁻⁷	29.3	13.73±0.76
II-Fh	px. andezit blokk	Fekete-hegy. Úppony	1.14	5.816*10 ⁻⁷	55.8	13.03±0.53
LaTF	lemezes px. andezit telér	Fehér-völgy	1.503	7.538*10 ⁻⁷	43.8	12.85±0.57
II-2-4-c	px. andezit blokk	Tardona vulkán	1.606	7.794*10 ⁻⁷	42.8	12.44±0.56
II-2-2-a-□	px. andezit blokk	Fehér-völgy	1.658	7.877*10 ⁻⁷	37.9	12.18±0.58
III-300-a	px. andezit blokk	Putnok	1.608	7.409*10 ⁻⁷	30.6	11.81±0.64
Sajóbábony	px. andezit blokk	Sajóbábony. Kő-völgy	1.41	6.060*10 ⁻⁷	14.8	11.0±1.0
Dt-ARP-16-10-b	px. andezit blokk	Gulya-völgy. Dédest.	2.135	5.903*10 ⁻⁷	15.1	7.1±0.67
III-Hb	px. andezit blokk	Háromkő-bérc. Úppony	2.45	5.849*10 ⁻⁷	27.5	6.1±0.3
III-Hb	px. andezit blokk	Háromkő-bérc. Úppony	2.45	5.616*10 ⁻⁷	29.5	5.9±0.3
<i>SZAKIRODALMI ADATOK</i>						
Dubicsány-Ózd	andezit bomba	ÁRVA-SÓS. E. et al (1983)	1.34			12.7±0.5
Sajómercse	bazaltos andezit	BALOGH KAD. (1984)	1.19			11.0±0.8
Kelemér	andezit telér	ÁRVA-SÓS. E. et al (1983)	1.42			10.5±0.5
Sajómercse	bazaltos andezit	BALOGH KAD. (1984)	1.29			9.5±0.8 (átlag)