

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFOMATIKAI KAR
ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KŐZETTANI TANSZÉK

**A kristályos alaphegység és az alsó-permi üledékes összlet
települési viszonyának reambulációja a Máriagyűd-1 fúrásban
(Villányi-hegység) ásvány-kőzettani és szerkezetföldtani
vizsgálatok alapján**

Tudományos Diákköri Dolgozat

Készítette:

Bende Attila

Földtudomány MSc II. évfolyam

szakos hallgató

Témavezető:

Dr. Raucsikné Dr. Varga Andrea

egyetemi adjunktus

Konzulens:

Dr. Schubert Félix

egyetemi adjunktus

Szeged

2014

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék.....	2
Összefoglaló.....	3
1. Bevezetés	4
2. Földtani háttér	4
2.1. A Tiszai-egység földtani fejlődéstörténete.....	4
2.2. A Baksai Komplexum bemutatása	7
2.3. A Villányi-hegység kristályos aljzata	10
2.4. A Dél-dunántúli elterjedésű Korpádi Homokkő ismertetése	13
3. Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek	16
3.1. A Máriagyűd–1 sz. fúrás kőzetoszlopának ismertetése	16
4. Szerkezetföldtani áttekintés	20
4.1. A töréses szerkezetalakulás rövid ismertetése.....	20
4.2. Vető és nyírási zónák rövid ismertetése	21
4.3. Vetőkőzetek ismertetése és osztályozása	23
5. A Máriagyűd–1 sz. fúrás alaphegységi képződményeinek petrográfiai vizsgálata	25
5.1. A Máriagyűd–1 sz. fúrás fúrómag mintáinak petrográfiai eredményei	25
5.2. A Máriagyűd–1 sz. fúrásból készült vékonycsiszolatok petrográfiai eredményei.....	30
6. Diskusszió	37
7. Összefoglalás	42
Felhasznált irodalom	43
Köszönetnyilvánítás	45
I. Függelék	46
II. Függelék.....	47

Összefoglaló

A Villányi-hegység DNy-i előterében mélyült Máriagyűd-1 (Mgy-1) számú fűrés kiemelten fontos a Dél-Dunántúl regionális kapcsolatainak értelmezése szempontjából, ugyanis az egyetlen fűrés amely a kristályos alaphegységet nagy vastagságban tárta fel. A Mgy-1 fűrésben feltárt kristályos aljzati metamorf képződményeket a szakirodalom rendre a Baksai Komplexumba sorolja, habár egy részletes metamorf fejlődési utat felvázoló tanulmány alapján valószínűbb, hogy a Békési-terrénum Kelebiai Komplexumával rokonítható metamorf p-T-út jellemző a kőzetegyüttesre. A kristályos aljzat metamorf képződményeire permi törmelékes üledékes rétegsor települ, amit a szakirodalom a kontinentális kifejlődésű Korpádi Homokkő Formációval azonosít. A jelenleg elfogadott álláspont szerint a két képződmény diszkordánsan érintkezik, a korábbi dokumentációkban is felismert vetőkőzetek – kataklázitok és breccsák – ellenére a határ nem tektonikus. Szakirodalmi értelmezés szerint a kristályos aljzat fellazult, felszíni mállást szenvedett, amire murva, konglomerátum jellegű törmelék települ, ami folyamatosan megy át az alsó-permre jellemző vörös törmelékes összletbe.

Diákköri kutatásom keretében az Mgy-1 fűrés által feltárt kristályos képződmények és az alsó-permi üledékes összlet települési viszonyának reambulációjának céljából a rendelkezésemre álló fűrómag minták részletes kőzettani és szerkezetföldtani – döntően mikrotektonikai – , illetve archivált vékonycsiszolatok petrográfiai dokumentációját végeztem el. Vizsgálataim rávilágítottak, hogy a kristályos alaphegység felső részén, 1539,6 m és 1561,4 m mélységben megjelenő kloritgneisz minták töréses deformációt szenvedtek, mely néhol hematit cementációjú kataklázosodott zónák formájában jut érvényre. Mikroszkópi észleléseim szerint 1533,5–1543,0 m mélységtartományban szintén erősen átalakult, breccsásodott–kataklázosodott metamorf eredetű tektonitok találhatók. Megfigyeléseim szerint a fűrés talpmélységében kloritosodott kétszillámú pala, illetve kétszillámú gneisz jelenik meg.

Az 1539,6 m mélységben kijelölt határ közelében levő kloritgneisz mintákat ért töréses deformáció – fejlett repedéshálózat, breccsák és kataklázitok megjelenése – ellenben arra utal, hogy a kristályos aljzatra tektonikusan települ az alsó-permi üledékes összlet. A makroszkópos és mikroszkópos adataimra támaszkodva a határ pontos mélységének kijelölése körüli nehézségekre megoldást kínál egy néhány 10 m széles törészónára épülő új munkahipotézis felvázolása.

Kulcsszavak: Máriagyűd, kristályos aljzat, törészóna, kataklázit, breccsa

1. Bevezetés

Hazánk területének, különösképpen a dél-dunántúli térség beható földtani, szerkezetföldtani ismerete kiemelten fontossá vált az utóbbi időben, ha belegondolunk, hogy e régió ad otthont a kis-, és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló Nemzeti Radioaktív hulladék-tárolónak, illetve ugyancsak e régió került hazánk egyik legjelentősebb földtani kutatási projektjének célkeresztjébe, mely a nagy aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezéseinek lehetőségét kutatja. Mindkét projekt szervesen kapcsolódik a terület földtani képződményeihez, így a Dél-Dunántúli régió földtani alapkutatása szintén kiemelt jelentőséggel bír.

Diákköri dolgozatom témájaként választott Máriagyűd–1 számú mélyfúrás egyike a Villányi-hegység kristályos aljzatát feltáró fúrásoknak. A fúrás ezen okból kifolyólag értékes információkat szolgálhat a Villányi-hegység, így beleértve a Tiszai-egység szerkezetének, felépítésének pontosabb megismeréséhez. A fúrásban viszonylag nagy vastagságban feltárt kristályos alaphegységre közvetlenül permi üledékes rétegsor települ, melyet a kontinentális kifejlődésű Korpádi Homokkő Formációval azonosítanak. A jelenleg elfogadott szakirodalmi álláspont szerint a két képződmény diszkordánsan érintkezik, azonban a képződményhatár a korábbi dokumentációkban leírt vetőközetek ellenére mai napig nem tektonikus. A földtani értelmezés szerint a kristályos aljzat felszíni mállást szenvedett, breccsásodott törmeléke folyamatosan megy át az alsó-permi vörös üledékes kőzetváltozatokba. A diákköri dolgozatom célja a fentebb felvázolt ellentmondás részletes kivizsgálása, mely részletes közettani és szerkezetföldtani (döntően mikroszerkezeti), illetve a korábban készült vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálatán alapul.

2. Földtani háttér

2.1. A Tiszai-egység földtani fejlődéstörténete

Magyarország az Alpok, Kárpátok és Dinaridák által körülölelt Kárpát-medencében helyezkedik el. A Kárpát-medence jelenlegi geológiai felépítése és tektonikai viszonyai igen bonyolultak. A terület nagyszerkezeti helyzetéből adódóan a Tiszai-egység az Európai és az Afrikai kontinentális lemezek ütköző zónájában foglalt helyet, ahol riftesedés, majd kollíziók sorozata zajlott le (SZEDERKÉNYI 1998). Ezeknek a több fázisban lezajlott szerkezetföldtani folyamatoknak eredményeként vált a Kárpát-medence földtani képe összetetté. A Kárpát-medence aljzatát egy ÉK-DNy-i irányú szerkezeti vonal, a Középmagyarországi-vonal szeli

ketté, mely mentén eltérő földtani felépítésű és fejlődéstörténetű nagyszerkezeti egységek érintkeznek egymással (1. ábra). A Kárpát-medence ÉNy-i felét alkotó egység az ALCAPA-egység, – amely az *Alpine*, *Carpathians*, *Pannonian* nevekből létrehozott mozaikszó (CSONTOS & VÖRÖS 2004) – egy Afrikai-lemezről leszakadt összetett felépítésű litoszférablokkot képvisel. A Kárpát-medence D-i felét alkotó egység a Tiszai-egység, amely az Európai-lemezről leszakadt mikrolemezt képviseli (FÜLÖP 1994).



1. ábra. A Tiszai-egység prealpi szerkezeti egységei (SZEDERKÉNYI 1997 nyomán módosítva)

A mai Magyarország aljzatát kettészelő Középmagyarországi-vonaltól délre eső területeket, illetve a határokon átnyúlva Északkelet-Horvátország, Észak-Szerbia és Erdély nyugati részeinek aljzatát is a Tiszai-egység képződményei építik fel (SZEDERKÉNYI 1998). Az egység D–DK-i határát a Maros menti ofiolitöv, illetve a Dinári ofiolitöv adja, míg ÉNy-i irányban a már többször említett Középmagyarországi-vonal alkotja (KOVÁCS et al. 2000). Az egység K-i határvonalának lefutása bizonytalan, vélhetően megegyezik az Északkeleti-Kárpátok csapásvonalával, az ún. "Szamos-vonallal" (CSÁSZÁR 2005).

A Tiszai-egység kristályos képződményeit a Kárpát-medence magyarországi területén általánosságban több ezer méter vastagságban kainozoos üledékes kőzetösszlet fedi, mely alól kivételt képeznek azon aljzat kiemelkedések, amiket akár csak néhányszor 100 méter üledék fed (SZEDERKÉNYI 1998). A Kárpát-medence területén a preneogén aljzat felszíni kibúvásai több helyről ismertek, például a Szlavóniai-hegység területéről (Papuk, Ravna gora és Krndija), viszont a mai Magyarország területén kizárólag két, viszonylag kisebb dél-dunántúli hegységben, a Mecsekben és a Villányi-hegységben nyomozhatók (CSÁSZÁR 2005).

A Tiszai-egység szerkezetalakulásának első fázisa az egység prealpi térréumainak a variszkuszi orogenezis során bekövetkező egyesülése volt. A Tiszai-egység ezért a prealpi időkre vonatkoztatva egy összetett térréum volt, mely több kisebb térréumból állt össze a

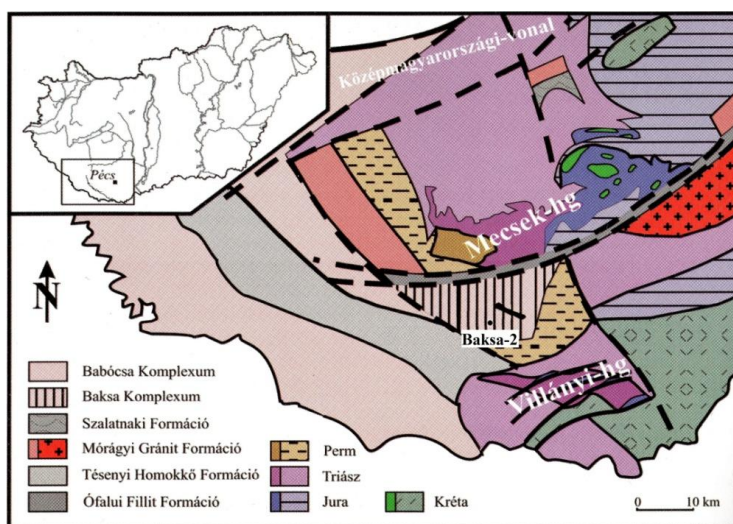
karbon időszak végén (CSÁSZÁR 2005). A Tiszai-egység aljzatának felosztásában legutóbbi megnevezésük alapján három eltérő felépítésű prealpi terréniumot lehet elkülöníteni, melyek a következők: Szlavóniai–Drávai-, Kunsági- és Békési-terrénum. Érdekes azonban megjegyezni, hogy ezeken a prealpi terréniumokon kívül elkülönítünk számos kisebb méretű egységet (takaróroncsot és tektonikus zónába ékelődött testet), melyek a környezetükben elhelyezkedő terréniumokétól nagymértékben eltérő metamorf fokkal rendelkeznek (SZEDERKÉNYI 1998). A három prealpi terrénium és a számos kisebb egység felépítésében a kristályos (mágmás és metamorf) képződmények szerepe a legjelentősebb, azonban ezekhez szervesen kapcsolódnak a szilúr, a karbon és a permio törmelékes üledékes kőzetek is. A második szerkezetfejlődési fázis a Pennini-óceánág középső-jura idejére tehető felnyílása, amikor ugyanis a Tiszai-egység leszakadt és eltávolodott a kontinentális Európa peremétől (SZEDERKÉNYI 1998). A harmadik jelentős szerkezetalakító folyamat a középső-kréta végére, a késő-kréta elejére tehető, amikor az alpi orogenezis során fennálló kompresszió miatt jelentős mértékű takaróképződés és pikkelyeződés vette kezdetét, melynek eredményeként a korábbi, prealpi fácies-elrendeződés felülíródott és létrejött az alpi szerkezeti egységek övezetes elrendeződése. Ezek a szerkezeti övek a Mecseki-, a Villány–Bihari- és a Békés–Codru-i-zóna. Végül, utolsó fejlődéstörténeti fázisként a Tiszai-egység és az ALCAPA-egység jelentős mértékű kivékonyodással és rotációval kísérve a kora miocénre elérte mai helyzetét (SZEDERKÉNYI 1998, KOVÁCS et al. 2000, HAAS 2001, CSONTOS & VÖRÖS 2004, CSÁSZÁR 2005).

A Tiszai-egységet – mint összetett terréniumot – alkotó önálló földtani és szerkezeti felépítésű prealpi terréniumok egymással regionális jelentőségű törési zónák mentén érintkeznek, ilyen többek között a Mecsekalja-vonal és a Villány–Szalatkai mélytörés (KASSAI 1977, SZEDERKÉNYI 1998). Az egyes terréniumokon belül megkülönböztetett alegységek gyakran rendkívül bonyolult szerkezeti kapcsolatban, sokszor jelentősen eltérő metamorf fokú kőzeteket foglalnak magukba, így e heterogén felépítésű képződményeket komplexumokba soroljuk. A Szlavóniai–Drávai-terrénum területét a Baksai Komplexumra (korábbi megfelelője a Göröcsönyi Kristályospala Formáció; FÜLÖP 1994) és a Babócsai Komplexumra (korábbi megfelelője a Görgetegi Kristályospala Formáció; FÜLÖP 1994) tagoljuk tovább (SZEDERKÉNYI 1998). A Kunsági-terrénum területén Mórágai-, illetve Körösi Komplexumot különítünk el, míg a Békési-terrénum további négy különálló alegysége a Kelebiai, a Csongrádi, a Battonyai és a Sarkadkeresztúri Komplexum (SZEDERKÉNYI 1998, CSÁSZÁR 2005).

2.2. A Baksai Komplexum bemutatása

A Baksai Komplexum a Szlavóniai–Drávai-terrénum keleti részén helyezkedik el a felső-karbon molassz, illetve felső-pannóniai rétegek alatt úgy, hogy a Villányi-hegység, illetve annak északi előterének aljzatát alkotja egészen a Mecsekig. Nyugatról a Babócsai Komplexum metamorf képződményeivel érintkezik, míg a Mecsekalja-vonal a tőle északra elhelyezkedő vastag perm és triász képződményektől határolja el, melyek zöme homokkőből, konglomerátumból, és mészkőből épül fel (FÜLÖP 1994). Keleti határát egy ÉNy–DK csapású mélytörés, az ún. Villány–Szalatnaki mélytörés (KASSAI 1977) alkotja, mely lényegében a Szlavóniai–Drávai-terrénumot választja el a Kunsági-terrénumtól. Déli határa ismeretlen, vélhetően a kristályos képződmények átnyúlnak ÉK-Szlovóniába is (SZEDERKÉNYI 1998).

A komplexum metamorf képződményei felszíni kibúvásában sehol sem ismertek. A kristályos képződmények a felszínt legjobban a Görcsönyi-hátság területén közelítik meg, ahol csak vékony (50–100 m) harmad- és negyedidőszaki üledékekkel fedettek (SZEDERKÉNYI 1998). A kristályos képződményeket több kutatófúrás is elérte (pl. Cún–1, Felsőszentmárton–1), de jelentős vastagságban csak a Baksa–2 fúrás hatolt az alaphegység metamorf kőzeteibe (2. ábra). A Baksa–2 kutatófúrás adja a legrészletesebb információt az alaphegységet alkotó kristályos képződményekről, ugyanis 1200 méteren keresztül, közel teljes magkihozatal mellett harántolta azt, így jelentősen bővítette ismereteinket a komplexum földtani felépítéséről és szerkezeti képéről (SZEDERKÉNYI 1998, ÁRKAI et al. 1999, FINTOR 2008, NAGY 2009, M. TÓTH 2014).



2. ábra. A Baksa–2 fúrás elhelyezkedése a Dél-Dunántúl harmadidőszak előtti földtani képződményeinek vázlatos földtani térképén (Fülöp 1994 után módosítva)

A közettanilag igen változatos komplexumot SZEDERKÉNYI (1998) alapján meredeken álló, gyakran függőleges, alig gyűrt migmatit, kétcsillámú gneisz, kétcsillámú pala, amfibolit, márvány és kloritpala asszociáció alkotja. A dél-dunántúli alaphegységben a Baksai Komplexum az egyetlen, amely tartalmaz vastag karbonátos közbetelepüléseket is (SZEDERKÉNYI 1998). A Baksa-2 fúrás által harántolt – kevés harmadidőszaki fedőüledékkel fedett – kristályos alaphegységet SZEDERKÉNYI (1979) öt tagozatra osztotta fel, melyek a következők: (1) *Felső Márványos Tagozat* (57,1–223,7 m); (2) *Kloritos Kétcsillámú Gneisz Tagozat* (223,7–821,8 m); (3) *Alsó Márványos Tagozat* (821,8–866,6 m); (4) *Óriásgránátos Kétcsillámú Gneisz Tagozat* (866,6–922,2 m) és (5) *Óriásgránátos Kétcsillámú Pala Tagozat* (922,2–1200 m). A SZEDERKÉNYI (1979) által említett *Márványos Tagozatok* további jellegzetessége, hogy változó vastagságú amfibolitestek kapcsolódnak hozzájuk (M. TÓTH 2014).

A klasszikus értelmezés szerint a Baksai Komplexum kristályos alaphegységének nagy részét felépítő gneisz és csillámpala protolitja grauwacke összetételű pelites üledék lehetett, melyben előfordultak mafikus láva vagy tufa eredetű közbetelepülések. SZEDERKÉNYI (1998) alapján a Baksai komplexum metamorf fejlődéstörténetét három fázisú prealpi polimetamorfózis jellemzi, melynek fő állomásai a következők: Az első, egyben legidősebb kimutatható folyamat egy 400–440 millió éves nagy nyomású (HP), eklogit fáciesű metamorfózis. Az első metamorf folyamatot az egész komplexum területén megfigyelhető 330–350 millió éves Barrow-típusú ásványzonációt létrehozó progresszív metamorf átalakulás követett. Ez az esemény a Babócsai Komplexuméhoz hasonló p–T jellemzőkkel bír (6–9 kbar és 17–27 °C/km). A harmadik esemény egy 310–325 millió éves andaluzittal jellemezhető metamorfózis, amit a Komplexum északi peremén migmatitosodás kísért (SZEDERKÉNYI 1998). A Baksa-2 fúrás gneisz és amfibolit mintáin végzett szöveti megfigyelések és termobarometriai mérések alapján az aljzat az óra járásával megegyező metamorf p–T fejlődési utat járt be, amit retrográd folyamatok nem szakítottak meg (ÁRKAI et al. 1999). LELKES–FELVÁRI & FRANK (2006) a Dél-dunántúli kristályos aljzat különböző fúrásaiból – köztük a Baksa-2 fúrás Óriásgránátos Kétcsillámú Gneisz Tagozatából is – származó muszkovit-tartalmú mintákon Ar/Ar korolást végzett. Az Ar/Ar korolás tanulsága szerint a muszkovit koradatok meglehetősen egységesen 307,8±4,2–311,9±3,9 millió évet adtak meg annak ellenére, hogy a minták a Dél-dunántúli kristályos aljzat eltérő részeiről származnak. LELKES–FELVÁRI & FRANK (2006) a mért plató koradatokat egy többé-kevésbé zavartalan késő variszkuszi hűlési eseménnyel magyarázza.

NAGY (2009) a Baksa–2 fűrés "óriásgránátos" gneisz és csillámpala tagozatának reliktszöveti elemein különböző termobarometriai módszereket végzett el. A NAGY (2009) által kapott eredmények által kirajzolt p – T út jelentősen eltér a SZEDERKÉNYI (1998) által leírtaktól. Így a két kőzetblokk gyökeresen eltérő korai metamorf fejlődéstörténettel bír (csúcserőértékek: $T \sim 740 \pm 20$ °C, $P \sim 850 \pm 50$ MPa). NAGY (2009) értelmezése szerint a két kőzetblokk $T \sim 600$ °C, $p \sim 5$ kbar viszonyok között, minden bizonnyal tektonikus mozgások eredményeként került egymás mellé.

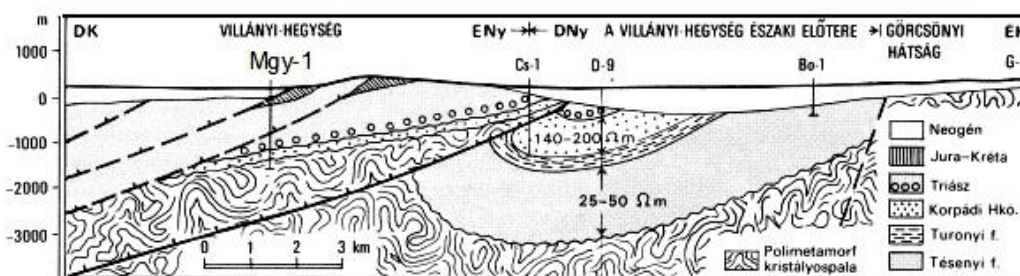
A Baksa–2 fűrés Alsó Márványos Tagozatához szervesen kapcsolódónak amfibolit kőzettestek (SZEDERKÉNYI 1998). Az amfibolit kőzettestek ásványos összetételük különböző, fűrésbeli elhelyezkedésük alapján elkülöníthetők alsó és felső egységekre (M. TÓTH 2014). Fő- és nyomelem geokémiai karakterük alapján az alsó egység protolitja lemezen belüli (within-plate, WP) tholeiit, amely pelágikus üledékeket asszimilált magába, míg a felső egység protolitja lemezen belüli (WP) alkáli bazalt lehetett. M. TÓTH (2014) szerint az amfibolit testek kémiai összetétele önmagában nem magyarázza az ásványos összetételbeli különbségeket, ezért a két egység metamorf fejlődéstörténetében is különbségeknek kell lennie. M. TÓTH (2014) értelmezése szerint egy szubdukáló óceán különböző részei kerültek egymás mellé. A két amfibolit test protolitja eltérő paleotektonikai környezetben jött létre, mely megnyilvánul az eltérő kémiai karakterükben. A szubdukcióhoz kötődő eltérő metamorf fejlődéstörténet magyarázhatja az amfibolit egységek eltérő ásványos összetételét. A szubdukció utáni szelektív kiemelkedés során a két amfibolit egység egymás mellé kerülhetett, így megőrizve az egyedi metamorf fejlődéstörténetüket (M. TÓTH 2014).

A Baksai Komplexum képződményeit számos posztmetamorf hatás érte. A komplexum területén megjelenő repedezett porozitásnak alapvető fontossága van a terület hirdológiai folyamataink megértésében. E folyamatok megértése miatt az utóbbi időben számos munka született a paleohidrologia témakörében, amely a posztmetamorf repedésrendszer cementációjával foglalkozik. A komplexumot a magmás tevékenységhez kapcsolódó aplit telérek szelik át, melyek mentén a mellékkőzet anyaga kontakt metasomatózis hatására jelentősen átalakult (SZEDERKÉNYI 1998, FINTOR et al. 2009). Az ércszegény, pirit kristályok megjelenésével jellemezhető Ca–Al-szilikát ásványokat tartalmazó érrendszerek posztmagma hidrotérmás fluidum hatására képződtek (FINTOR 2008). A komplexum területén általános megjelenésű kvarc-karbonát érköltések egyrészének kialakulása FINTOR (2008) szerint nagy sótartalmú, hipersalin paleofluidumok aljzatba történő migrációjához köthetők. A nagy sókoncentrációjú fluidumok, melyekből a kvarc-

karbonát fázisok kiváltak a perm és/vagy triász evaporit tartalmú üledékes képződményekből származhatnak (FINTOR 2008).

2.3. A Villányi-hegység kristályos aljzata

A Villányi-hegység és környezetének paleozoos törmelékes üledékes képződményeit számos fúrásból ismerjük, ezzel szemben a kristályos alaphegységet alkotó polimetamorf képződményeket alig néhány fúrás harántolta. A Villányi-hegység és annak szűk környezetében három kutatófúrás tárta fel a kristályos képződményeket, melyek a következők: a Diósvizsló–3 sz. fúrás (Dv–3), a Csarnóta–1 sz. fúrás (Cs–1) és a Máriagyúd–1 sz. fúrás (Mgy–1) (3. ábra). A Dv–3 és a Cs–1 fúrások metamorf képződményeket harátnoltak tektonikus helyzetben, pikkelyes közbeékelődésként a permokarbon összleten belül. Ezzel szemben a Mgy–1 fúrásban a perm képződmények a kristályos alaphegységre települnek (FÜLÖP 1994), a település módjánál a tektonikus érintkezés lehetőségét kizárták.



3. ábra. A Máriagyúd–1 sz. fúrás, és a Csarnóta–1 sz. fúrás elhelyezkedése a Villányi-hegység vázlatos földtani keresztmetszében (FÜLÖP 1994, BARABÁSNÉ STUHL nyomán)

A Dv–3 fúrás a felső-karbon Tésenyi Metahomokkő Formáció (VARGA et al. 2012; korábban Tésenyi Homokkő Formáció; FÜLÖP 1994) és az alsóperm Korpádi Homokkő Formáció között (1068–1144 méteren) tektonizált, kataklázitosodott, hidrotermális átalakulást szenvedett muszkovitgneiszet tárt fel (FÜLÖP 1994). A Cs–1 fúrás ennél jóval bonyolultabb szerkezeti képet tár elénk, ugyanis a fúrás felső szakaszán az alsó–triász Jakabhegyi Homokkő és a fekvő Korpádi Homokkő alatt, 458 és 632 m között gneiszet, majd alatta felső–karbon fekete agyagpalát, végül egy néhány tíz méteres maghiányos szakasz után 728 m-től az 1267 m-es talpmélységig ismét Korpádi Homokkővet dokumentáltak (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). A kutatómunkámban vizsgált Mgy–1 jelű fúrás szintén Korpádi Homokkővet tár fel, melynek fekéjeként jelentős vastagságban ortogneiszt harántolt. A Korpádi Homokkő és a metamorf aljzat határaként FAZEKAS (1987), illetve FÜLÖP (1994) eltérő mélységet adott meg, az előbbi 1534,1 m-re, míg utóbbi 1434 m-re és 1533,6 m-re hivatkozott. Az aljzat és a Korpádi Homokkő határának megadása tehát szerzőnként változik.

TÖRÖK (1986) diplomamunkájában a Dél-Dunántúl kristályos aljzatát harántoló kutatófúrások (XII. szerkezetkutató fúrás, illetve Mgy-1 fúrás) maganyagának részletes vizsgálatát végezte el, melynek célja a területen lezajlott metamorf fejlődéstörténet megismerése volt. TÖRÖK (1986) szerint a XII. szerkezetkutató fúrás által feltárt képződmények a Baksai Komplexummal megegyező három fázisú metamorf p-T utat jártak be, míg az Mgy-1 fúrás kristályos képződményei véleménye szerint a Baksai Komplexum metamorf képződményeitől eltérő metamorf fejlődéstörténettel bírnak.

TÖRÖK (1986) az Mgy-1 fúrás maganyagának dokumentálása során zöld-, szürkészöld színű kloritgneisz, kloritos muszkovitgneisz, kétcsillámú gneisz és ehhez kapcsolódó breccsásodott, kataklázosodott, milonitosodott mintákat határozott meg. TÖRÖK (1986) munkájában az egyes kőzettípusok jellemző ásványos összetételét a következőekben határozta meg: a muszkovitgneisz (1626,1 m) jellemző ásványos összetétele plagioklász, kvarc, muszkovit, klorit, biotit, opak ásvány. A kétcsillámú gneisz (1640,1 m) jellemző ásványos összetétele plagioklász, kvarc, biotit, muszkovit és egyéb (opakásvány, cirkon, apatit). Míg a biotitos muszkovitos kloritgneisz (1690,7 m) jellemző ásványos összetétele plagioklász, kvarc, klorit, muszkovit, biotit, egyéb (opakásvány, rutil, cirkon, apatit).

TÖRÖK (1986) háromfázisú metamorf fejlődéstörténetet határozott meg az Mgy-1 fúrásban található metamorf képződményeken. A legelső metamorf esemény egy almandin-zónás progresszív metamorfózis több, mint 400 MPa nyomással és 450–500 °C. Második fázisban biotit zónás diaforézis (retrográd metamorf folyamat) zajlott le, diszlokációs metamorfózissal. A harmadik metamorf esemény egy klorit zónás diaforézis. Az első és a második metamorf fázis között gyenge hidrotermás tevékenység zajlott le, melyet a megnövekedett mennyiségű karbonát, klorit és pirit jelez. TÖRÖK (1986) szerint az eredeti kőzet pelites grauwacke, amelybe kismértékben vulkáni tufa keveredett, maga a képződmény pedig a Békési-terrénum Kelebiai Komplexumába sorolható. TÖRÖK (1986) munkájának eredménye ellenére az Mgy-1 fúrás által harántolt kristályos képződményeket ma általánosan a Baksai Komplexumba sorolják (CSÁSZÁR 2005).

A Máriagyúd-1 sz. fúrás karotázs szelvényének elkészítése során az aljzati képződményeket egységesen ortogneisznek kategorizálták, holott a Baksai Komplexum protolitja a klasszikus értelmezés szerint (SZEDERKÉNYI 1998) grauwacke összetételű pelites üledék lehetett, ami paragneisz metamorf kőzettípust eredményezne. A kőzetanyag első petrográfiai leírását FAZEKAS (1987) végezte el, az aljzati képződmények kifejlődését FAZEKAS (1987) munkássága alapján közlöm, az általa dokumentált kőzettípusok a következők: a) kloritgneisz; b) teleptelér; c) kétcsillámú gneisz, illetve d) a gneisz

kőzettípusok tektonizált, breccásodott változatai. A kloritgneisz zöldesszürke megjelenésű, mely augen/orsós-szerkezetet mutat. Gyakran enyhén lineált, és az orsók elnyújtottak, lapítottak. A kőzet töréses és/vagy képlékeny deformáció nyomait őrzi. A bázisos kemizmusú teleptelér a zöldesszürke kloritgneisz szakaszon belül jelenik meg. A kétsillámú gneisz elsősorban világosszürke–sötétszürke, ritkábban szürkészöld megjelenésű. A kétsillámú gneiszt elsősorban biotit, illetve muszkovit csillám határozza meg. A gneiszre enyhe lineátság jellemző, illetve kissé mutatja az augen/orsó-szerkezetet. A fentebb felsorolt kőzettípusokat gyakran néhány méter (2–5 m) széles tektonizált szakaszok zavarják meg, továbbá karbonát kitöltésű repedések is megjelennek a kőzettípusokban.

FAZEKAS (1987) a fűrés kristályos alaphegység mintáinak mikroszkópos dokumentációját végezte el. Dokumentálása szerint a kristályos alaphegység felső része kataklázos. A kataklázosodott kőzet szericitből és "zúzott metamorfkvarcból" áll, melyben a plagioklász földpátok teljesen szericitesedtek, továbbá a káliföldpát és csillámos alkotók teljesen hiányoznak. Értelmezése szerint e képződmény kvarc–földpát szirt, mely utólagosan diaforatikus–kataklázos átalakuláson ment keresztül. A fűrés talpkörnyékén levő képződményt pedig kétsillámú gneisznek írta le, melyben a kissé orsó és csepp alakú kvarczárványokat tartalmazó plagioklász földpátok mellett, üde mikroklin földpátok is megjelennek.

Újabb munkák a Villányi-hegység kristályos aljzatával kapcsolatban csak a 2000-es évek után születtek. LELKES-FELVÁRI et al. (2006) a Máriagyűd–1 sz. fűrés ortogneisz kőzettípusával foglalkozott. Munkájában a 1638,5 m-es mélységéből származó vékonycsiszolatot dokumentálta részletesen. Megállapítása szerint a muszkovit–biotitgneisz mintára jellemző az augen-szerkezet. Az augeneket néhány mm-es földpát és kvarc szemcsék képviselik, melyeket hajlott-ívelt csillámok ölelnek körül. Az augeneket plagioklász földpátok, illetve Carlsbad-ikresedést mutató káliföldpátok képviselik, utóbbiban bőségesen találkozhatnak muszkovit, albit és kvarc zárványokat. A káliföldpátokat gyakran sakktábla szerű albit helyettesíti. Néhány szemcsében még felismerhető az egykori belső szerkezetek, a pertitre és mirmekitre jellemző szöveti bélyegek. Az augenek egy része teljesen átkristályosodott eltérő orientációjú plagioklász hipidoblasztokká, kvarccá és muszkovittá. Ritkán apró méretű gránát idioblasztok találhatók a plagioklászokban. Az akcesszóriákat cirkon és apatit képviseli. A kőzetalkotó ásványokat utólagos, hidrotermás átalakulás érte, így az eredeti kőzetalkotók helyén klorit, szericit és karbonát ásványtársulás jelent meg.

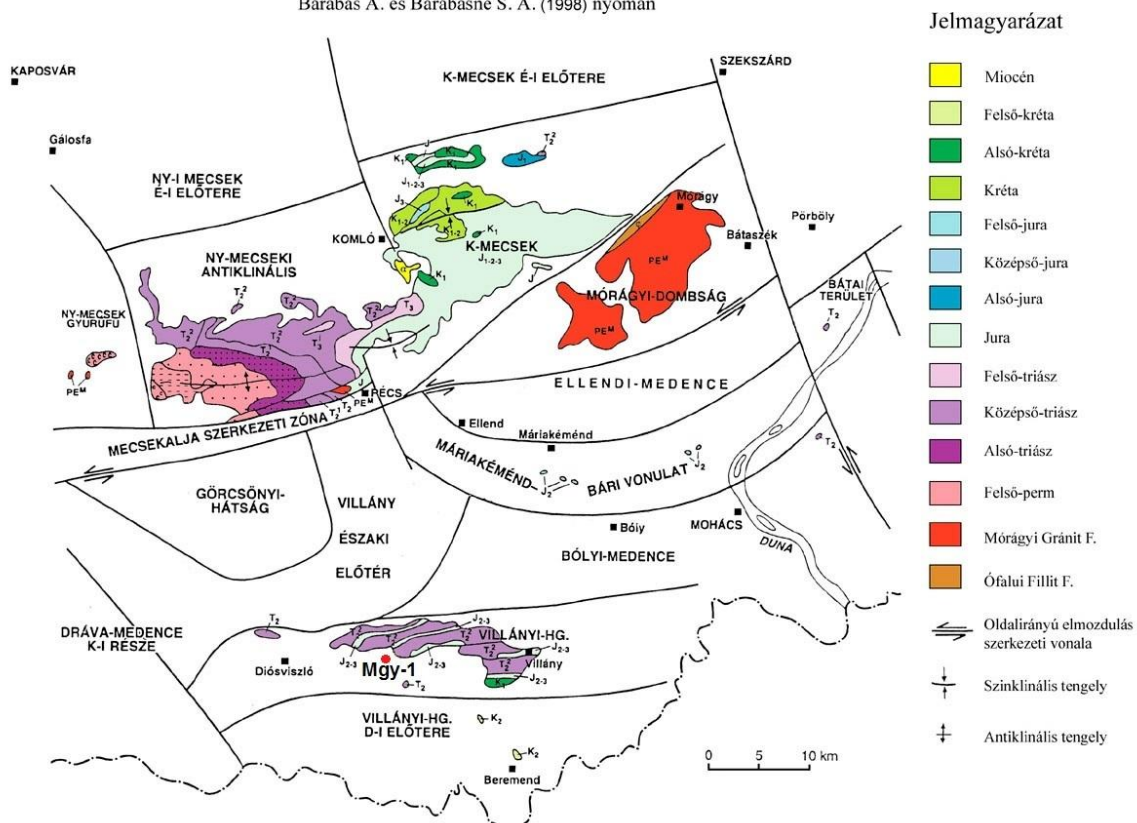
2.4. A Dél-dunántúli elterjedésű Korpádi Homokkő ismertetése

A korábbi összefoglaló tanulmányok alapján a Korpádi Homokkő Formációt felszíni előfordulásból nem ismerjük, a Mecsek és Villányi-hegység környezetében kizárólag kutatófúrások tárták fel. Az alsó permii üledékciklus során létrejött törmelékes összlet a Nyugat-Mecseki, illetve a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen alapvetően eltérő feképződményeken fejlődött ki (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

A Mecsek nyugati, északnyugati peremén a Korpádi Homokkő fekéjeként barnaszínű, mállott gránitfelszín, illetve zöldesszürke színű, gránit anyagú közel helyben maradt lejtőtörmeléket tártak fel a kutatófúrások. A lejtőtörmelék anyaga koptatatlan gránit murva, mely gránit- és aplit "kavicsokat" tartalmaz. A Mecsek és a Villányi-hegység között elterülő Nagykozár–Máriakéménd vonalában a kristályos képződmények, míg a Villányi-hegység északi és északnyugati előterében a Tésenyi Homokkő (Siklósodony–1 fúrás) és a Túronyi Formáció (Tu–1 fúrás) a feképződmény. A Korpádi Homokkő a Villányi-hegység területén az ún. "villányi kifejlődésének" megfelelően ismét kristályos képződményekre települ (FÜLÖP 1994).

A Mecsek-hegység és környezete földtani egységei

Barabás A. és Barabásné S. A. (1998) nyomán



4. ábra. A Mecsek és Villány-hegység környezetének földrajzi/földtani egységei (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998 nyomán).

A Korpádi Homokkő fedőjeként a Nyugat-Mecsekben és Nagykozár–Máriakéménd vonalában, illetve a Villányi-hegység északi előterében (Bisse–1 fúrás) jelentős rétegtani hézag nélkül, kisebb eróziós diszkordanciával települ a Gyűrűfői Riolit Formáció. A perm időszak fiatalabb képződményeinek hiányával az alsótriász Jakabhegyi Homokkő Formáció települ a Korpádi Homokkőre a Diósvizsló–3, a Csarnóta–1, Túrony–1 és a Máriagyűd–1 fúrásokban. Helyenként a Korpádi Homokkő felsőrésze is lepusztult. Néhány helyen (Sb–1) a neoalpi lepusztulás lehatolt a Korpádi Homokkőig, így arra harmadidőszaki képződmények települnek (FÜLÖP 1994, BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998).

A Korpádi Homokkő molassz jellegű, uralkodóan vörös színű, ciklusos felépítésű, törmelékes, folyóvízi képződmény. A Korpádi Homokkő Formáció maximális vastagsága körülbelül 700 m, azonban a képződmény vastagságában szélsőséges területi különbségek mutatkoznak. Meghatározó alapciklus a homokkő, azonban breccsa és konglomerátum, illetve aleurolit is megjelenik. A Korpádi Homokkő közeteire viszonylag rosszul osztályozott és rosszul koptatott polimikt kőzetanyag a jellemző, amely különböző metamorfitek, granitoidok, homokkövek és vulkanitok eróziójából származik (FÜLÖP 1994). BARABÁS & BARABÁSNE STUHL (1998) a Villányi-hegység északi előterében a Formáción belül két tagozat elkülönítését javasolták: az idősebb, egyenletesebb szemcseméretű, változatos színű "Siklósbodonyi Homokkő", illetve a fiatalabb "Dinnyeberki Homokkő".

A törmelékes üledékes kifejlődés kontinentális folyóvízi, illetve tavi fáciesű (BARABÁS & BARABÁSNE STUHL 1998). A formációt képviselő törmelékes kifejlődések változatos megjelenésűek, általánosságban a felfelé finomodó szemcseméret jellemző, és a felül elhelyezkedő finomszemcsés rétegekben gyakran bioturbáció és dolomit konkréciók találhatók. Uralkodó kőzetváltozat a többnyire vörös, lilászvörös, de néha kifakult vagy zöld színű kavicsos, közettörmelékes homokkő. FAZEKAS (1987) feltételezése szerint az üledék lerakódása idején is vörös színű volt, a kifakult kőzetszakaszok elszíneződését későbbi redukáló jellegű oldatok migrációja okozhatta, melynek bizonyítéka a redukált szakaszokon megjelenő pirithintés. A kőzetek kötőanyaga uralkodóan hematitos–limonitos. A durvább szemcséjű kőzetekben a mátrix finomhomok és kőzetliszt frakciójú. A durvább szemcsék rosszul vagy nem koptatottak, átlag 15–25 mm, maximálisan 60 mm átmérőjűek.

A Korpádi Homokkő üledékképződése (alsó 80 cm) a kristályos alaphegységen durvaszemcsés üledékek, murva és konglomerátum képződésével kezdődött. A rétegsor első értelmezésekor úgy gondolták, hogy 1539,6 méterre tett rétegtani határ mentén FAZEKAS (1987) szerint nem mutatkozik éles ásvány-kőzettani határ a mállott gneiszek és annak lepusztulásukból keletkezett murva között. FAZEKAS (1987) munkája során – korábbi

megfigyelésekre hivatkozva (lásd: Mecsek nyugati részén mállott gránit felszínre települ a Korpádi Homokkő) – kihangsúlyozta, hogy nem lehet biztonságosan elkülöníteni az erősen mállott és töredezett gneiszt és a belőle keletkezett litifikált üledéket, ha az nagyobb mértékű szállítást nem szenvedett.

A Mgy–1 fúrás által harántolt Korpádi Homokkő Formációval kapcsolatos modern szemléletű munkák a 2000-es évek után jelentek meg. ÁRGYELÁN (2004) a fúrás által harántolt durvatörmelékes szakasz kavicsanyagának petrográfiai és geokémiai vizsgálatát végezte el. ÁRGYELÁN (2004) szerint a kavicsokat döntően metamorf kőzettípusok alkotják, melyeket három csoportba lehet sorolni: 1). világosszürke, fehér színű granoblasztos szövetű kvarcit, melyben gyakoriak az irányítottan elhelyezkedő csillám zárványok 2). sötét színű, csillám dús ortogneisz, mely jól fejlett foliációval rendelkező lepidoblasztos, lepido-granoblasztos, néha poikiloblasztos szövetet mutat 3). világos színű, kevesebb csillámot tartalmazó, foliált, vagy foliáció nélküli granoblasztos, lepido-granoblasztos, olykor poikiloblasztos szövetű ortogneisz. Mindkét gneisz típus fő ásványos összetétele kvarc, káliföldpát, plagioklász, opak ásvány, muszkovit, ritkábban biotit. Akcesszórius elegyrészként apatit, cirkon, rutil, ilmenit, turmalin és titanit kristályok jelennek meg a gneisz mintákban.

ÁRGYELÁN (2004) megállapítása szerint az alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció kavicsanyaga uralkodóan metamorf eredetű, ortogneisz kőzettípusok lepusztulásából származik. A kavicsanyag forrásköze véleménye szerint egy heterogén ortogneisz metamorf test különböző részeiből származik. ÁRGYELÁN (2004) megjegyezte, hogy az Mgy–1 fúrásban feltárt permi törmelékes képződmények lepusztulási területén elsősorban nem a fúrásból jelenleg ismert kristályos képződmények voltak felszínen.

VARGA (2009) doktori értekezése kapcsán a dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász törmelékes rétegsorának modern szemléletű feldolgozását, illetve geokémiai összehasonlítását végezte el, melynek során részletesen tárgyalja a Korpádi Homokkő Formáció képződményeit érintő új megfigyeléseket, értelmezéseket. VARGA (2009) dokumentálta a dél-dunántúli paleozoos rétegsor – köztük a Korpádi Homokkő Formáció homokköveinek törmelékes eredetű földpátján megfigyelt utólagos albitosodást. Továbbá a Korpádi Homokkő nyugat-mecseki rétegsorában gyökérnyomokat tartalmazó karbonátos paleotalaj-szinteket ("calcrete"-eket) azonosított, melyek őskörnyezet rekonstrukció szempontjából kiemelkedő jelentőségűek. Továbbá megállapította, hogy a nyugat-mecsekben kifejlődött Korpádi Homokkő törmelékes szemcséi között előszeretettel fordulnak elő piroklaszt eredetű,

horzsakő és tufa szemcsék a Gyűrűfői Riolit fekéjében, mely az üledékképződéssel egyidejű piroklaszt-szórással járó savanyú vulkanizmusra utal.

VARGA (2009) eredményei szerint a Siklósbodony–1 fúrásban a Tésényi Homokkő és a Korpádi Homokkő Formáció között ásvány-kőzettani határ nem jelölhető ki, a korábban 700,0 m helyett 642,0 m-en jelölhető ki egy tektonikus határ a képződmények között. VARGA et al. (2014) a Túronyi Agyagpala Formáció és a Korpádi Homokkő formáció széles (40–60 m) törészóna mentén érintkezik 1042,5–1081,7 m-es mélységben a Túrony–1. fúrásban, a korábbi értelmezésekkel szemben (1167,0 m vagy 1169,2 m).

VARGA et al. (2014) megfigyelései szerint Túrony–1 fúrásban feltárt Korpádi Homokkő Formáció jelentősen eltér Nyugat-Mecseki kifejlődéstől. A Nyugat-Mecsekben feltárt Korpádi Homokkő Formáció finomszemcsés sziliciklasztos üledékeiben talajosodás hatására béta-kalkrétre (bioaktivitás melletti karbonátfelhalmozódás a talajszelvényben) jellemző szerkezetek jelennek meg, amik viszonylag száraz (100–500 mm/év csapadék) klímát jeleznek, míg a Villányi-hegység északi előterében mélyült kutatófúrásokban feltárt Korpádi Homokkőben bioaktivitáshoz kapcsolódó pedogén karbonát felhalmozódás nem került dokumentálásra, illetve a finomszemcsés kőzetekben megfigyelt bioturbáció állandó vízborítottságra és nedves környezetre ("wet red beds") utal.

3. Mintagyűjtés, Vizsgálati módszerek

3.1. A Máriagyűd–1. sz. fúrás kőzetoszlopának ismertetése

A Villány-hegység DNy-i részén, Siklós városától mindössze 5 km-re ÉNy felé helyezkedik el Máriagyűd községe. Az Mgy–1 számú fúrás a községtől keletre, néhány 100 méter távolságra mélyült. Az Mgy–1 fúrás teljes rétegsorát a fúrás során készített jegyzőkönyvre, illetve ÁRGYELÁN (2004) dolgozatára támaszkodva ismertetem (5. ábra).

A fúrás felső 125 méteres szakasza középső-triász karbonátos kőzeteket, és a rá települő felsőpannon és pleisztocén képződményeket tárja fel. E felső szakasz alatt egy feltolódásnak minősített tektonikus zóna következik. A feltolódás 970,4 méterig alsó-triásztól alsó-krétaig terjedően uralkodóan karbonátos kifejlődésű képződményeket tár fel. Majd ismét egy feltolódásnak minősített tektonikus határ következik. 970,4 métertől 1539,6 méterig középső-triásztól alsó-permig terjedő üledékes rétegsor következik. A fúrás ezen szakaszának alsó részén 1286,4 és 1539,6 m között harántolta a Korpádi Homokkő Formációt. A kristályos aljzat metamorf képződményeit egy diszkordancia felület után 1539,6 és 1702 méter között

táruinak fel. FAZEKAS (1987) a fűrás talpán üde, kétsillámú gneiszt, míg a kristályos alaphegység felső szakaszán elhelyezkedő gneisz közettípusok breccsásodott–kataklázosodott változatait írta le.



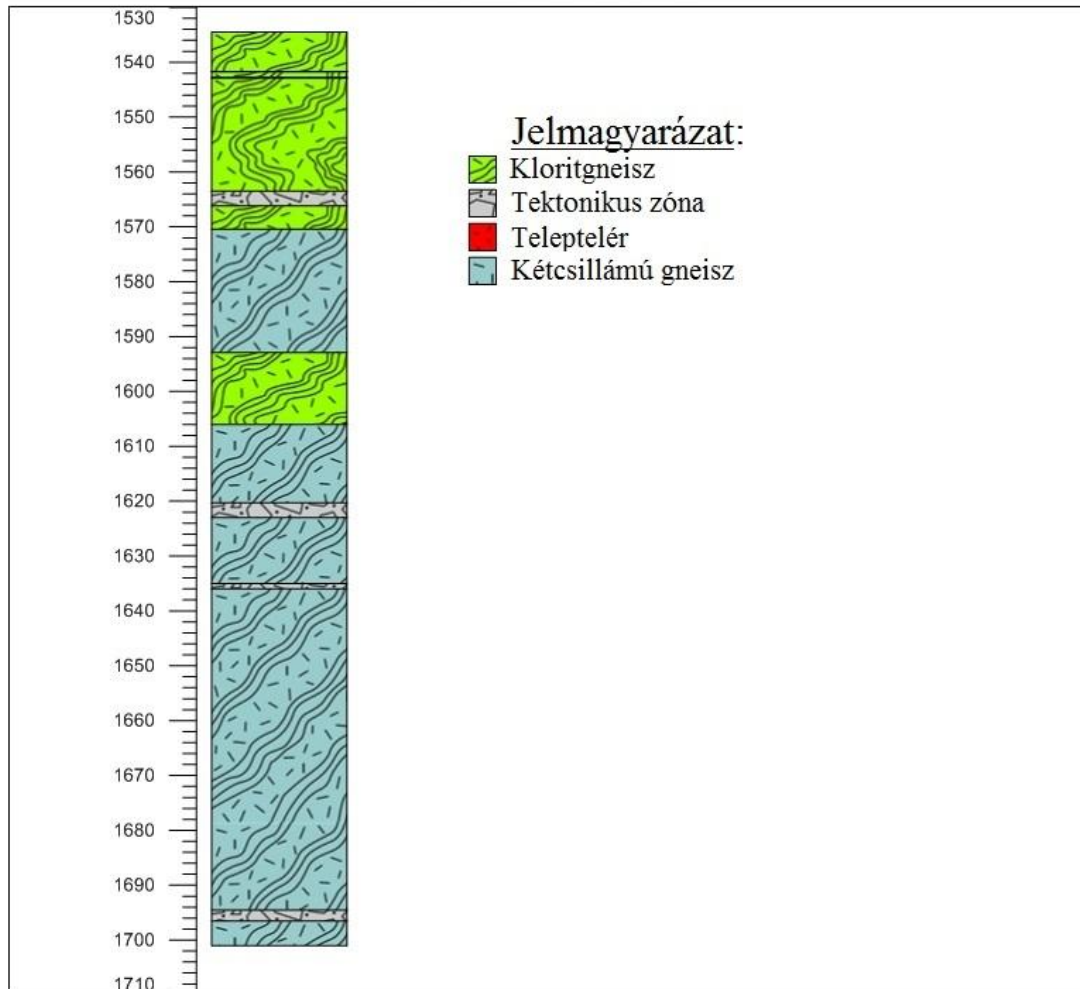
5. ábra. A Máriagyűd-1 sz. fűrás által harántolt képződmények vázlatos rétegoszlópa. A kutatómunkám kizárólag a **Korpádi Homokkő** és a **Kristályos aljzat** képződményeire terjed ki. A **piros** vonallal jelzett részek a feltételezett feltolódások

Munkám során a Máriagyűd-1 sz. fűrásban feltárt kristályos aljzatról rendelkezésre álló maganyag részletes dokumentálását végeztem el. A vizsgálataim a makroszkópos, és mikroszkópos petrográfiai dokumentáción túlmenően kiterjednek a kristályos aljzatról érintő szerkezetföldtani megfigyelésekre, különös tekintettel az alaphegység és a rá települő Korpádi Homokkő Formáció bizonytalan települési viszonyára. Továbbá a jelenlegi érvényes közettani határ megvizsgálását is a dolgozatomban céljaimnak tartom.

A dolgozat elkészítéséhez felhasználtam a korábban végzett, eddig nem publikált kéziratok jelentések eredményeit, melyeket Máthé Zoltán bocsátott rendelkezésemre a Mecsekérc Környezetvédelmi Zrt. adattárából. A kutatómunkám alapját a Máriagyűd–1 számú fúrásban feltárt, a Baksai Komplexumba sorolt metamorf kőzetanyag adja. A munkám során a 13 db fűrőmag makroszkópos kőzettani, illetve az archív vékonycsiszolatok mikroszkópos dokumentációját végeztem el. A vizsgálatokhoz szükséges fűrőmagokat az Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettani és Geokémiai Tanszék raktárából (3 db), továbbá a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Kőzettani és Geokémiai Tanszék raktárából szereztem be (10 db). A fűrőmagokat binokuláris mikroszkóp segítségével vizsgáltam. A mikroszkópos vizsgálatok elvégzéséhez szükséges archív vékonycsiszolatokat (7 db) a Mecsekérc Környezetvédelmi Zrt. jóváhagyásával álltak rendelkezésemre. Diákköri kutatásom során az így összegyűjtött fűrőmagokról részletes makroszkópos kőzettani leírást készítettem. Az archív vékonycsiszolatok petrográfiai leírását a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Kőzettani és Geokémiai Tanszékén rendelkezésemre álló Olympus BX41-típusú polarizációs mikroszkóp segítségével készítettem el. A maganyag részletes vékonycsiszolati dokumentálása, illetve analitikai vizsgálata (pl. röntgen-pordiffrakció, katódlumineszcens és UV mikroszkópia) az MSc diplomamunkám keretében folyik tovább.

A Máriagyűd–1 számú mélyfúrás metamorf szakaszának első makroszkópos dokumentációja FAZEKAS (In: BARABÁSNÉ STHUL 1988) munkásságához kötődik. A 6. ábra a metamorf aljzatot bemutató vázlatos kőzetoszlop FAZEKAS In: BARABÁSNÉ STHUL (1988) által leírtakon alapul. Ugyan a rendelkezésemre álló fűrőmag minták makroszkópos petrográfiai reambulációja szerves részét képezi a kutatómunkámnak, viszont terjedelmi okokból ezek részletes, mindenre kiterjedő dokumentációja a diplomadolgozatomban fog szerepelni. Ellenben a jellemző kőzettípusok petrográfiai leírására, azok ásvány–kőzettani, illetve mikrotektonikai ismérveinek bemutatására a "5.2. A Máriagyűd–1 sz. fúrásból készült vékonycsiszolatok petrográfiai eredményei" című fejezetben kerül majd sor.

A Máriagyűd-1 fűrés által harántolt aljzati képződmények vázlatos kőzetoszlopa



6. ábra. A Máriagyűd-1 számú mélyfűrés metamorf szakaszának rétegsora BARABÁSNÉ STHUL (1988) nyomán. Megfigyelései szerint a kristályos alaphegység uralkodóan kloritgneisz, illetve kécsillámú gneisz kőzettípusokból épül fel. E kőzettípusokon túl leírt teleptelért, illetve dokumentálása során több tektonikus zónát is dokumentált.

A Mecsek Ércbánya Vállalat vékonycsiszolatainak petrográfiai leírását első ízben FAZEKAS (1987) végezte el a "Máriagyűd-I. számú mélyfűrés ásvány-kőzettani vizsgálati eredményei" című kutatási jelentés részeként, mely során felismerte a kristályos alaphegység felső részén elhelyezkedő metamorfítok töréses deformációját. Vékonycsiszolati megfigyeléseit, rövid vázlatos formában az 1. táblázat tartalmazza.

Mélység (m)	Rövid mikroszkópos leírás
1533,5	Sarkos metamorfkvarc törmelékből és szericitből álló plagioklászgneisz zúzalék
1534,1	Durvaszemcsés, kataklázos plagioklászgneisz
1538,0	Finomszemcsés kataklázit
1543,0	Kissé karbonátos, finomszemcsés kataklázit
1699,8	Kéticsillámú gneisz, kloritosodott biotittal és üde muszkovittal

1. táblázat. A Mecsekérc Zrt. által készített archív vékonycsiszolatok rövid petrográfiai leírása FAZEKAS (1987) nyomán. Látható, hogy a vékonycsiszolatok dokumentálása során FAZEKAS (1987) felismerte a kristályos alaphegység felső részét képviselő metamorfitek tektonizáltságát.

Diákköri kutatómunkám egyik célja az Mgy–1 fúrás által feltárt kristályos aljzatának felső részét képviselő metamorf kőzetek szerkezetföldtani jellegű jellemzése, értelmezése annak érdekében, hogy a fedő – alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció – felőli diszkordáns üledékes település vagy tektonikus határ körül már korábban felvetett kérdésben állást tudjak foglalni. Az állásfoglalás érdekében elengedhetetlen a jelenleg érvényes elméletek ismerete, így a minták dokumentálása előtt rövid szerkezetföldtani áttekintést szeretnék adni a következő fejezetben.

4. Szerkezetföldtani áttekintés

4.1. A töréses szerkezetalakulás rövid ismertetése

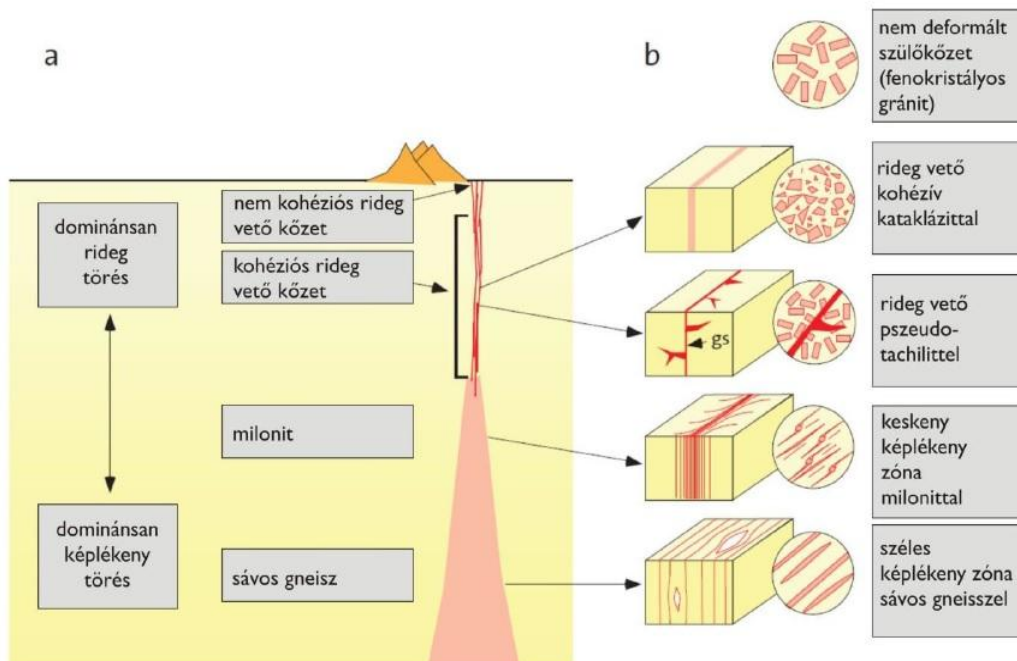
Sekély mélységű földtani környezetben, vagy a felszíni kibúvásokban megjelenő, akár több képződményen keresztül is nyomozható és/vagy jellegzetes elmozdulást mutató, széles breccsásodott zónával kísért makroszkópos méretű vető zónák kétségkívül a leglátványosabb elemei a szerkezetföldtannak. A vetők és vetőzónák nem csak makroszkópikus léptékben, hanem bármilyen léptékben előfordulhatnak a litoszférában. Így a vékonycsiszolati mérettartományban megjelenő vetők hasonlóan értékes elemei a szerkezetföldtannak.

A feszültség hatására a kőzetekben alakváltozás, deformáció játszódik le. A deformáció lehet folytonos vagy nem folytonos. Előbbi esetben képlékeny, utóbbi esetben töréses szerkezetalakulásról beszélhetünk (CSONTOS 1998, PASSCHIER & TROUW 2005). A rideg-töréses deformáció során anyagfolytonossági hiány, azaz törés/repedés keletkezik a kőzetben. A rideg-töréses szerkezetalakulás magába foglalja a korábban ép kőzet nyírás általi törését, mely során a kialakuló kezdeti repedések fokozatosan összenőnek, továbbá egy

korábban kialakult repedés mentén való elmozdulást, mely akár a vetőzóna kiszélesedéséhez vezethet (VAN DER PLUIJMB & MARSHAK 2004).

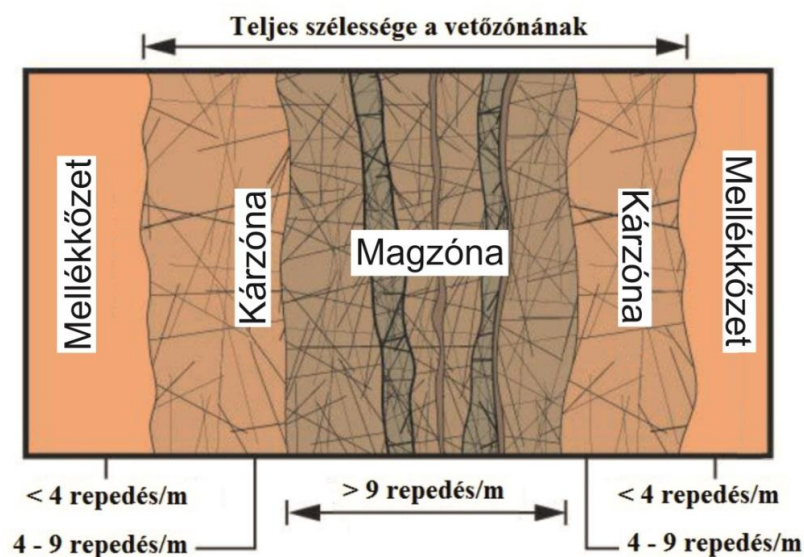
4.2. Vető és nyírási zónák rövid ismertetése

A Földkérgének felső több 10 km-ében található vető és nyírási zónákat olyan kőzetekből álló zóna kíséri, amit alakváltozási folyamatok hoztak létre. Az alakváltozás során a kőzetek egyes pontjai a feszültségtér hatására kimozdulnak eredeti helyzetükből, továbbá ezen pontok egymáshoz való viszonya is megváltozik (CSONTOS 1998). A vető zóna kifejezés alatt általában töréses szerkezetalakulással járó folyamatot értünk, ahol a kőzet elveszti korábbi folytonosságát. A litoszféra felsőbb részein, a felszín közeli (~ 5 km) vető zónák mentén történő elmozdulás legfeljebb néhány elkülönült vetőfelület mentén következhet be. Így – a definícióból adódóan – a vető zóna tulajdonképpen egy olyan alakváltozást szenvedett kőzettérfogat, ahol a feszültség erősen lokalizálódott. Ezzel szemben a nyírási zónákat képlékeny szerkezetalakulással járó folyamatok jellemzik, ahol a kőzet nem veszti el kontinuitását, kizárólag az anyagi pontok térbeli viszonya változik meg. Nyírási zónák mentén a feszültség egy jóval szélesebb, a mélység növekedésével kiszélesedő zóna mentén oszlik el (PASSCHIER & TROUW 2005).



7. ábra. A vetőkőzetek fő típusainak mélység szerinti eloszlása a földkéregben: **a)** Egy vető, illetve nyírási zóna sematikus keresztmetszévé látható. A növekvő mélységgel és metamorf fokkal a zóna kiszélesedhet és változhat a geometriája, továbbá a vető/nyírási zóna mentén megjelenő vetőkőzetek is. **b)** A vető/nyírási zóna mellett megjelenő jellegzetes vetőkőzet típusokat jelöli, melyeket az alakváltozás mértéke és a hőmérséklet együttes hatása alakított ki: *kataklázit*, *pszeudotachilit*, *milonit*, *gneisz* (PASSCHIER & TROUW 2005 nyomán módosítva).

Egy a litoszférában megjelenő, jelentős vertikális távolságon keresztül nyomozható általánosított vető, illetve nyírási zóna mentén több, eltérő alakváltozási folyamattal jellemezhető öv jelenik meg, melynek sematikus képét a 7. ábra mutatja be. Az egyes, ún. deformációs tartományokban a mellékkőzet anyagára képlékeny vagy rideg-töréses alakváltozást eredményező deformációs folyamatok hatnak, attól függően, hogy az eredetileg ép mellékkőzet milyen nyomás, hőmérséklet tartományban fordul elő (PASSCHIER & TROUW 2005). A nyírási zóna mélyebb részein, ahol az átalakulás magasabb hőmérsékleten, közel metamorf körülmények között zajlik (250–300 °C) ott uralkodóan képlékeny deformációs folyamatok hatnak a mellékkőzet anyagára. A mélység, így egyúttal a hőmérséklet csökkenésével egy ún. átmeneti tartomány után a felszín közelébe érve már a dominánsan rideg-töréses deformáció válik uralkodó folyamattá (PASSCHIER & TROUW 2005; VAN DER PLUIJMB & MARSHAK 2004). A képlékeny és a rideg-töréses tartomány között folyamatos átmenet áll fenn. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy az egyes deformációs tartományok térbeli elhelyezkedése sok tényező együttes eredménye, kiemelten függ a feszültség mértékétől, ugyanis akár a képlékeny szerkezetalakulási övben is történhet töréses alakváltozás, ha a feszültség mértéke kellően magas volt.



8. ábra. Egy vetőzóna sematikus keresztmetszete az egyes zónákhoz (mellékkőzet–kárzóna–magzóna) tartozó repedés sűrűségek feltüntetésével (MUNIER et al. 2003 nyomán módosítva).

Egy vető zónát és annak közvetlen környezetét több részre oszthatjuk fel a tektonikai igénybevétel mértéke alapján, melyek a következők: 1) nem deformált mellékkőzet, 2) átmeneti zóna vagy kárzóna (GUDMUNDSSON 2011), 3) és a magzóna (8. ábra). A deformáció által alig érintett mellékkőzetre alacsony repedés sűrűség jellemző (<4 repedés/m). A kárzóna még tartalmazhat repedések által alig érintett közettérfogatokat, de a vető magzónája felé a

repedés sűrűség fokozatosan megemelkedik (4-9 repedés/m). A kárváza magzóna felőli részén egy keskeny sávban már vetőkőzetek is megjelenhetnek. A magzónára igen nagy repedés sűrűség jellemző (>9 repedés/m), itt már általános a vetőkőzetek és az erősen repedezett közettérfigatok jelenléte. A vetőkőzetek itt lencsés elrendeződésben jelennek meg, váltakozva a "kevésbé" deformált kőzetekkel (GUDMUNDSSON 2011, MUNIER et al. 2003).

A kataklázis folyamata egy olyan töréses deformáció, amely magába foglalja az egyes szemcsék mikrotörések menti elmozdulását, illetve ezek rotációval járó további fragmentációját (ENGELDER 1974). A kataklázis folyamata tulajdonképpen nem más, mint a kőzetdarabok és ásványtörések mechanikai felőrlődése. A kis szemcseméret, illetve a mikrorepedések sokasága miatt terepi vagy kézipéldány méretben a kataklázis folyamata folytonos alakváltozásnak tekinthető (PASSCHIER & TROUW 2005). A kataklázis során a szemcsék méretének folyamatos csökkenése jellemző, melynek végeredményeként többnyire szögletes ásvány- és/vagy közettörésekből álló kataklázitok jönnek létre (VAN DER PLUIJMB & MARSHAK 2004). Mivel a széttört, elmozdult szemcsék nagyobb térfogatot foglalnak el, mint szoros illeszkedés esetén, ezért a folyamat térfogat növekedéssel jár. Ebből kifolyólag a környezeti feszültség növekedése gátolón hat a folyamatra. Egy bizonyos környezeti feszültség és hőmérséklet határértéken túl megszűnik az alakváltozás kataklázis jellege.

4.3. Vetőkőzetek ismertetése és osztályozása

Az alakváltozási és/vagy metamorf folyamatok által létrehozott jellegzetes közettípusokat tektonitnak nevezzük (CSONTOS 1998). Az alakváltozási folyamatokat a feszültség iránya és nagysága irányítja, így tulajdonképpen a feszültség lokalizációjára adott válaszként alakulnak ki a vetőkőzetek. A vető és nyírási zónákban megjelenő tektonitok szövete alapján képesek vagyunk következtetni a kialakító folyamatra.

A deformált kőzetek szöveti bélyegeit az alakváltozás és a visszaépülés mértéke határozza meg. Másiképpen megfogalmazva a nyírási zónák mentén előforduló tektonitok szövetét voltaképpen a nyírás mértéke, a rekristalizációs sebessége, illetve ezek egymáshoz viszonyított aránya határozza meg (PASSCHIER & TROUW 2005). Értelmszerűen az újrakristályosodás hőmérséklettől függő folyamat, ezért ha minél nagyobb a hőmérséklet (egyúttal nagyobb a rekristalizáció sebessége), annál nagyobb szerep jut a "felgyógyulási" folyamatoknak. Ezen kívül az alakváltozás eredménye nagymértékben függ a kiindulási kőzet anyagi minőségétől (ásványos összetételétől), szemcseméretétől, illetve jelentősen függ még

annak fluidum-tartalmától és a feszültségtér jellegétől is, és nem utolsó sorban a p–T környezettől (PASSCHIER & TROUW 2005).

		nem foliált	foliált
> 30 % nagy klasztok > 2 mm	75-100% nagy klaszt (>2 mm)	vetőbreccsa	repedezett breccsa
	60-75% nagy klaszt (>2 mm)		mozaik breccsa
	30-60% nagy klaszt (>2 mm)		kaotikus breccsa
< 30 % nagy klasztok > 2 mm	inkohézív	vető gouge	
	kohézív	üveg vagy devitrifikált üveg	pszeudotachilit
		0-50% mátrix (<0,1 mm)	protokataklázit
		50-90% mátrix (<0,1 mm)	(mezo)kataklázit
		90-100% mátrix (<0,1 mm)	ultrakataklázit
		szemcsék növekedése	blastomilonit

9. ábra. A vetőkőzetek nem-genetikai osztályozása. A osztályozás során a kohézivitás és a foliáció megléte vagy hiánya nem döntő fontosságú elkülönítő tényező, helyette az elkülönítés - elsősorban - az ún. nagy klasztok (> 2mm) százalékos aránya alapján történik. (WOODCOCK & MORT 2008 nyomán módosítva)

A vetőkőzetek nem-genetikai osztályozására legnagyobb hatással SIBSON 1977-ben létrehozott osztályozási rendszere volt. A Sibson-féle osztályozás alapjául az elsődleges kohézió – már a vető működése alatt meglévő kohézió – és a foliáció jelenléte szolgált. A vetőkőzetek modern szemléletű nem-genetikai osztályozását WOODCOCK & MORT (2008) dolgozta ki, amely terepi, illetve makroszkópos minták besorolására kitűnően alkalmas.

A WOODCOCK & MORT (2008) által javasolt osztályozási rendszer a vetőkőzetek szemcseméretét használja fel elsődleges elkülönítő paraméterként (9. ábra). A WOODCOCK & MORT (2008) "kritikus" szemcseméretnek LAZNICKA (1988) nyomán 2 mm-t határozott meg, mely alapján elkülöníthetők a durvaszemcsés vetőbreccsák a többi vetőkőzettől. Ha tektonit térfogatának legalább 30%-át 2 mm-t meghaladó, ún. nagy klasztok alkotják, akkor vetőbreccsáról beszélhetünk, függetlenül attól, hogy annak milyen a kohezívítása. Értelmszerűen ha a vizsgált tektonit térfogatának kevesebb mint, 30%-át alkotják a 2 mm-t meghaladó klasztok, akkor a finomszemcsés vetőkőzetek csoportjába sorolható a vizsgált tektonit. A finomszemcsés vetőkőzetek csoportjába a következő kőzetek tartoznak: vetőgouge (magyarul vetőagyag), kataklázit, milonit. A vetőgouge alapvetően inkohézív szemben a kataklázittal és a milonittal. A kataklázit és a milonit elkülönítése az osztályozás során a

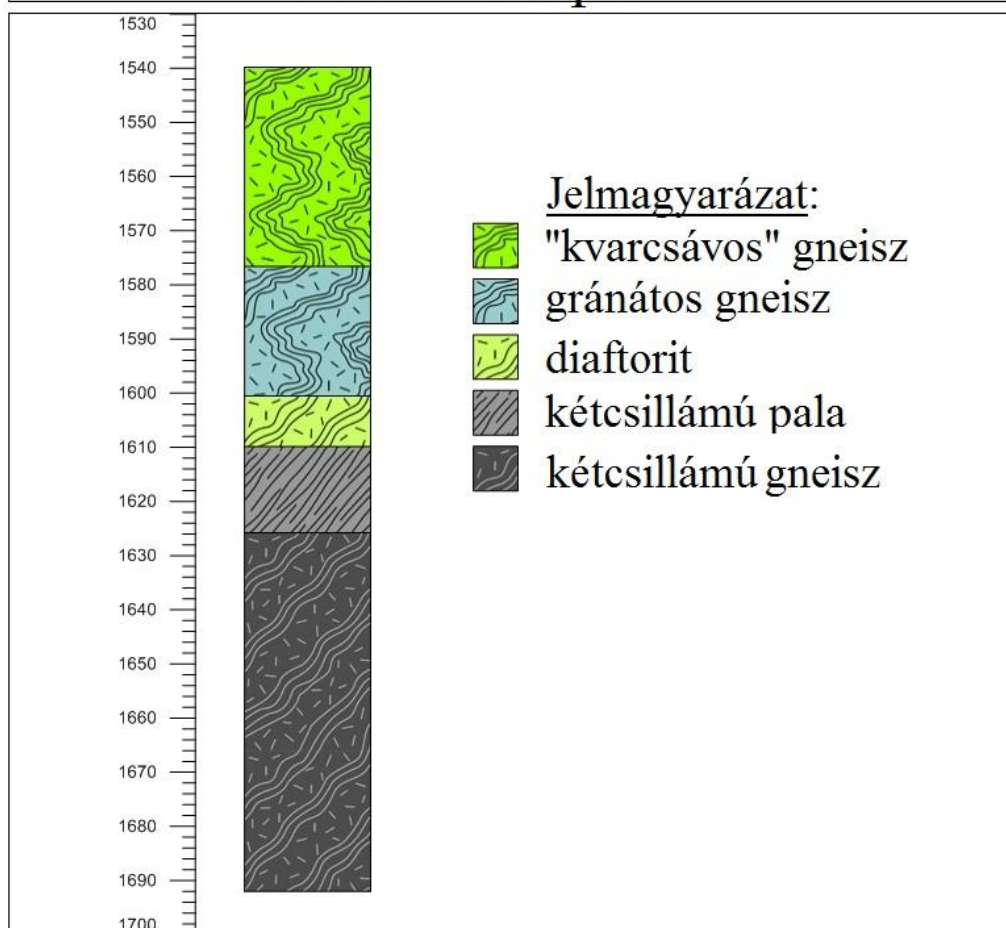
foliáció alapján történik, további tagolásuk a 0,1 mm-nél kisebb szemcsék, a mátrix aránya alapján történik. Így beszélhetünk 0–50%-os mátrix arány mellett *proto*-, 50–90%-os mátrix arány mellett *mezo*-, 90–100%-os mátrix arány mellett *ultrakataklázitról*, -milonitról. Külön besorolást kapott a kohézív vetőkőzetek csoportjában a pszeudotachylit, illetve a blasztomilonit.

5. A Máriagyűd–1 sz. fúrás alaphegységi képződményeinek petrográfiai vizsgálata

5.1. A Máriagyűd–1 sz. fúrás fúrómag mintáinak petrográfiai eredményei

Az Mgy–1 fúrási maganyagának első dokumentációja BARABÁS NÉ STHUL (1988) nevéhez fűződik, melyre támaszkodva közetoszlopot szerkesztettem (6. ábra). A SZTE Ásványtani, Kőzettani és Geokémiai Tanszék raktárában fellelhető metamorfitokról egy katalógus állt rendelkezésemre, mely a kőzetek rövid jellemzését tartalmazza, ez alapján szerkesztettem meg a 10. ábrát.

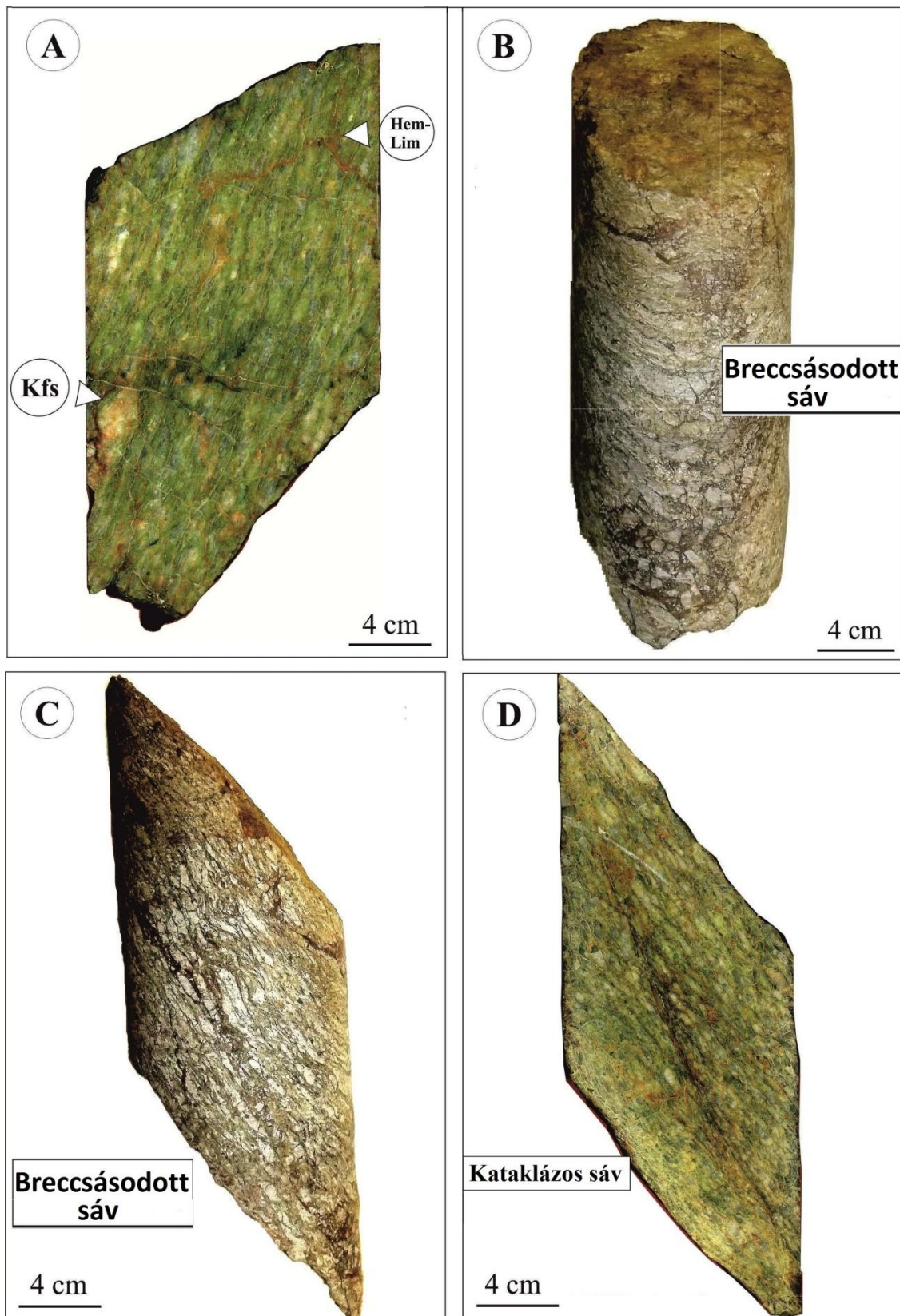
A Máriagyűd-1 fűrés által harántolt aljzati képződmények vázlatos kőzetoszlopa



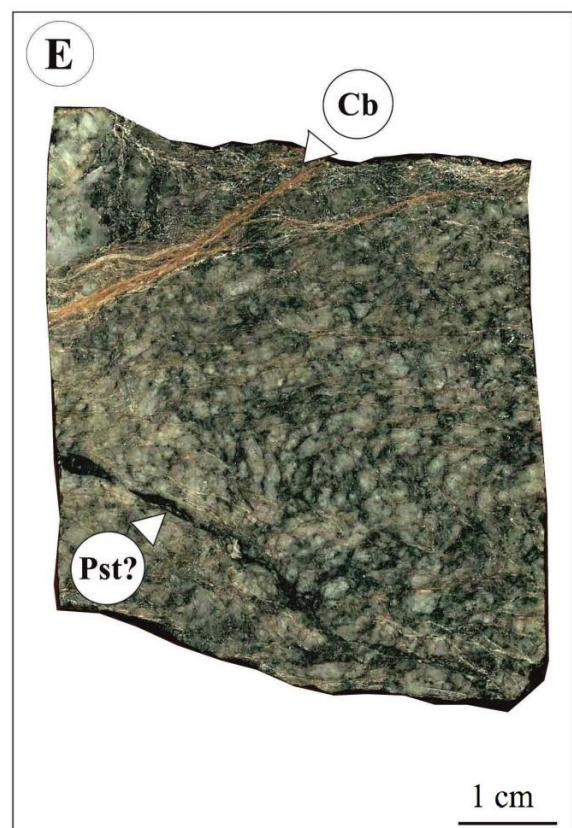
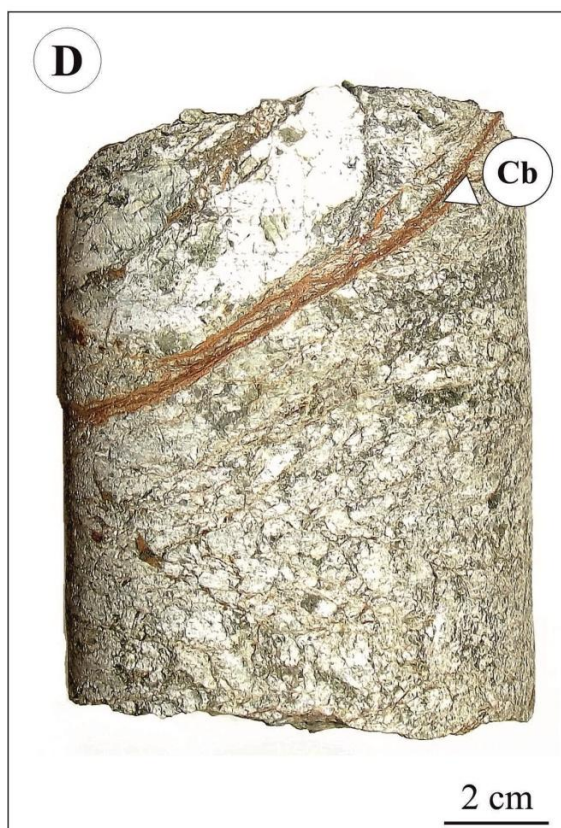
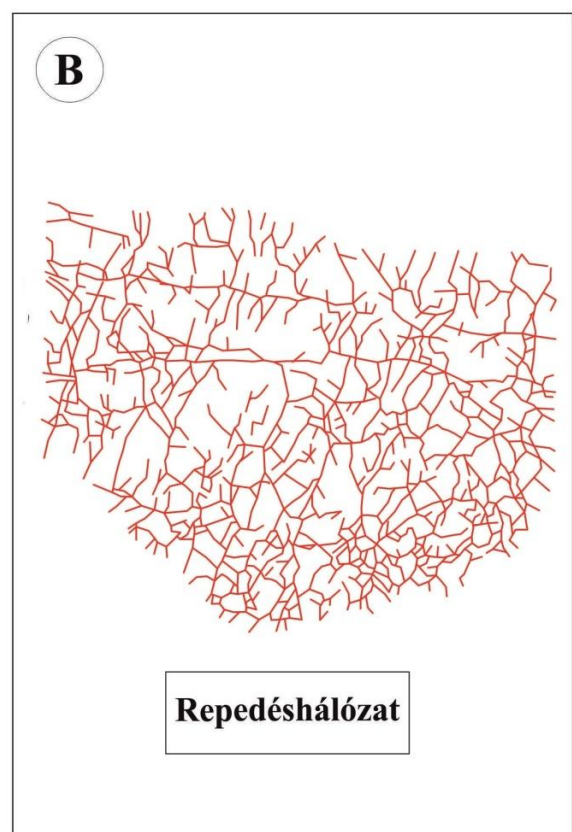
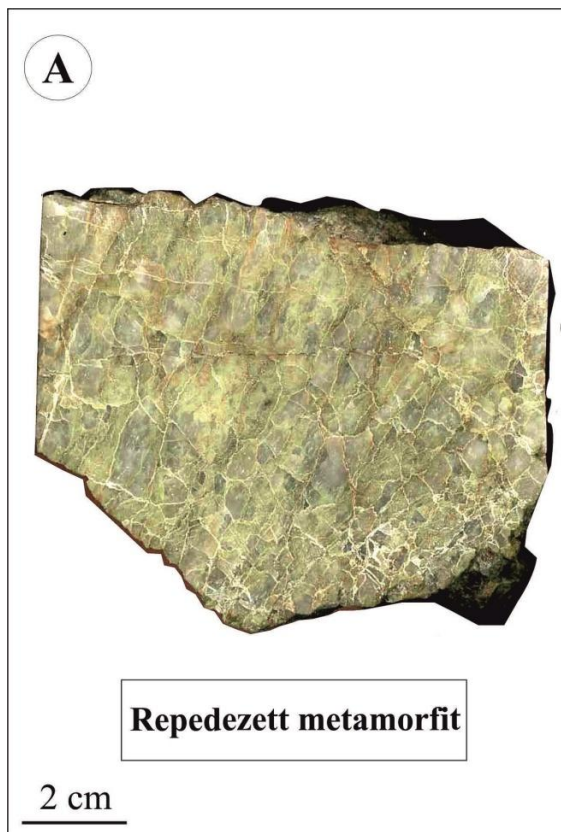
10. ábra. A Máriagyűd-1 fűrés által harántolt kristályos alaphegység vázlatos kőzetoszlopa a SZTE ÁGK magraktár katalógusa alapján.

A diákköri kutatómunkámhoz 1539,6–1545,7 méter mélységtartományból származó magminták almazöld színű, csillámos alkotókban elszegényedett kloritgneisz/plagiogneisz közettípusok (11. ábra **a–d**)). E közettípus nagyméretű káliföldpát augeneket tartalmaznak (11. ábra **a**)). A magminták erősen tektonizáltak, fejlett repedéshálózattal bírnak, és gyakran breccsásodott–kataklázosodott sávokat is tartalmaznak (11. ábra **b–d**)). A fűrómag paláston, illetve vágott felületen egyaránt megjelenik egy hematitos–limonitos kitöltésű, sztírolit-szerű lefutással bíró ér (11. ábra **a**), illetve **d**)). Megfigyeléseim szerint 1551,0 méteres, illetve 1561,4 méteres mélységtartományban szintén a már korábban említett almazöld színű kloritgneisz/plagiogneisz jelenik meg (12. ábra **a**)). Az 1551,0 méteres mélységben megjelenő gneisz kőzetalkotói erősen kihengereltek. Az 1561,4 méteres mélységből származó gneisz erősen tektonizált, és a magminta igen fejlett repedéshálózattal bír (12. ábra **a–b**)).

WOODCOCK & MORT (2008) alapján a kőzet egy repedezett (*crackle*) vetőbreccsa (12. ábra **a**)). Kloritosodott biotitgneisz található 1570,2 méteres mélységben, melyet karbonátos, illetve piztácia színű epidotos/kloritos (?) kitöltésű erek járnak át. Ez alatt, 1576,6 méteres, illetve 1580,3 méteres mélységben biotit-muszkovitgneisz jelenik meg, a kőzettípusok karbonátos kitöltésű erekkel átjártak, illetve ér menti átalakulás (metaszomatózis?) is megfigyelhető. 1600,5 méteres mélységben ismét kloritosodott biotitgneisz jelenik meg, mely karbonátos repedésekkel átjárt. 1609,9 méteres mélységtől kezdődően üde megjelenésű, gyakran karbonátos kitöltésű erekkel átjárt szürke–sötétszürke biotitgneiszek jelennek meg (12. ábra **c–d**)). A fúrás talpmélységéből származó magminták üde, jól foliált kécsillámú gneisz kőzettípust reprezentálnak.



11. ábra. A Mgy-1 fúrásban megjelenő kloritgneisz/plagiogneisz közettípusok. **A)** Káliföldpát (Kfs) augeneket tartalmazó almazöld színű gneisz, melyben sztílit-szerű lefutású hematitos–limonitos (Hem–Lim) ér található. **B)** Gneisz magminta szemből nézetből. **C)** Ugyanez oldalnézetből, a magpaláston megfigyelhető a breccásodott sáv. **D)** Ugyanez vágott felületen, a magminta belsejében hematitos–limonitos kitöltésű kataklázosodott sáv formájában jelenik meg a deformált rész. (A-D mélységtartomány: 1539,6–1545,7 m)



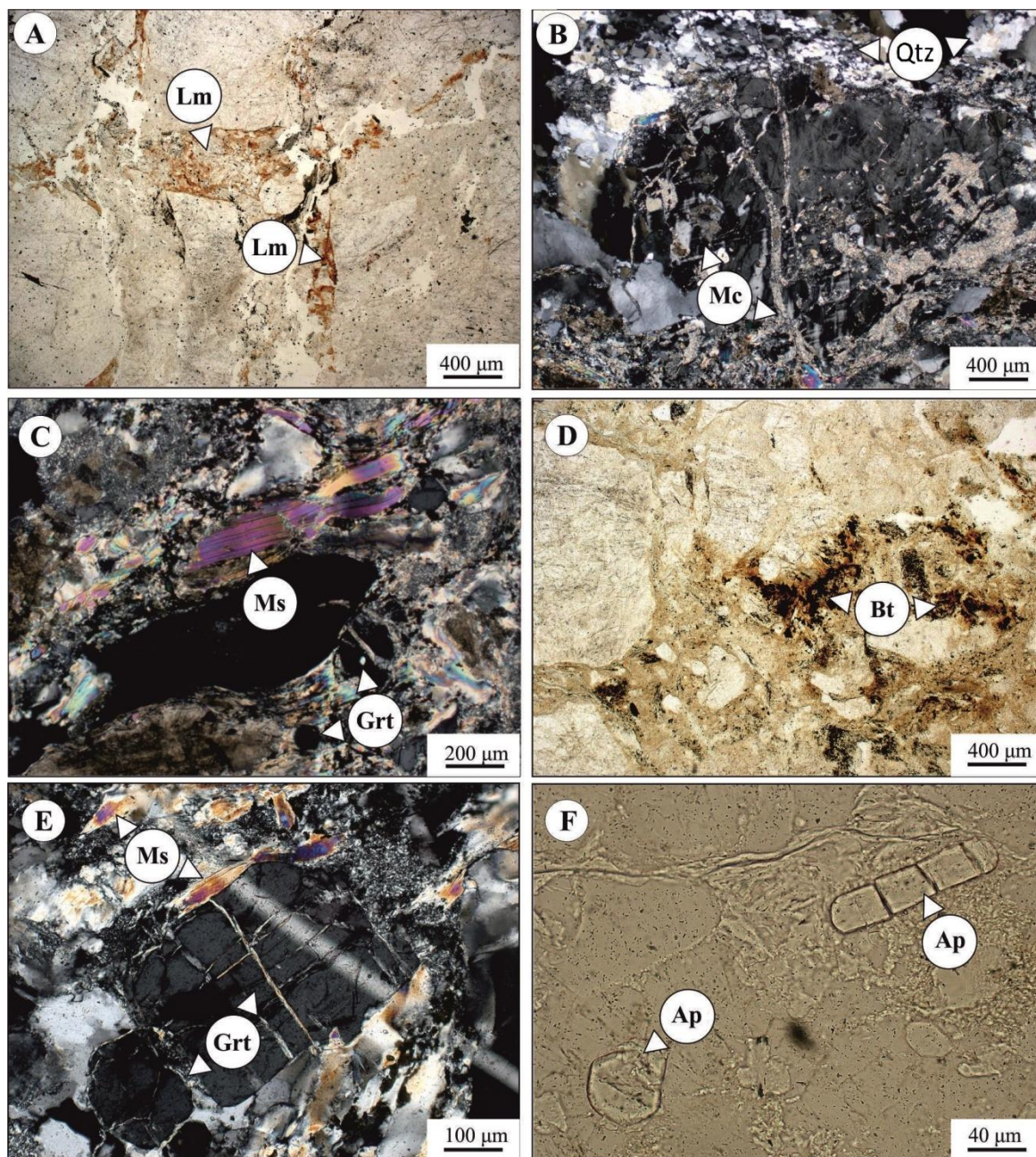
12. ábra. **A)** Fejlett repedéshálózattal bíró, nagy kvarc–földpát augeneket tartalmazó kloritgneisz/plagiogneisz kőzettípus. A tektonit megnevezése: repedezett vetőbreccsa (Mélység: 1561,4 m). **B)** Ugyanennek a magmintának a repedéshálózata. **C)** Szürke–sötétszürke biotitgneisz markáns megjelenésű karbonát kitöltésű érrel (1625, 5 m) **D)** Ugyanaz a magminta, alsó felén pszeudotachylitre emlékeztető érszerű képződménnyel.

5.2. A Máriagyűd–1 sz. fúrásból készült vékonycsiszolatok petrográfiai eredményei

A mikroszkópos vizsgálataim tárgyát a Máriagyűd–1 (Mgy–1) jelű mélyfúrásban feltárt, a Villányi-hegység metamorf aljzatát reprezentáló kőzetanyagból a Mecseki Ércbányászati Vállalat által készített vékonycsiszolatok petrográfiai leírása képi. A kutatómunkámhoz a Mecsekérc Zrt. jóvoltából 7 darab archív vékonycsiszolat állt rendelkezésemre. Ebből a 7 darab vékonycsiszolatból 6 darab a kristályos aljzat és a Korpádi Homokkő között 1539,6 méteren meghúzott határ körüli néhány méteres szakaszt mintázta meg, mely a képződmények közötti határ felülvizsgálatának alappilléreit képi, illetve a fennmaradó egyetlen csiszolat a fúrás talpának környékén, 1699,8 méteren megjelenő kőzetet reprezentálja. A továbbiakban ezeknek az archív vékonycsiszolatoknak a mikroszkópos dokumentációja következik. A vékonycsiszolati képeken látható kőzetalkotó ásványok nevének rövidítését WHITNEY & EVANS (2010) munkája nyomán használtam.

1. Breccásodott biotitos muszkovitgneisz (1533,5–1543,0 m)

A megfigyeléseim alapján az alaphegység felső részét képező szakaszból származó 5 darab vékonycsiszolat meglehetősen hasonló kőzetanyagot reprezentál, melyek összefoglaló jellemzése a következőkben adható meg: a kőzetmintákra egységesen jellemző, hogy nagy mennyiségű finomszemcsés alapanyagból, és a benne elhelyezkedő változatos méretű, milliméteres nagyságrendű szabálytalan alakú, illetve sarkos–szögletes megjelenésű metamorf klasztokból állnak. A finomszemcsés alapanyagot elsősorban szericit, illetve apró kvarc–földpát törmelék/zúzalék képviseli, melyben nagy mennyiségben bontott muszkovit és biotit csillámok foglalnak helyet. A metamorf klasztokban és a mátrixban egyaránt számos akcesszóriát megfigyelhetünk, előszeretettel fordulnak elő cirkon és apatit szemcsék. Az 1533,5 m-es mélységből származó kőzetminta érdekessége, hogy a mátrixban-, a metamorf klasztok, illetve ásványtöredékek széleihez "tapadva" finoman hintett narancssárgás–vöröses sajtászínű limonit foltok jelennek meg cementációként (13. ábra **a**)).

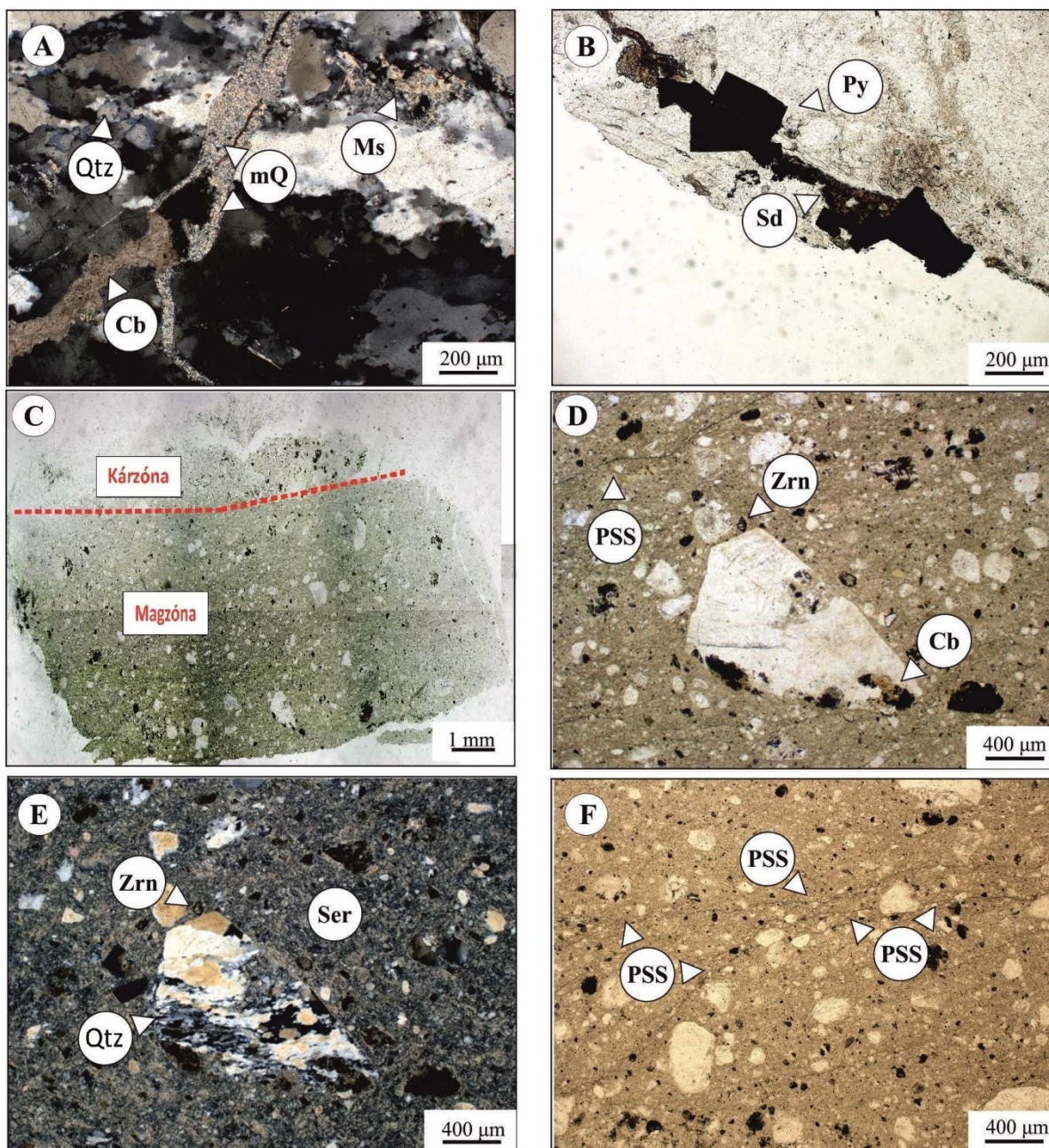


13. ábra. **A)** Brecciasodott gneisz klasztok között hintett megjelenésű limonit (Lm) figyelhető meg (1N; 1533,5 m). **B)** Jellegzetes ikresedést mutató mikroklin (Mc) jelenik meg a főként metamorf kvarcból (Qtz) álló gneiszben (+N; 1543,0 m). **C)** Muszkovit (Ms) és gránát (Grt) szemcsék szericites alpanyagban (+N; 1543,0 m). **D)** Biotit (Bt) relikumok a breccsa klasztok közötti szericites mátrixban (1N; 1534,1 m). **E)** Repedezett-töredezett gránát (Grt) szemcsék, illetve muszkovit (Ms) szemcsék gneisz klasztban (+N; 1543,0 m). **F)** Gránát (Grt) és nagyméretű apatit (Ap) szemcse gneisz klasztban (1N; 1543,0 m)

A metamorf klasztok közetalkotó ásványai erősen átalakultak, emiatt néha kizárólag a kvarc a fő ásványos összetevő, viszont gyakran találkozhatunk többé-kevésbé jól megőrződött földpátokkal, vagy éppen üde megjelenésű muszkovit, vagy kloritosodott biotit szemcsékkel, illetve erősen repedezett-töredezett gránátokkal. A klasztok fő ásványos alkotójaként megjelenő durvább szemcseméretű kvarcra szutúra-szerű határok jellemzők, az egyes

alszemcsékre unduláló kioltás jellemző (13. ábra **b**)). Így a klasztokat metamorf kvarc alkotja a többi ásványos alkotó mellett. További nagy mennyiségben előforduló ásványos alkotók a földpátok. A földpát szemcsék jelentős része erősen átalakult káliföldpát, melyekben jelentős mennyiségű, maximum 100 μm nagyságú, csepp-orsó alakú kvarczárványok foglalnak helyet. Az 1543,0 m mélységből származó mintában megjelenő káliföldpátok között jellegzetes keresztrácsos ikresedést mutató, kissé bontott mikroklin is dokumentálásra került (13. ábra **b**)). A metamorf klasztokban, illetve a metamorf klasztok közötti térrészben egyaránt megjelenő fehércsillámok mállottsága változó, elsősorban a peremeik mentén történt nagyobb átalakulás. Alakjukat tekintve egyenes lefutásúak, vagy a megnyúltabbakra ívelt–hajlított forma jellemző, néha enyhén kink-bandesek (13. ábra **c**)). A muszkovit szemcsék kioltása sötét, körülöttük jelentős mennyiségű kerekded megjelenésű opak ásvánnyal találkozhatunk. A közetmintáimban kisebb gyakorisággal előforduló biotit csillám erősen átalakult formában, relikumokként jelenik meg a 1534,1 m, illetve 1543,0 m-es mélységből származó mintákban (13. ábra **d**)). A biotit csillám erőteljes barnás–narancssárgás saját színrel jelenik meg, sokszor a nagymennyiségű opak alkotók miatt egészen sötét árnyalattal rendelkezik. A kevésbé átalakult biotitok opacitos szegéllyel rendelkeznek. Továbbá a felsorolt ásványos alkotók mellett az 1543,0 méteres mélységből származó vékonycsiszolatban néhány 100 μm -es kerekded–szabályos átmetszetű, színtelen megjelenésű, erősen repedezett–töredezett gránát szemcse is megjelenik. A gránát szemcsék (idioblaszt/idioklaszt?) peremeihez gyakran muszkovit csillámok simulnak (13. ábra **e**)).

Akcesszóriaként általánosan elterjed a közetmintákban a cirkon és az apatit. A cirkon szemcsék átlagosan 20–30 μm nagyságúak, maximálisan 50–70 μm -t érnek el. Dominánsan kerekded, esetenként megnyúlt formában jelennek meg. A cirkon szemcséken belül jól elkülöníthető továbbnövekedési zóna figyelhető meg. Az 1538,0 m-es mélységből származó közetmintában biotit csillámban elhelyezkedő cirkon szemcse körül pleokroos udvar figyelhető meg. Továbbá a 1543,0 m-es mélységből származó vékonycsiszolatok nagy mennyiségben tartalmaznak apatitot is. Az apatit kristályok megnyúlt–oszlopos megjelenésűek, erőteljes harántrepedésekkel szabdalva. Méretük a cirkonhoz képest jóval nagyobb, általánosan 50–100 μm közötti mérettel rendelkeznek, nem ritka a 100 μm -t meghaladó apatit kristályok sem (13. ábra **f**)).



14. ábra. **A)** Brecciasodott gneisz klasztokat repedések szabdalják, melyek kitöltése karbonát (Cb) és mikrokristályos kvarc (mQ) lehet (+N; 1538,0 m). **B)** A vékonycsiszolat szélén pirit (Py) és sziderit (Sd) kitöltésű ér húzódik (1N; 1543,0 m). **C)** A vékonycsiszolat egy magzónára és egy kárvónára osztható fel (1N; 1542,8 m). **D)** 2 mm alatti szögletes gneisz törmelék, melynek peremén karbonát (Cb) hintés jelenik meg. A mátrixban egy tovább növekedést mutató cirkon (Zrn) látható. Továbbá nyomásoldódási varrat (Pressure Solution Seam= PSS) helyezkedik el a klaszt felett (1N; 1542,8 m). **E)** Ugyanez +N-nál, a gneisz közettörmelék metamorf kvarból (Qtz) áll, melyet szericites (Ser) alapanyag ölel körül (+N; 1542,8 m). **F)** A szericites mátrixban levő nyomásoldódási varratok (Pressure Solution Seam= PSS) közel párhuzamos lefutásúak (1N; 1542,8 m)

A megadott mélységben általánosan elterjedtek a mintákat átjáró repedések. A repedések nyitottsága változó, a szélesebb repedések 100–200 μm nyitottságúak, míg a keskenyebbek 50–100 μm nyitottak. A repedések minden esetben érkitöltéssel rendelkeznek, melyek elsősorban szabálytalan alakú, gyakran mikrokristályos megjelenésű karbonátok.

Érkitöltésként egy erőteljes barnás sajátszínű karbonát, vélhetően sziderit is megjelenik (14. ábra. **a**)). Az 1543,0 m-es mélységből származó mintában vöröses színű limonitos érkitöltés található, amely mellett karbonát, illetve néhány 100 μm nagyságú, téglalap átmetszetű opak szemcsék, vélhetően piritkristályok is megjelennek (14. ábra. **b**)). Továbbá mikrokristályos kvarc (kova/kalcedon?) ér is felismerhető egyes csiszolatokban.

Összefoglalva a fenti eredményeket megállapítható, hogy a kristályos alaphegység felső 10 méteres, a vizsgált vékonycsiszolatok által képviselt részét a mikroszkópi megfigyeléseim szerint döntően néhány 10 milliméteres sarkos–szögletes metamorf kőzettörmeléből álló breccsa alkotja, melynek metamorf klasztjait erősen átalakult, lepido–granoblasztos szövetű biotitos muszkovitgneisz kőzet aprózódásából származhatnak.

2. Kataklázit-ultrakataklázit zóna (1542,8 m)

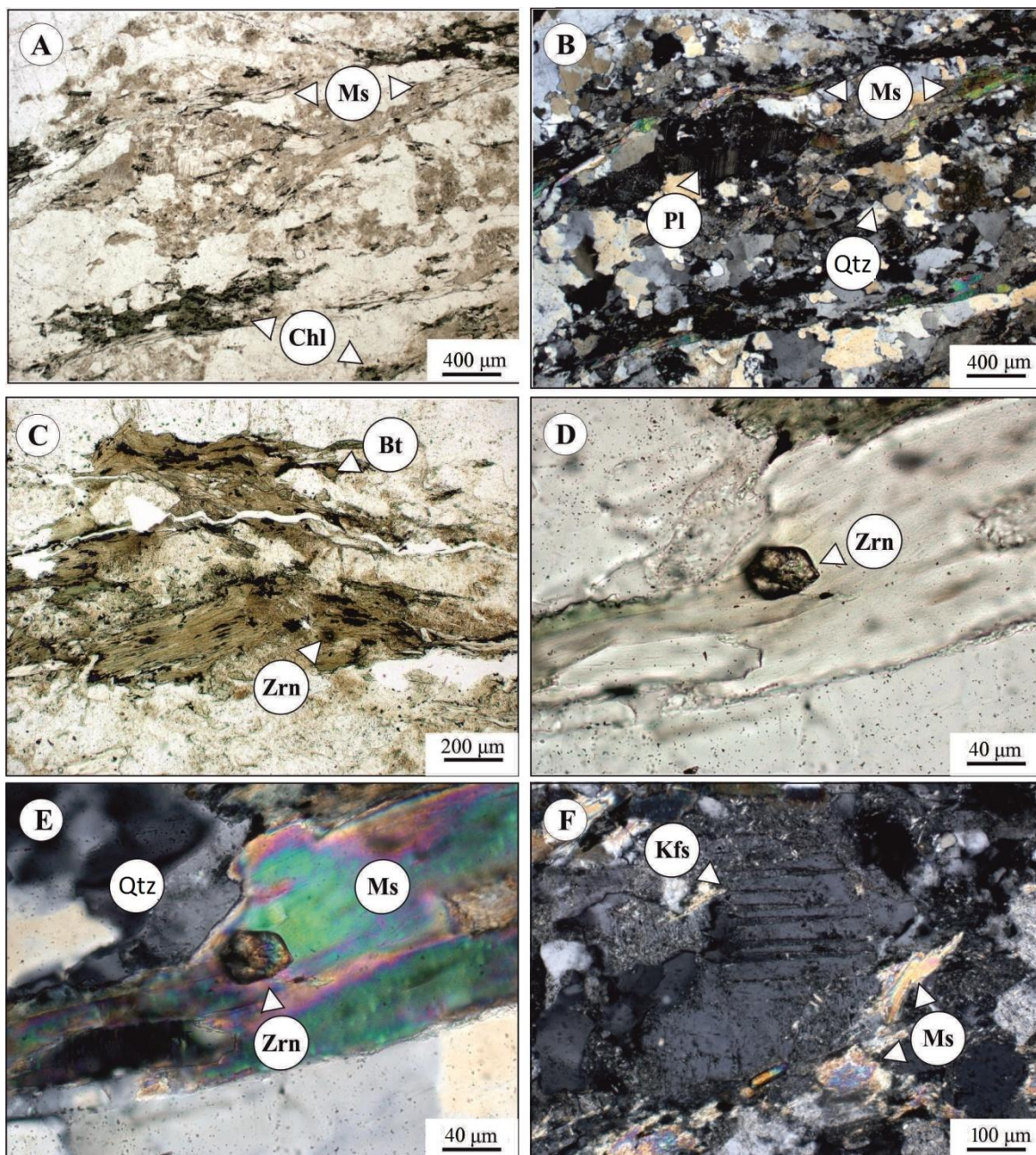
Az előzőektől eltérően az 1542,8 méteres mélységből származó vékonycsiszolat felosztható egy finom szemcseméretű (max. 1–2 mm) klasztokat tartalmazó belső ún. magzónára, illetve a vékonycsiszolat szélén megjelenő szericitben szegényebb zónára (14. ábra. **c**)). A kőzet finomszemcsés alapanyagában a nagyobb méretű, maximum 1–2 mm nagyságú kőzettörmelékek sarkosak–szögletesek, míg az apróbb, néhány 100 μm -es klasztok kevésbé sarkosak, néhol már-már kerekded megjelenésűek. A kőzettörmelékek anyaga az eddig megismert aljzati képződményekéhez hasonló. A klasztok nagy része tulajdonképpen csak unduláló kioltású metamorf kvarcból áll, ez alól kivételt képeznek az egészen apró kvarc kőzettörmelékek, amelyek már az apró szemcseméretükből adódóan nem mutatják a rekrisztalizáció nyomait (14. ábra. **d**)). Alapvetően a durvább szemcseméretű, milliméteres kőzettörmelékben egyéb ásványos alkotók is felismerhetők, ezek többnyire részben elmállott földpátok, ritkán apró muszkovit lemezek, illetve karbonátos hintések formájában jelentkeznek (14. ábra. **e**)). A finomszemcsés alapanyagot szericit képviseli, melyben gyenge irányítottság ismerhető fel. Az alapanyagban sötétszínű szalagok, nyomásoldódási varratok (?) lelhetők fel (1N-os vizsgálatoknál figyelhetők meg), melyek a csiszolat hosszanti irányával párhuzamosan helyezkednek el (14. ábra. **f**)). A szericités alapanyagban karbonát, kova, és cirkon szemcsékkel találkozhatunk. Az alapanyagban megtalálható cirkon szemcsék 50–100 μm nagyságúak, jellemzően kerekded megjelenésűek. A cirkon szemcsék jól elkülöníthető belső magból és továbbnövekedési zónákból állnak. Az alapanyag kissé karbonátos, a mátrixban megjelenő karbonát sokszor szabálytalan alakú "pamacsok"

formájában helyezkedik el, gyakorta a metamorf kőzettörmelékben az elmállott ásványok helyén pszeudomorfózát képez.

Az 1542,8 méteres mélységből származó vékonycsiszolat mikroszkópos megfigyeléseim alapján egy mátrixban gazdag, 2 milliméternél döntően kisebb méretű sarkos–szögletes metamorf kőzettörmelékből álló kataklázit–ultrakataklázit zónát mintázott meg. A metamorf kőzettörmelékeket polikristályos kvarcban gazdag, egyéb alkotókban elszegényedett granoblasztos szövetű gneisz aprózódásából származó kőzetanyag.

3. Kloritosodott kétsillámú gneisz (1699,8 m)

A Mecsekérc Zrt. által rendelkezésemre bocsátott vékonycsiszolat a fúrás talp körüli mélységében, 1699,8 méternél megjelenő kőzetet mintázza meg, melyre a következő megfigyelések adhatók: a vékonycsiszolat lepido-granoblasztos metamorf szövettel rendelkezik (15. ábra. **A**). A granoblasztos szövetet a túlnyomórészt kvarc-földpát ásványtársulás, míg a lepidoblasztos szövetet a granoblasztos részeket elválasztó biotit–muszkovit–klorit ásványtársulás által kijelölt, felszakadozó S foliáció hozza létre. A foliációt kijelölő csillámos alkotók egyrészt színtelen muszkovitok, illetve halványbarnás–sárgás saját színűvel rendelkező biotitok, valamint biotit átalakulásával létrejött zöld klorit+opak ásványtársulás (15. ábra. **B**). Az enyhén mállott biotitot, illetve a biotit utáni klorit pszeudomorfózákat opak ásványok szegélyezik. A biotit csillámokban előszeretettel fordulnak elő néhány 10 µm nagyságú cirkon szemcsék, melyek jól elkülöníthető belső magból, és tovább növekedési zónából állnak. A biotitban megjelenő cirkon kristályok körül erőteljes pleokroos udvar figyelhető meg (15. ábra. **C**). A foliáció által körülölelt doménekben granoblasztos szövetű, polikristályos kvarc, illetve változó mértékben elmállott földpát ásványtársulással találkozhatunk. A földpát szemcséket átalakult plagioklászok, illetve többé-kevésbé érintetlen káliföldpátok képviselik, melyekben ásványzárványként orsó alakú kvarc szemcsék foglalnak helyet (15. ábra. **F**). A szericitesedett plagioklász szemcséken még felismerhető a jellegzetes poliszintetikus ikerlemzességük. A káliföldpátok összetétele egyes esetekben a szegélyek felé változik, albitos összetételűvé válik a perem. A földpát szemcsék egy részére egyaránt jellemző a metamorf rekrisztallizáció.



15. ábra. **A)** A kétsillámú gneisz felszakadozó S foliációját muszkovit (Ms) és klorit (Chl) + opak ásványtársulás jelöli ki (1N; 1699,8 m). **B)** Ugyanez +N-nál. A foliáció által körül ölelt doménekben granoblasztos szövetű metamorf kvarc (Qtz) található (+N; 1699,8 m). **C)** Opacitos szegélyű biotit csillámban pleokroos udvarral rendelkező cirkon ásvány jelenik meg (+N; 1699,8 m). **D)** Továbbnövekedést mutató cirkon (Zrn) (1N; 1699,8 m). **E)** Ugyanez +N-nál (+N; 1699,8 m). **F)** Szericitesedő kálföldpát (Kfp), és kissé átalakult muszkovit (Ms) (+N; 1699,8 m).

Az Mgy-1 mélyfúrásban a talpmélység környékéről származó vékonycsiszolat mikroszkópos megfigyeléseim szerint kloritosodott muszkovit–biotitgneisz reprezentál, ami lepido-granoblasztos metamorf szövettel rendelkezik. Tehát a kristályos alaphegység legalsó szakaszát minden bizonnyal kétsillámú gneisz építi fel.

6. Diszkusszió

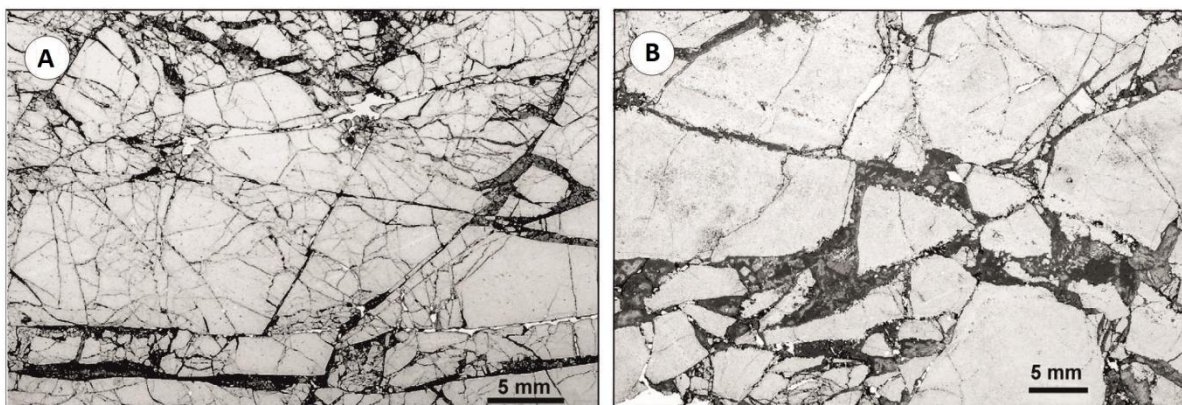
Az Mgy–1 fúrásban feltárt kristályos képződmények komplexumba sorolása ma is ellentmondásokkal terhes, annak ellenére, hogy ez az egyetlen fúrás, amely részletes betekintést enged a Villányi-hegység kristályos aljzatába. Tehát az Mgy–1 fúrás kulcsfontosságú a Villányi-hegység kristályos aljzatának regionális kapcsolatainak értelmezéséhez. A szakirodalom jelen álláspont szerint e kristályos képződményeket a Baksai Komplexumhoz sorolja. Ezen állásfoglalás tulajdonképpen SZEDERKÉNYI (1998) klasszikus értelmezésén nyugszik, ellenben meg kell jegyezni, hogy TÖRÖK (1986) részletes metamorf fejlődéstörténetet felvázoló tanulmánya alapján valószínűbb, hogy a Villányi-hegység kristályos aljzata a Békési–Terrénium Kelebiai Komplexumának metamorf p–T útjával rokonítható képződményeket foglal magába.

Az Mgy–1 fúrás által feltárt metamorf képződményeket a karotázs szelvény elkészítése során ortogneisz közettípusnak dokumentálták. Ez a dokumentáció a Baksai Komplexum SZEDERKÉNYI (1998) szerinti értelmezésének ellentmond, hiszen értelmezése szerint a protolit grauwacke típusú pélites üledék lehetett, ami metamorf körülmények közé kerülve paragneisz közettípust eredményezne. Az aljzati metamorfítok ortogneisz elnevezése ellenben egyértelműen magmás protolitra utal. Tehát a metamorf képződmények pontos, modern szemléletű ásvány–közettani vizsgálata elengedhetetlen a Villányi-hegység kristályos aljzatának komplexumba sorolása körüli problémák feloldásához.

A kristályos aljzat és alsó-permi Korpádi Homokkő határának meghúzása szintén problémákba ütközött, amit FAZEKAS (1987) így fogalmazott meg: "a paleoközetekben nem lehet biztonságosan elkülöníteni a szálban álló kőzetet, ha ez töredezett, és a belőle keletkezett litifikált üledéket, ha ez nem szállított, illetve, ha az utóbbit, – esetleg mind a kettőt – még késői metamorf behatások érték". Tehát felismerték a határ bizonytalanságát, és azt is, hogy pontos meghatározásához további ismeretek kellenek. FAZEKAS & LELKESNÉ FELVÁRI (In: BARABÁSNÉ STHUL 1988) a kristályos alaphegység felső részén felismert és részletesen dokumentált vetőközeteket, breccsákat és kataklázitokat, melyek ellenére, – korábbi analógiákra támaszkodva (Csarnóta–1; Nagykozár–2; Somberek–1) – mégis helyben maradt törmelékkúpként értelmezték Korpádi Homokkővet, mely a lepusztult, fellazult és elmállott kristályos felszínre üledékes határral települt. Ez az elmélet mind a mai napig elfogadott a szakirodalomban, annak ellenére, hogy a felismert vetőközetek a meghúzott közettani határ inkább tektonikus, mintsem üledékes jellegére utal.

A diákköri kutatómunkám részeként a fűrőmag minták makroszkópos petrográfiai, illetve szerkezetföldtani vizsgálatát, továbbá az archivált MÉV-es vékonycsiszolatok mikroszkópos ásvány–kőzettani dokumentációját végeztem el. Az eredményeim rámutattak arra, hogy az Mgy–1 sz. mélyfúrás által feltárt kristályos alaphegység felső részén különböző mértékű töréses szerkezetalakulás hatott a mellékkőzetre (11. ábra **a–d**); 12. ábra **a–b**). A már FAZEKAS (1987) által is dokumentált vékonycsiszolati adatok, illetve az általam reambulált MÉV-es vékonycsiszolatok, továbbá a fűrőmag mintákon részletesen dokumentált szerkezetföldtani bélyegek új fénybe helyezik a kristályos alaphegység és a fedő alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció közötti kapcsolatot és a kettő közötti határ jellegének bizonytalanságait.

A rendelkezésemre álló fűrőmag minták ásvány–kőzettani, és szerkezetföldtani dokumentációja során a következő állítások fogalmazhatók meg a kristályos alaphegységről: A kristályos alaphegység felső szakaszát almazöld színű, csillámos alkotókban elszegényedett, gyakran kihengerelt káliföldpát–kvarc ásványos összetételű augeneket tartalmazó kloritgneisz/plagiogneisz kőzettípus alkotja. E kőzettípus töréses deformáció bélyegeit őrzi, ami néhány centiméter széles breccsásodott–kataklázosodott sávok formájában jut érvényre. A breccsásodott–kataklázosodott sávok mátrixa vörös színű elszíneződést mutat, amely minden bizonnyal hematit-hoz–limonit-hoz köthető. A szerkezetföldtani szempontból kiemelten érdekes minták vágott felszínén részletesen dokumentáltam a megjelenő repedéshálózat mintázatát, mely alapján nyilvánvalóvá vált, hogy az kristályos alaphegység felső részén WOODCOCK & MORT (2008) nomenklatúrája alapján repedezett, illetve mozaikos vetőbreccsák foglalnak helyet (6 ábra **a–b**)).



16. ábra. WOODCOCK & MORT (2008) által javasolt nomenklatúra szerinti vetőbreccsák felosztása a szomszédos klaszterek geometriai viszonya alapján történik. **a)** repedezett (*crackle*) vetőbreccsa. **b)** mozaikos vetőbreccsa

A fúrómag minták repedéshálózatainak dokumentációja során feltűnt, hogy a fejlettebb repedéshálózattal bíró, repedezett vetőbreccsa magminták elsősorban 1539,6–1570,2 méteres mélységtartományban fordulnak elő, azonban érdemes megjegyezni, hogy repedésektől viszonylag mentes kloritgneisz/plagiogneisz magminta is található 1551,0 méteres mélységben. Ásvány–kőzettani megfigyeléseim alapján 1570,2 méteres mélységben már kevésbé fejlett repedéshálózattal bíró kloritosodott biotitgneisz kőzettípus jelenik meg. Makroszkópos dokumentációm szerint 1576,6–1580,3 méteres mélységben szürke–sötétszürke kétcsillámú gneisz, majd 1600,5 méteres mélységben ismét kloritosodott biotitgneisz jelenik meg. 1609,9 méteres mélységtől kezdődően ismét szürke–sötétszürke kétcsillámú gneisz kőzettípus jelenik meg egészen az Mgy–1 fúrás talpmélységéig, 1702 méterig. Ezen alsóbb szakaszon általánosan elterjedtek a kőzetet átszelő karbonátos kitöltésű erek.

A diákköri kutatómunkám részét képező archivált MÉV vékonycsiszolatok petrográfiai leírása szerint a következő állítások fogalmazhatók meg: 1533,5–1543,0 méteres mélységben breccsásodott kőzettípus jelenik meg. A breccsa milliméteres nagyságrendű sarkos–szögletes kőzettörmelékét polikristályos kvarcban, illetve szericitesedett földpátban gazdag, csillámos alkotóban szegény, gránát tartalmú lepidó–granoblasztos gneisz alkotja. Akcesszórius elegyrészként apatit, és növekedési zónát mutató cirkon jelenik meg. E breccsásodott szakaszon belül 1542,8 méteren kataklázit–ultrakataklázit zóna került megmintázásra. E kataklázit szintén a korábban ismertett metamorf kőzettörmelékekből áll. A fúrás talpmélységénél, 1699,8 méteren kloritosodott kétcsillámú pala található. A kőzet lepidó–granoblasztos szövetű, melyben kétféle földpát jelenik meg.

A részletes makroszkópos kőzettani, szerkezetföldtani, illetve mikroszkópos petrográfiai megfigyeléseim alapján a következő állítások adhatók meg kristályos alaphegység felső részére: A makroszkópos petrográfiai, illetve archiv MÉV-es vékonycsiszolati dokumentációm alapján kijelenthető, hogy a kristályos aljzat felső részén nagy repedés sűrűségű metamorfitek, illetve repedezett vagy mozaikos vetőbreccsa típusú tektonitok foglalnak helyet. A kristályos alaphegység és az alsó-permi törmelékes összlet jelenleg elfogadott, 1539,6 méterre tett határa mentén megjelenő nagy repedés sűrűségű metamorfitek egy törésvonalát valószínűsítene. A törésvonal felső határa a vékonycsiszolati megfigyeléseim szerint már 1533,5 méteres mélységben megjelenik. Ez alapján a törésvonal 1533,5–1545,7 méteres szakaszon húzódik, melyben mind makroszkóposan, mind vékonycsiszolati léptékben leírt kataklázit–ultrakataklázit kőzettípusok a töréses szerkezetalakulás által leginkább igénybe vett részt képviseli. E kőzettípus a feszültség

növekedésének és lokalizációjának eredményeként jöhetett létre. Az 1533,5–1545,7 méteres mélységben levő törésszóna már magába foglalja a jelenleg a Korpádi Homokkő alsó szakaszába sorolt képződmények egy részét is. Tehát az jelenleg elfogadott elmélet szerint a Korpádi Homokkő és a kristályos alaphegység 1539,6 méteren megadott üledékes jellegű határa nem létezik a megadott mélységben. Ehelyett ebben a mélységtartományban egy néhány méter széles, 1533,5–1545,7 méteres mélységben húzódó törésszóna ismerhető fel, amely az alaphegységen található Korpádi Homokkő Formáció tektonikus jellegű települését igazolhatja. Továbbá 1561,4–1570,2 méteres szakaszon leírt fejlett repedéshálózatu magminták minden bizonnyal egy további törésszónát sejtetnek a megadott mélységtartományban.

A kristályos alaphegység felső részét reprezentáló metamorf képződmények vékonycsiszolati megfigyeléseim szerint akcesszórius elegyrészként csupán apatitot és cirkont tartalmaznak. Mivel a Korpádi Homokkő Formációt a kristályos aljzaton kifejlődött helyben maradt törmelékkúpként értelmezik, ezért várható lenne, hogy az alsó-permi üledékes összlet a kristályos aljzat felső részén elhelyezkedő metamorf képződményekkel azonos közettörmelékeket, illetve azonos akcesszórius elegyrészeket tartalmazzon. Árgyelán (2004) megfigyelései szerint három féle metamorf közettörmelék jelenik meg a Korpádi Homokkőben, melyek a következők: 1) granoblasztos szövetű kvarcit, melyben gyakoriak az irányítottan elhelyezkedő csillám zárványok 2) csillámban dús, jól fejlett foliációval rendelkező lepidoblasztos, lepido-granoblasztos, olykor poikiloblasztos szövetű ortogneisz, illetve 3) kevesebb csillámot tartalmazó, foliált, vagy foliáció nélküli granoblasztos, lepido-granoblasztos, olykor poikiloblasztos szövetű ortogneisz. Vékonycsiszolati megfigyeléseim szerint ezen közettípusok közül egyik sem jelenik meg a kristályos aljzat felső részén. Továbbá ÁRGYELÁN (2004) e közettörmelékekben akcesszórius elegyrészként turmalint, rutilt és titatnitot írt le gránát, apatit és cirkon mellett. Vékonycsiszolati megfigyeléseim szerint a kristályos alaphegység felső részén nem jelenik meg turmalin, sem rutil, sem titatnit, ellenben gránát, apatit és cirkon igen. Azon három akcesszórius elegyrész, melyek nem jelennek meg a kristályos aljzat felső részét alkotó metamorfitekban azt jelzik, hogy a perm törmelékes képződmények lepusztulási területén elsősorban nem a fűrészből jelenleg ismert kristályos kőzetek voltak a felszínen, ahogy azt ÁRGYELÁN (2004) is kihangsúlyozta kutatómunkájában. ÁRGYELÁN (2004) megfigyelései alátámasztják azon megfigyelésemet, mely szerint a képződmények közötti határ nem üledékes jellegű, szerkezetföldtani megfigyeléseim alapján valószínűsíthető, hogy az alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció tektonikus úton került a kristályos aljzatra.

VARGA (2009) felismerte, hogy a Siklósbodony–1 fúrásban a Tésenyi Homokkő és a Korpádi Homokkő Formáció között tektonikus határ jelölhető ki. VARGA (2014) megállapítása szerint a Túronyi Agyagpala Formáció és a Korpádi Homokkő formáció széles (40–60 m) törészóna mentén érintkezik a Túrony–1 fúrásban. Ezen szakirodalmi adatok ismeretével világossá válik, hogy a Dél-Dunántúl paleozoos képződményeiben nem ritkák a törészónák megjelenése, vagy képződmények közötti tektonikus jellegű határok, ami arra enged következtetni, hogy az általam megfigyelt, és hangsúlyozott tektonikus határ a kristályos aljzat és az alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció között egyáltalán nem lenne egyedülálló a területen, annak ellenére, hogy az Mgy–1 fúrásban a törészóna nem törmelékes, hanem metamorf képződményt érintett.

A fentiekben tett megállapítások számos további kutatásra ösztönző kérdést vetnek fel. Vajon a Villányi-hegység kristályos aljzatának metamorfitjainak ásvány–kőzettani vizsgálata megerősítené, vagy megcáfolná a jelenleg elfogadott, SZEDERKÉNYI (1998)–féle klasszikus nézeteket? Érdekes kutatási irány lehetne az aljzati metamorfitok egykori protolitjának kivizsgálása modern analitikai eljárásokkal. Fontos lenne új vékonycsiszolatok készítése a meglévő magmintákból, melyek további ásvány–kőzettani adatokkal bővíteni az Mgy–1 fúrás által feltárt aljzatot (a Diplomadolgozatom szerves részét fogja képezni). Természetesen a Korpádi Homokkő és a kristályos alaphegység között fellelhető tektonikus határ további részletes dokumentálása nélkülözhetetlen a terület posztmetamorf szerkezetfejlődésének felvázolásához. További értékes adatokkal szolgálna a kristályos aljzat posztmetamorf fejlődéséhez, illetve a terület regionális kapcsolatához a megjelenő érrendszerek fluidumzárvány-vizsgálata. Mindemellett a fúrásban megjelenő Korpádi Homokkő Formáció is részletes ásvány–kőzettani és petrográfiai vizsgálatra szorul, ugyanis e képződmény "villányi kifejlődése" alapjaiban tér el a típusterületen megjelenő üledékes összlettől. Vélhetően a Korpádi Homokkő Formáció fúrásban megjelenő alsóbb szakasza további adatokkal szolgálna a kristályos aljzat és a képződmény között húzódó tektonikus határ részletes megismeréséhez.

7. Összefoglalás

Diákköri dolgozatom talán egyik legfontosabb – ha nem a legfontosabb – célja, hogy részletesen feltárja a Máriagyűd–1 fúrásban harántolt kristályos alaphegység és a rá települő alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció körüli bizonytalanságokat. Már magának a kristályos alaphegység metamorfitjainak komplexumba sorolása is ellentmondásokkal terhes, nem is beszélve az alaphegységre települő Korpádi Homokkő Formáció határ jellegének kérdéséről, vagy magának a fúrásban megjelenő alsó-permi üledékes összlet Korpádi Homokkő Formációval való azonosításának bizonytalanságát, melyet VARGA et al. (2014) is hangsúlyozott korábban. A munkám során archív kutatási jelentések és a legújabb szakirodalmi ismeretek felhasználásával egy modern szemléletű nézőpontból közelítettem meg a fentebb vázolt kérdéseket. A kutatómunkám a kristályos alaphegységből származó metamorfitok és archivált vékonycsiszolatok ásvány–kőzettani, és mikrotektonikai vizsgálatát foglalja magába. A vizsgálataim eredményeként kijelenthető, hogy a kristályos aljzat felső részét kloritgneisz/plagiogneisz kőzettípus építi fel, melyek töréses szerkezetalakuláson ment keresztül. A töréses deformáció gyakran néhány cm széles breccsásodott–kataklázosodott sávok formájában jut érvényre. E metamorfitok fejlett repedéshálózattal bírnak, mely alapján valószínűsíthető 1533,5–1545,7 méteres mélységtartományban, illetve 1561,4–1570,2 méteres mélységtartományban egy-egy törészóna. A mikroszkópos petrográfiai leírásom szintén alátámasztja e megfigyelésemet, hiszen 1533,5–1543,0 méteres szakaszt megmintázott vékonycsiszolatok rendre tektonitot (breccsát, egy esetben kataklázitot–ultrakataklázitot) reprezentálnak. További makroszkópos és mikroszkópos dokumentációm szerint 1576,6–1580,3 méteres mélységben biotit-muszkovitgneisz jelenik meg, majd 1600,5 méteres mélységben ismét kloritosodott biotitgneisz jelenik meg. 1609,9 méteres mélységtől kezdődően szürke–sötétszürke biotitgneisz jelenik meg egészen a fúrás talpmélységéig. Az fúrás talpmélységéből származó vékonycsiszolat mikroszkópos megfigyeléseim szerint kloritosodott kétcsillámú pala. A kristályos aljzat felső részén általam dokumentált felsőbb helyzetű törészóna tulajdonképpen a jelenleg egységesen elfogadott 1539,6 méteren meghúzott határ mentén fut, mely valószínűsíti, hogy az alsó-permi Korpádi Homokkő és a kristályos aljzat között a határ nem üledékes, hanem tektonikus jellegű. Így a jelenleg elfogadott értelmezés, mely szerint a Korpádi Homokkő a fellazult alaphegységre helyben maradt törmelékkúpként települ nem állja meg a helyét, adataim szerint sokkal valószínűbb az üledékes összlet aljzatra való rányíródása.

Felhasznált irodalom:

- ÁRGYELÁN T. 2004: A Korpádi Homokkő Formáció kavicsanyagának kőzettani és geokémiai vizsgálata a Máriagyűd–I számú fűrásban – *Tudományos Diákköri Dolgozat*, ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 73 p.
- ÁRKAI, P., HORVÁTH, P., NAGY, G. 1999: A clockwise P-T path from the Variscan basement of the Tisza Unit, Pannonian Basin, Hungary. *Geologia Croatica Zagreb*, 52, 109–117.
- BARABÁS, A., BARABÁSNÉ STHUL, Á. 1998: A Mecsek és környezete perm képződményeinek rétegtana, In: BÉRCI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana – MOL Rt.-MÁFI kiadvány, Budapest, 186–215
- BARABÁSNÉ STHUL, Á. 1988: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés III. fejezete a perm fekűképződményeiről. – *Kéziratos jelentés*, MÉV adattár (J–3278/III), 121 p.
- BLENKINSOP, T. 2000: Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. – *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht 150 p.
- CSÁSZÁR, G. 2005: Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–Paleogén. – *ELTE Eötvös Kiadó*, Budapest
- CSONTOS, L. 1998: Szerkezeti Földtan. – *ELTE Eötvös Kiadó*, Budapest
- CSONTOS, L., VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region – *Palaeoclimatology, Palaeoecology, Palaeogeography*, 210: 1–56. p.
- ENGELDER, J. T. 1974: Cataclasis and the generation of fault gouge - *Center for Tectonophysics*, Texas A&M University, College Station, Texas 77843
- FAZEKAS, V. 1987: A Máriagyűd-I. számú mélyfűrás ásvány-kőzettani vizsgálati eredményei. Kutatási jelentés: "A távlati földtani kutatás mintáinak vizsgálata" (T-2) témaköréből. – *MÉV adattár*, Pécs
- FINTOR, K., SCHUBERT, F., M. TÓTH, T. 2008: Hiperszalin paleofluidum-áramlás nyomai a Baksai Komplexum repedésrendszerében – *Földtani Közöny*, 138/3, 257–278.
- FÜLÖP, J. 1994: Magyarország geológiája Paleozoikum II. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest
- GUDMUNDSSON, A. 2011: Rock fractures in geological processes – *Cambridge University Press*, New York, 592 pp
- HAAS, J. 2001: Geology of Hungary – *Eötvös University Press*, Budapest
- HAAS, J., HÁMOR, G. 1998: Magyarország területe szerkezetfejlődésének összefoglalása. In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – MOL Rt. - MÁFI kiadvány, Budapest, 45–54.
- LAZNICKA, P. 1988: Breccias and ores. Part 1: History, organization and petrography of breccias - University of Manitoba, Department of Geological Sciences
- LELKES-FELVÁRI, GY.; FRANK, W. 2006: Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega-Unit – *Acta Geologica Hungarica*, Vol. 49/3 189–206 p.
- KASSAI, M. 1977: Data for paleogeographic reconstruction of Transdanubia, Hungary, at the end of Paleozoic time – *Acta Mineralogica Petrographica Szeged* 23/1, 41–49
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, GY., CSÁSZÁR, G., NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area – *Acta Geologica Hungarica*, Vol. 43/3, 225–328p., Budapest.
- M. TÓTH, T. 2014: Geochemistry of the Görcsöny Ridge amphibolites (Tisza Unit, SW Hungary) and its geodynamic consequences – *Geologia Croatica*, Zagreb

- MUNIER, R., STANFORS, R., MILNES, A. G., HERMANSSON, J., TRIUMF, C. A. 2003: Geological site descriptive model. A strategy for the model development during site investigation. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co (SKB), *SKB Report R-03-07*, 116
- NAGY, Á., M. TÓTH, T. 2009: A Baksai Komplexum korai metamorf fejlődése relikv szöveti elemek alapján., 11th *Mining, Metallurgy and Geology Conference.*, Máramarossziget, Románia, 165–212
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005: Microtectonics. – Springer, Verlag Berlin Heidelberg
- SIBSON, R. H. 1977: Fault rocks and fault mechanisms – 26p.
- SZEDERKÉNYI, T. 1979: A mecseki ópaleozoos–prekambriumi alapszelvények komplex földtani feldolgozása. *Kézirat*, SZTE, Szeged.
- SZEDERKÉNYI, T. 1997: Tiszai egység (Tisia összetett terrén) magyarországi részének metamorf képződményei és korrelációjuk. – in: Haas J. (szerk.) Fülöp József emlékkönyv. – *Akadémia Kiadó*, Budapest
- SZEDERKÉNYI, T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana, In: BÉRCI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana – MOL Rt.-MÁFI kiadvány, Budapest, 93–106. oldal
- TÖRÖK, K. 1986: Adatok a Dél-Dunántúl Kristályos aljzatának felépítéséhez – *Diplomamunka*, ELTE Közettan–Geokémiai Tanszék 75p.
- VAN DER PLUIJMB, B. A. & MARSHAK, S. 2004: Earth structure – an introduction to structural geology and tectonics, 2nd edition - W. W. Norton & Company, New York
- VARGA, A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos-alsó-triász sziliciklasztos kőzetek közettani és geokémiai vizsgálatának eredményei – *Doktori (PhD) értekezés*; ELTE Közettan-Geokémiai Tanszék
- VARGA, A.; RAUCSIK, B., SZAKMÁNY, GY. 2012: On possible origin of background contents of heavy metals and metallids in the suburface pennsylvanian Téseny Metasandstone, SW Hungary – *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, August 2012, Vol. 7, No. 3, p. 211–218
- VARGA, A.; RAUCSIK, B., SZAKMÁNY, GY. 2014: Az alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció törmelékes kőzeteinek ásványtani és közettani jellemzői a Túrony–1 fúrásban (Szlavóniai– Drávai terrén) – *Földtani Közlöny*, 144/3, 211–230., Budapest, 2014
- WOODCOCK, N. H.; MORT, K. 2008: Classification of fault breccias and related fault rocks – *Geological magazine* 145, 433–440
- WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals – *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187

Köszönetnyilvánítás:

Ezúton szeretném megragadni az alkalmat, hogy köszönetet mondjak témavezetőmnek, Dr. Raucsikné Dr. Varga Andreának a dolgozatom témájáért, annak elkészítése során nyújtott rengeteg segítségért, a szakmai észrevételekért és nem utolsósorban a türelméért, melyek nélkül a diákköri dolgozatom nem készülhetett volna el. Külön köszönettel tartozom társ témavezetőmnek, Dr. Schubert Félixnek a szerkezetföldtani megfigyeléseim során nyújtott segítségért, észrevételeiért.

Szeretném megköszönni Máthé Zoltánnak (Mecsekérc Zrt.) a Máriagyűd–1 fúrásról készített adattári anyagokat, a fúrás magmintáit és vékonycsiszolatait rendelkezésemre.

Köszönettel tartozom az Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék munkatársainak a szakirányos képzés során megszerzett szakmai tudásomért, valamint a dolgozatom elkészítéséhez szükséges feltételek biztosításáért.

I. Függelék

Kutatási feladat és alkalmazott módszerek

Feladatok:

- 1.) A témához kapcsolódó adattári anyagok, illetve földtani és közettani szakirodalom áttekintése
- 2.) A mélyfúrás kőzetmintáinak makroszkópos jellemzése, dokumentálása (döntően SZTE Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék gyűjteménye)
- 3.) A vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálata: a csiszolatok leírása, dokumentálása (kizárólag Mecsekérc Zrt. gyűjteménye)
- 4.) A kőzetanyag szerkezetföldtani jellegű vizsgálata és értelmezése

Vizsgálati módszerek:

A kutatómunkám során a Máriagyűd–1 sz. fúrás 13 darab magmintájának, illetve 7 darab archivált vékonycsiszolat feldolgozását végeztem el.

A fűrómag mintákat önállóan fényképesen dokumentáltam. Azok makroszkópos leírása binokuláris mikroszkóp segítségével történt, ezt követően az ásvány–közettani, és szerkezetföldtani szempontból érdekes magmintákat előre meghatározott orientáció szerint félbevágtuk. A vágott felületeket szintén fényképesen dokumentáltam. A vágott felületeken jól kirajzolódott a magminták repedéshálózata, így azok alapos dokumentálását szintén önállóan elvégeztem. A magmintákból témavezetőmmel külön válogattuk azokat, melyekből később vékonycsiszolatokat szeretnénk készíteni.

A 7 darab archivált vékonycsiszolat ásvány–közettani leírását a tanszéken megtalálható Olympus BX41-típusú polarizációs mikroszkóp segítségével önállóan végeztem el. A vékonycsiszolatok fotózását szintén a tanszéken végeztem el.

A kutatómunkám során felhasznált adattári anyagok egy részét a Mecsekérc Zrt. Kővágószőlősi telephelyén válogattam ki, további része témavezetőm, Dr. Raucsikné Dr. Varga Andrea közreműködésével került hozzám. A terület szakirodalmi, illetve kutatómunkámhoz szükséges további szakirodalmi anyagokat önállóan gyűjtöttem be, és dolgoztam fel.

Az irodalmi ismereteim, illetve a vizsgálataim eredményeim bővülésével párhuzamosan önállóan, de szakmai konzultáció mellett folytattam a kutatásomat, mely során magam jelöltem ki a további kutatási irányokat.

II. Függelék

Földtudomány MSc DIPLOMAMUNKA TÉMATERV

MSc Diplomamunkát készítő neve: **Bende Attila**

Témavezető: Dr. Raucsikné Dr. Varga Andrea

egyetemi adjunktus, SZTE TTIK, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

Konzulens: Dr. Schubert Félix

egyetemi adjunktus, SZTE TTIK, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

MSc diplomamunka témája: A kristályos aljzat és a fedő permi Korpádi Homokkő Formáció érintkezésével kapcsolatos ellentmondások tisztázása a Máriagyűd–1 (Mgy–1) fúrásban, Villányi-hegység

Célkitűzés: A Villányi-hegység kristályos aljzatát kevés fúrás harántolta. Ezek egyike a Máriagyűd–1 fúrás, amelyben a kristályos aljzat metamorf kőzetegyüttesére permi törmelékes üledékes rétegsor települ, amit a szakirodalom a kontinentális kifejlődésű Korpádi Homokkő Formációba sorolt. A jelenleg elfogadott álláspont szerint a két képződmény diszkordánsan érintkezik, a határ azonban a korábbi dokumentációkban megjelenő katakláizitok ellenére nem tektonikus. A földtani értelmezés szerint a kristályos aljzat felszíni mállást szenvedett, breccsásodott (fanglomerátum jellegű) törmeléke folyamatosan megy át a vörös üledékes kőzetváltozatokba. A fenti ellentmondás feloldására a diplomamunka fő feladata a kristályos aljzat és a kapcsolódó üledékes képződmény részletes kőzettani és szerkezetföldtani (döntően mikroszerkezeti) vizsgálata a korábban készült vékonycsiszolatok, illetve archivált fúrómagminták alapján. A kőzetanyag makroszkópos és mikroszkópos dokumentációján túl a diplomamunka komplex jellegű ásványtani és kőzettani vizsgálatok integrált értelmezését célozza meg. A konvencionális petrográfiai vizsgálatokon túl a karbonátfázisok azonosítására a vékonycsiszolatok festését, valamint UV és katódlumineszcens mikroszkópi vizsgálatát tervezzük. Szükség esetén röntgen-pordiffrakciós (XRD), illetve pásztázó elektronmikroszkópos (SEM SE/BSE/CL/EDS) analízissel kiegészítve. Az alapkőzet jellemzésén túl az érkítő fázisok petrográfiai vizsgálata is a munka részét képezi.

Munkaterv: 1.) A témához kapcsolódó földtani és kőzettani szakirodalmak áttekintése.

2.) A mélyfúrás kőzetmintáinak makroszkópos jellemzése, dokumentálása (döntően ÁGK leltározott gyűjteményi anyag).

3.) Vékonycsiszolatok petrográfiai vizsgálata: a csiszolatok leírása, dokumentálása (döntően ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék gyűjteménye; SZTE ÁGK gyűjteményi anyag).

4.) Az SZTE ÁGK gyűjteményi anyag szerkezetföldtani jellegű vizsgálata, értelmezése.

5.) Műszeres anyagvizsgálatok (UV/CL mikroszkópia és spektrometria; XRD; SEM).

6.) Az anyagvizsgálati eredmények szintézise, összefoglaló értékelése. Az eredmények regionális keretbe illesztése (ösföldrajzi és korrelációs lehetőségek felvázolása).

7.) A diplomadolgozat megírása az SZTE TTIK ÁGK Tanszék követelményeinek megfelelően.