

**Magyar Tudományos Akadémia
X. Földtudományok Osztálya**

MTA doktori értekezés

**A TISZAI-FŐEGYSÉG (TISIA-MEGATERRÉNUM)
PALEOZOOS ALJZATI KÉPZŐDMÉNYEINEK
REGIONÁLIS KORRELÁCIÓJA REPREZENTATÍV
MÉLYFÚRÁSI SZELVÉNYEK FELHASZNÁLÁSÁVAL**

Raucsikné Varga Andrea Beáta

(Tudományos életben használt név: Varga Andrea)

egyetemi adjunktus (PhD)

Szegedi Tudományegyetem TTIK

Földrajzi és Földtudományi Intézet

Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

**Szeged
2020**

*„Felvetni egy jó problémát,
kérdetni egy jó kérdést – már
a munka felét jelenti.”*

(Szent-Györgyi Albert; 1. <https>)

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés, célkitűzések, módszertani háttér	7
1.1. A Tiszai-főegység (Tisia) fogalmi meghatározásai, határainak megadása a földtudományi szakirodalomban: nyitott kérdések, ellentmondások	9
1.2. A paleozoikumi (szilur–perm) aljzati képződmények áttekintő ismertetése	14
1.2.1. Szalatnaki Agyagpala Formáció	14
1.2.2. Bátaapáti Metahomokkő Formáció	15
1.2.3. Tésenyi Homokkő Formáció	15
1.2.4. Túronyi Formáció	18
1.2.5. Korpádi Homokkő Formáció	19
1.2.6. Gyűrűfüi Riolit Formáció	19
1.3. Célkitűzések: reprezentatív rétegsorok lokális és regionális korrelációja	21
1.4. Az alkalmazott vizsgálati módszerek rövid ismertetése	27
2. Eredmények és megvitatásuk	29
2.1. A Szalatnaki Agyagpala Formáció fúrómagmintáinak komplex kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei: integrált értelmezés és korreláció	29
2.1.1. A Horváthertelendi-egység rétegsorának kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai: finomtörmelékes (felső) szakasz	29
2.1.2. A Horváthertelendi-egység rétegsorának kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai: durvatörmelékes (alsó) szakasz	32
2.1.3. A Szalatnaki-egység szilur képződményeinek kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai a Szalatnak–3 és a Szalatnak–4 fúrások rétegsorai alapján	38
2.1.4. A Horváthertelendi-egység és a Szalatnaki-egység metaüledékes képződményeinek összehasonlítása: lokális korreláció	50
2.1.5. A Szalatnaki Agyagpala Formáció összehasonlítása a környező alsó paleozoikumi metaüledékes képződményekkel (Ófalui Formációcsoport, Bátaapáti Metahomokkő Formáció): lokális korreláció	53
2.1.6. A Szalatnaki Agyagpala Formáció regionális korrelációja	57
2.2. A Tésenyi Homokkő Formáció fúrómagmintáinak komplex kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei: integrált értelmezés és korreláció	61
2.2.1. A Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai (különös tekintettel az érkitöltésekre) reprezentatív fúrások rétegsorai alapján	61
2.2.2. A Tésenyi Homokkő Formáció összehasonlítása a Radlovaci Komplexumban (Papuk, Horvátország) elkülönített karbon képződményekkel: lokális korreláció	67
2.2.3. A Tésenyi Homokkő Formáció összehasonlítása a dél-alföldi aljzatban (Üllés, Szeged térsége) elkülönített kontinentális karbon képződményekkel: lokális korreláció	74
2.2.4. A Tésenyi Homokkő Formáció regionális korrelációja	76
2.3. A Korpádi Homokkő és a Gyűrűfüi Riolit Formáció reprezentatív kőzeteinek komplex kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei: integrált értelmezés és korreláció	84
2.3.1. A Korpádi Homokkő Formáció képződményeinek kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai reprezentatív fúrások rétegsorai alapján	84
2.3.2. A Korpádi Homokkő Formáció kőzettani altípusainak öskörnyezeti rekonstrukciója és kapcsolata a Gyűrűfüi Riolit Formáció képződményeivel: lokális korreláció	95

2.3.3. <i>A Korpádi Homokkő és a Gyűrűfői Riolit Formáció regionális korrelációja: lehetőségek és korlátok</i>	103
3. Összegzés	112
3.1. Bevezetés	112
3.2. Kiválasztott minták, analitikai módszerek	113
3.3. Tudományos eredmények (tézispontok)	114
4. Köszönetnyilvánítás	123
5. Irodalomjegyzék	125

1. BEVEZETÉS, CÉLKITŰZÉSEK, MÓDSZERTANI HÁTTÉR

Hazánk geológiai értelemben vett nagyszerkezeti egységei közül a Tiszai-főegység (Tisia-megaterrénium) felépítésével, ezen belül a paleozoikumi (szilur–perm; ~440–250 millió év) egységek lokális és regionális korrelációjával kapcsolatban számos alapkutatói kérdés még napjainkban is nyitott. Fokozottan igaz ez a Dél-Dunántúl és a Dél-Alföld aljzatában kizárólag mélyfúrásokból ismert (pl. szilur Szalatnaki Agyagpala Formáció, felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció) vagy erősen korlátozott felszíni előfordulású képződményekre (pl. perm Korpádi Homokkő és Gyűrűfüi Riolit Formáció). A korábbi elvi rétegsorok (pl. Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Jámbor, 1998; Vozárová et al., 2009; Szederkényi et al., 2012) a területen előforduló paleozoos képződményeket többé-kevésbé folyamatos üledékképződés termékének tekintették annak ellenére, hogy azok gyakran izoláltak, egyéb aljzati képződményekkel tektonikus határok mentén érintkeznek. Nem tisztázott a paleozoos üledékes és metaüledékes formációk kapcsolatrendszerére sem, a variszkuszi Európán belül felmerült korrelációs lehetőségeket (pl. felső-sziléziai rokonság; Varga et al., 2003) eddig nem sikerült kielégítően bizonyítani.

Annak ellenére, hogy a Dél-Dunántúl és a Dél-Alföld földtani felépítésének kutatása hosszú múltra tekint vissza (pl. Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Jámbor, 1998; Szederkényi, 1998; Császár, 2005; Szederkényi et al., 2012 és az általuk hivatkozott irodalmak), az adott területek aljzati képződményeinek (a kristályos aljzat és a fedő üledékes/metaüledékes rétegsorok) jelenlegi kapcsolatrendszerére (pl. deformációs zónák; felszín alatti migrációs útvonalak) sem tisztázott kellő mértékben. Az alkalmazott kutatások (pl. a radioaktív hulladékok felszín alatti tárolása, szénhidrogének kutatása és kitermelése, illetve geotermikus projektek) sikerességének alapvető pillére a megbízható geológiai háttérismeret, hiszen ez elősegíti a földtani kockázati tényező optimalizálását. A kiválasztott terület közettani és fluidumevolúciós kapcsolatrendszerének feltárása így napjainkban is időszerű földtudományi kihívás. Ezt a munkát célozta meg a dél-dunántúli permokarbon üledékes képződményekkel foglalkozó PhD témám (Varga, 2009), majd az erre épülő kutatásaim (OTKA PD, MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíjak, Új Nemzeti Kiválóság Program ösztöndíjai), továbbá részben ezt egészítik ki a dél-alföldi aljzati képződményekkel kapcsolatos OTKA/NKFIA K projektek. Ezekben vezető kutatóként, illetve szenior résztvevőként üledékes közettani (forrásközet-analízis, diagenezistörténet), geokémiai és korrelációs feladatokat láttam, illetve látok el. Az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszékén az elmúlt években oktatói és témavezetői tevékenységemhez (TDK, BSc, MSc, PhD) kapcsolódva olyan ismeretek (pl. ásványtani és kémiai elemzések adatai) halmozódtak fel az értekezés témakörében, amelyek rendszerezése és célorientált értelmezése lehetővé teszi a dél-dunántúli és alföldi paleozoos képződmények egymáshoz viszonyított kapcsolatának reambulációját és azok regionális korrelációját (pl. Erdélyi-középhegység, Bohémiai-masszívum és környezete), ezáltal a terület földtani és nagyszerkezeti ismereteinek pontosítását. A kutatásaimhoz kiválasztott mélyfúrások döntően a '60-as és a '80-as évek között mélyültek, így a még hozzáférhető, reprezentatív fúrómagok modern módszerekkel történő vizsgálata nemzeti érdek.

A hazai kutatóműhelyek közül a vulkanosedimentek, illetve a (meta)üledékes képződmények korhatározásában az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoporttal (cirkon U–Pb-korhatározás; együttműködő partner: Haranginé Lukács Réka), valamint a vizsgálatok kivitelezésekor az MTA kutatóintézet-hálózatához tartozó Atomki Környezet- és Földtudományi Laboratóriumával (K–Ar korhatározás; együttműködő partner: Benkó Zsolt) folytattam együttműködést. A karbonátközetek és érkitöltések katódlumineszcens mikroszkópi és stabilizotópos (C, O) vizsgálatában a CSFK Földtani és Geokémiai Intézete vett részt (együttműködő partner: Bajnóczi Bernadett és Czuppon György).

Napjainkban az aljzatközeteket feltáró mélyfúrások maganyaga csak korlátozottan vizsgálható, számos esetben nem áll rendelkezésre folyamatos rétegsor, hanem a korábbi és aktuális tárolókapacitás függvényében magládánként (~4–6 m) szelektált fúrómagok (ún. „dokuzott anyag”) érhetőek el, vagy csupán az egykori anyagvizsgálathoz készült fedett vékonycsiszolatok gyűjteményes mintái tanulmányozhatók. Tekintettel arra, hogy a regionális korrelációs kérdések megválaszolásához először a lokális reambuláció megvalósítása szükséges, a pontszerű információt hordozó egyedi kőzetminták felülvizsgálata elkerülhetetlen a korlátozottan hozzáférhető kéziratokban (pl. adattári jelentések) szereplő leírások adatainak ellenőrzéséhez, illetve az ezekre épülő értelmezések elfogadásához vagy cáfolásához. Helyes korrelációhoz, új hipotézis felvetéséhez vagy modellalkotáshoz az új adatokat a modern szemléletben is helytálló adatokkal (és nem korábbi értelmezéssel) szükséges összehasonlítani.

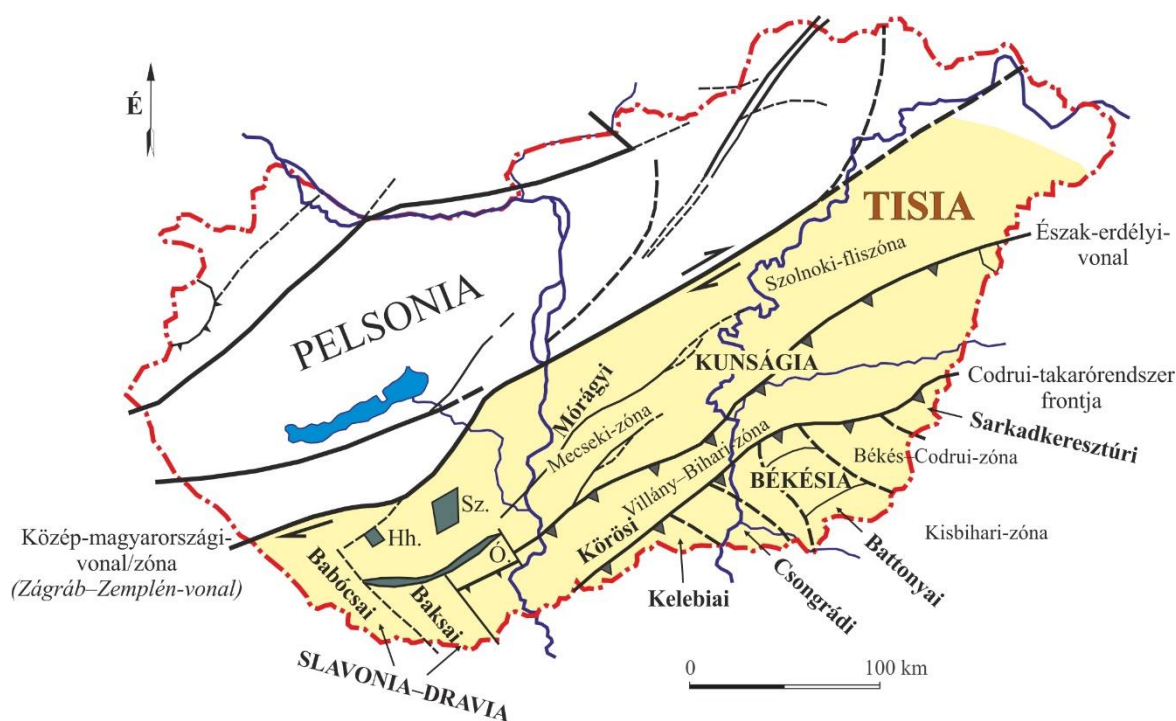
Tapasztalatom szerint – részben a tudományos háttérismeretek módosulása és szemléletváltása, részben a műszerek fejlődése miatt – a vizsgált képződményekben többnyire az ásványtani és kőzettani besorolás szintjéig (pl. grauwacke vagy milonitosodott granitoid, konglomerátum vagy piroklasztikus agglomerátum, konglomerátum vagy breccsa, üledékes breccsa vagy vetőbreccsa, „főreglakócső” vagy karbonáttal kitöltött gyökérszem, elsődleges dolomit vagy kősó utáni dolomit pseudomorfóza, vulkáni aktivitáshoz kötődő olvadék vagy utólagos opál/kalcedon ásványkiválás, lávakőzet vagy változó mértékben összesült lapillitufa) terjedő ellenőrzést szükséges megvalósítani. Ezek a vizsgálatok megkerülhetetlenek a regionális léptékű kérdések megválaszolásához, azonban csupán lokális érdeklődésre tarthatnak számot, ezért kutatásaim vonatkozó eredményei hazai kiadványokban (pl. kivonatok, konferenciacikkek, Q3/Q4 presztízssű lektorált folyóiratok) jelentek meg (pl. Varga & Raucsik, 2009, 2014; Máthé & Varga, 2012; Varga et al., 2012a, 2013, 2014; Hidasi et al., 2015; Mészáros et al., 2015a, 2015b, 2016a; Szemerédi et al., 2016, 2017; Garaguly et al., 2017; Papp et al., 2017). Egy-egy részterület vagy képződmény kiterjedt, gyakran témavezetésem mellett készülő PhD kutatás részét is képező vizsgálata már olyan ásványtani, kőzettani, geokémiai és földtani–rétegtani információkat eredményezett, amelyek regionális, illetve nemzetközi érdeklődést kiváltó, Q1/Q2 presztízssű szakcikkek alapját képezték (Varga et al., 2012b, 2019; Garaguly et al., 2018; Mészáros et al., 2019; Szemerédi et al., 2020; Fintor & Varga, 2020).

Értekezésemben a paleozoikum képződmények lokális és regionális korrelációjához kapcsolódó kutatási eredményeket mutatom be úgy, hogy a kiválasztott közetrétegtani egységeket (Szalatnaki Agyagpala, Tésényi Homokkő, Korpádi Homokkő és Gyűrűfüi Riolit Formációk) érintő eddigi megállapításokat szintézisszerűen foglalom össze, külön kitérve a már publikált eredményekre és a jelenleg aktív (2020. év őszéig szakcikkekben még nem publikált) kutatási irányok előzetes eredményeire, illetve a munka során felmerült, jövőbe mutató új kérdésekre. A bemutatáskor arra törekedtem, hogy az értekezésben a saját kőzettani, geokémiai és korrelációs tevékenységem lenyomata uralkodjon, ezért a kutatáshoz nélkülözhetetlen, de a szerzőtársak aktív hozzájárulását tükröző, nyílt hozzáférésű publikációkban elérhető anyagvizsgálati eredmények részletezésére (pl. ásványtani, geokémiai–geokronológiai és mikrotermometriai elemzések adatai és ezek diszkussziója) nem térek ki. Azokat – az érintett publikációkra tett hivatkozással – már megállapításként építettem be a munkámba.

Tekintettel arra, hogy tudományos munkásságom alapvetően a kőzetan–geokémia szakterületét fedi le, valamint a tanulmányozott képződmények korábbi korrelációja több esetben tényleges vagy részletes kőzettani (pl. ásványos összetételi és mikroszöveti) összehasonlítás nélkül történt, értekezésem fő logikai szálát a kőzettani összetétel és az átalakulási folyamatok bemutatása képezi. Törekedtem arra, hogy az érintett kőzetekről fotódokumentációt is bemutassak, hiszen – számos esetben – ez eddig nem történt meg.

1.1. A Tiszai-főegység (Tisia) fogalmi meghatározásai, határainak megadása a földtudományi szakirodalomban: nyitott kérdések, ellentmondások

A Pannon-medence jelenlegi földtani, köztrétegtani és szerkezeti felépítése bonyolult, soklépcsős folyamat eredménye. Aljzatát ÉK–DNy-i irányban a Középmagyarországi-vonal vagy zóna osztja ketté (1. ábra), ami mentén két markánsan eltérő genetikájú nagyszerkezeti egység – megaterrénium – érintkezik (Haas & Hámor, 1998; Haas et al., 1999; Kovács et al., 2000; Császár, 2005; Vozárová et al., 2009; Kovács et al., 2011). Az északra található ALCAPA (Keleti-Alpok, Nyugati-Kárpátok és Pelsonia) tektonosztratigráfiai főegységhez tartozó Pelsonia összetett terréniumot választja el a nyírási öv az attól délre elhelyezkedő Tisia-megaterréniumtól (pl. Vozárová et al., 2009; Kovács et al., 2011 és az általuk hivatkozott irodalmak). A Tisia keleti határát valószínűleg az Északkeleti-Kárpátok csapásvonala, délkeleti határát a Maros menti ofiolitöv, déli és délnyugati határát pedig a Vardar- és az ezzel összekapcsolódó Dinári-ofiolitöv képezi (Császár, 2005).



1. ábra

A Középmagyarországi-zónától délre elhelyezkedő tektonosztratigráfiai főegység, a Tisia összetett terrénium felosztása Kovács et al. (2000) és Szederkényi et al. (2012) alapján (módosítva)
 Rövidítések: Hh. = Horváthertelendi-egység; Ó. = Ófalui-egység; Sz. = Szaltnaki-egység

Mai értelemben a Középmagyarországi-zónától délre elhelyezkedő terület, a Tiszai-(fő)egység (pl. Haas & Hámor, 1998; Császár, 2005) preneogén, illetve prealpi aljzata alkotja a Tisia-megaterréniumot, bár a fogalmi meghatározások több lépcsőben kisebb-nagyobb változáson mentek keresztül már a múlt században (1. táblázat). Ennek eredményeként az elmúlt évtizedek szakirodalmában számos megnevezés, illetve eltérő helyesírású névváltozat megjelent (pl. Tisza egység, Tiszai-egység, Tiszai Egység, Tiszai-főegység, Tisia összetett terrénium, Tisia-megaterrénium stb.), ami bonyolult nevezéktan kialakulását eredményezte, ezzel megnehezítve az eligazodást. Hasonló a helyzet a megaterréniumon belül elkülönített önálló terréniumoknál is: lényegi tartalmi különbség

nélkül egy adott terület más-más névvel szerepelhet az összefoglaló munkákban (pl. Dél-dunántúli szerkezeti egység: Fülöp, 1994, Slavonia–Dravia: Kovács et al., 2000 és Szlavóniai–Drávai-terrénum: Szederkényi et al., 2012; Tiszai szubterrénum: Szederkényi, 1998 és Csongrádi-alegység: Császár, 2005), ami a korrelációs kérdések tisztázása szempontjából szintén hátrányt jelent.

1. táblázat

A Tisia és a Tiszai-(fő)egység fogalmának változása a múlt századi hazai szakirodalomban

Fogalom	Meghatározás	Irodalmi hivatkozás
Tisia	Az Alp–Kárpáti–Dinári-hegységrendszer által közrefogott medence kristályos kőzetekből álló, <i>kraton jellegű</i> medencealjzata.	Prinz (1914)
Tiszai-egység	Kéregrészével együtt az Európai-lemezről leszakadt és más felépítésű környezetbe került szerkezeti egység; ma a Közép-magyarországi-vonaltól délre eső kéregfragmentumot foglalja magába.	Fülöp et al. (1987a, b)
Tisia-terrénum	A Tiszai-egység miocén eleji dokkolása előtti képződmények együttese.	Kovács et al. (1998)
Tiszai főegység	Az Európai kraton D-i peremén elhelyezkedő terület a prealpi szerkezetfejlődés során (<i>a Zempléni-egységet is ide sorolták</i>).	Haas & Hámor (1998)
Tisia-terrénum <i>Tisia–Dacia összetett terrénum</i>	A Tisia térrénum olyan összetett prealpi térrénum, ami kisebb térrénumokból a karbon időszak alatt állt össze a variszkuszi Európa részeként. A Zemplén önálló térrénum (a Tátra–Vepor-egység része, ALCAPA).	Szederkényi (1998) <i>Kovács et al. (2000)</i>

A variszkuszi fejlődéstörténet alapján a Tisia, mint összetett térrénum magyarországi részén Szederkényi (1998) még a Mecsek–Villány–(Bihar), a Szeged–Békés (Codru) és a Dráva prealpi térrénumokat különítette el. Pár évvel később viszont a Szlavóniai–Drávai- (Slavonia–Dravia), a Kunsági- (Kunságia) és a Békési- (Békésia) térrénum megnevezéseket vezették be (Kovács et al., 2000; Császár, 2005). Közülük Császár (2005) a Szlavóniai–Drávai- és a Kunsági-terrénumot tekinti autochtonnak vagy parautochtonnak. Felépítésükben a kristályos (metamorf és magmás) képződmények szerepe a legjelentősebb, azonban ezekhez szervesen kapcsolódnak az uralkodóan karbon és permii törmelékeny üledékes kőzetek (Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Jámbor, 1998; Császár, 2005; Szederkényi et al., 2012).

A prealpi térrénumok további alegységekre bonthatók: a Szlavóniai–Drávai-terrénumon belül a Babócsai- (Görgetegi Kristályospala: Fülöp, 1994) és a Baksai- (Göröcsönyi Kristályospala: Fülöp, 1994) szubterrénum, a Kunsági-terrénumon belül a Mórággyi- és a Kőrösi-szubterrénum, a Békési-terrénumon belül a Kelebiai-, a Csongrádi- (Tiszai-), a Battonyai- és a Sarkadkeresztúri-szubterrénum különíthető el (Kovács et al., 2000; Császár, 2005; Szederkényi et al., 2012). A nagyobb egységeken túl – a környező képződményektől lényegesen eltérő kőzettani felépítés miatt – több kisebb egységet, takaróroncsként kezelt kifejlődéseket vagy tektonikus zónákba ékelődő fragmentumokat szintén megkülönböztettek. Ilyen például a takaróroncsnak tekintett Szalatnaki- és Horváthertelendi-egység (Szederkényi, 1998; Szederkényi et al., 2012; *l. ábra*).

Általánosan elfogadott, hogy az alpi orogenezishez köthető takaróképződés hatására ÉK–DNy-i irányú övezetes elrendeződés alakult ki a prekainozoos aljzatban, továbbá az elkülönített alpi üledékképződési övezetek (Mecseki-, Villányi- és Békési-egység vagy zóna) határai a Dél-Alföldön átfednek a prealpi egységekkel (1. ábra). A mezozoos fácieskülönbségeket tükröző zónákat részben eredményesen korrelálták az Erdélyi-középhegységben felismert alpi egységekkel, takarórendszerekkel, így találkozhatunk a Villány–Bihari és a Békés–Codru megnevezésekkel (Kovács et al., 2000; Csontos & Vörös, 2004; Haas & Péro, 2004; Császár, 2005; Haas et al., 2010, 2014).

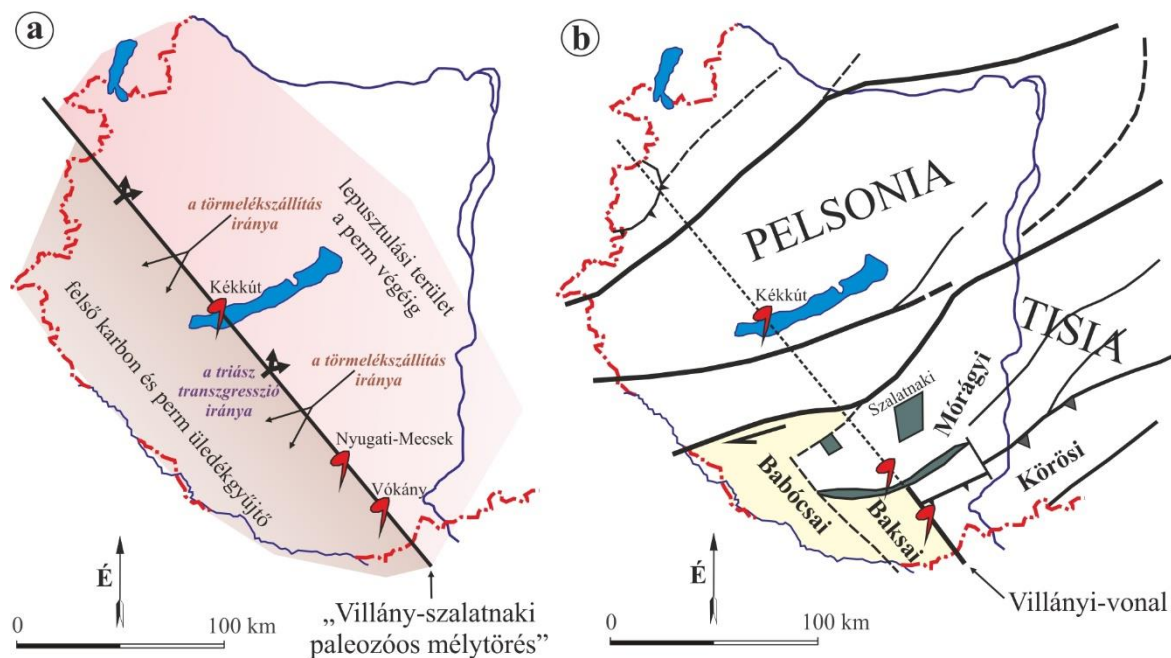
A Cirkum-Pannon régió tektonosztratigráfiai terrénium és ökoszisztémái térképsorozata (Kovács et al., 2011) a Tisia-megaterréniumot (Tiszai-főegység) mikrokontinens méretű, az európai lemezről levált tömbként jellemzi, amin belül négy negyedrendű szerkezeti egységet különböztet meg: Mecseki-, Villány–Bihari-, Papuk–Békés–Codru- és Biharia-egység elkülönítését javasolták (a „Biharia” magyar megfelelője „Kisbihari”, ami nem jelenik meg a szakcikkekben). Annak ellenére, hogy ez a munka a devontól a juráig adja meg a lehetséges rekonstrukciókat, a Tisián belül kizárólag az alpi korrelációra visszavezethető megnevezéseket alkalmazták.

Látható, hogy bár maga a Pannon-medence – és benne a Tiszai-főegység – fiatal szerkezetalakító hatások eredményeként jött létre a neogén riftesedést követően (pl. Fodor et al., 1999; Tari et al., 1999; Horváth et al., 2006), a helyenként akár több ezer méter vastag üledékes fedősorozattal rendelkező aljzat felépítésében valamennyi megközelítés az alpi takaróképződés hatását helyezi előtérbe. Az alkalmanként nehezen áttekinthető nevezéktani változatok szintén az alpi egységeket terjesztik ki a prealpi képződményekre, ennek létjogosultsága viszont kellően nem bizonyított. Horváth (2009) tanulmánya kiemelte, hogy az elkülönített tektonikai egységek késő kréta korúak, ezért alkalmazásuk a prealpi tektonikai rekonstrukciókban nem szerencsés, sőt bizonyos esetekben nem is lehetséges.

A Tisia modern szemléletű fogalmi meghatározását és határainak körvonalazását tovább bonyolítja, hogy hazánkban az egykori kutatási jelentésekre, kéziratokra támaszkodó, a régi – és gyakran már meghaladott – felfogást tükröző megállapítások több esetben érdemi módosítás nélkül kerültek be a 21. század meghatározó összefoglaló munkáiba (pl. Vozárová et al., 2009; Szederkényi et al., 2012); számos, új anyagvizsgálatra épülő tanulmányt pedig nem vettek figyelembe (ld. a Békési-egység bemutatása a 70–80-as évek ismertségi szintjén; a permokarbon üledékes összlet ismertetése kizárólag az egykori uránérckutatói eredmények alapján). A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatával kapcsolatos hazai munkák döntő része Szederkényi Tibor felfogását tükrözi (pl. Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998; Kovács et al., 2000; Császár, 2005; Vozárová et al., 2009; Szederkényi et al., 2012), aki a dél-dunántúli terület szerkezeti felosztásában nagymértékben támaszkodott Kassai (1973, 1977) korábbi eredményeire. Az átörökített – még geoszinklinális szemléletben született – szerkezeti határ kiváló példája a Szlavóniai–Drávai-terrénum lehatárolása, ami felhívja a figyelmet a reambuláció időszerűségére.

A Szlavóniai–Drávai-terrénum északkeleti határát a Szigetvári-, a Mecsekaljai- és a Villányi-vonal alkotja (nyugatról keleti irányba haladva); déli, illetve délnyugati lehatárolása viszont bizonytalan. A terrénium Baksai-szubterrénuma és a Kőrösi, illetve Kelebiai-szubterrénum közötti határ a Villányi-vonal, azaz az úgynevezett Villány–Szalatnaki-mélytörés (Szederkényi, 1998; Császár, 2005; Szederkényi et al., 2012). Ezt a szerkezeti elemet „Villány-szalatnaki paleozóos mélytörés” néven Kassai (1973) vezette be. Felfogásában a dinári geoszinklinális felső karbon–perm rétegsora a Vardar-rendszer folytatását képező „Villány-szalatnaki mélytörés” mentén ékelődik ki. E mélytöréshez kapcsolódva a késő perm-ben az üledékképződéssel egyidejű, jelentős mértékű „kvarcporfir”, azaz riolitos vulkáni tevékenység folyt. A vonal megszerkesztéséhez a kékkúti (Balaton-felvidék), a nyugati-mecseki és a vókányi vulkanitokat kötötte össze (2.

ábra), illetve ehhez kapcsolta a „mélytörést”, mint a magma feláramlási helyének magyarázatát (Kassai, 1973, 1977). Annak ellenére, hogy ez a feltételezett paleozoos szerkezeti zóna nem is érinti Szaltnak települést, nevében ez jelenik meg. Az ALCAPA–Tisia koncepció térhódításával a vonal jelentősége lecsökkent, kiterjedése a Dél-Dunántúlra korlátozódott, ma a Mecsekalja-zónában elvégződik (2. ábra). Mindazonáltal – tényleges szerkezeti földtani tartalmat mellőzve – napjainkban is szubterréniumok határát képezi anélkül, hogy korát (paleozoos?) és jellegét (vető?) bizonyították volna (pl. szeizmikus reflexiós szelvény értelmezése) egy olyan tektonikai környezetben, ami a paleozoikum óta több fázisban, legutóbb a miocén extenzió következtében biztosan felülíródott.

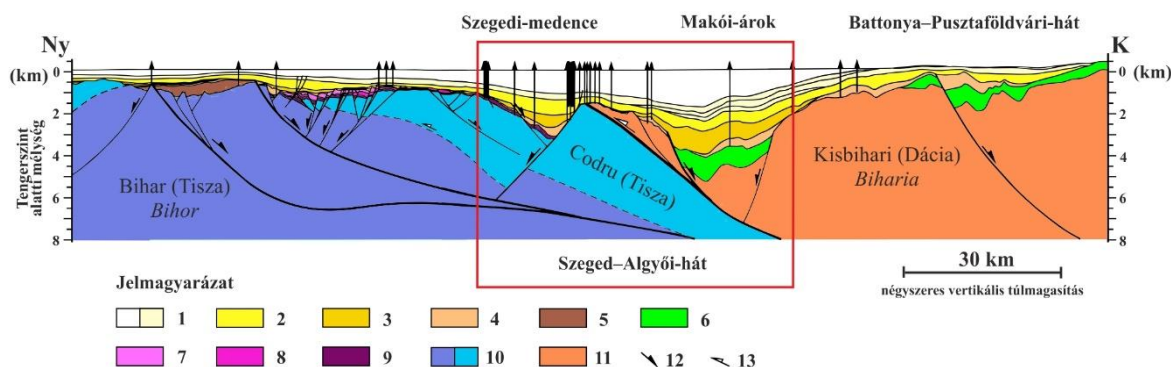


2. ábra

A „Villány-szaltnaki paleozoos mélytörés” meghatározása Kassai (1973, 1977) alapján egyszerűsítve. (a) A Bakony, a Mecsek és a Villányi-hegység feltételezett felépítése alapján megrajzolt mélytörés, ami mentén a perm savanyú vulkanitok (Balaton-felvidék: Kékkúti Dácit, Nyugati-Mecsek: Gyűrűfüi Riolit, Villányi-hegység: „Vókányi Kvarcporfir”) a felszínre jutottak; (b) A Villány–Szaltnaki-mélytörés mai kiterjedése: a Villányi-vonal, mint szubterréniumok határa a kapcsolódó tektonosztratigráfiai egységek (Kovács et al., 2000) megjelölésével

Annak ellenére, hogy a hazai leírásokban a Tisia-megaterrenum, illetve a Tiszai-(fő)egység szerkezeti felosztása gyakorlatilag változatlan, a határainkon túli területek számos új eredményét a nemzetközi szakmai közösség már alkalmazta az értelmezésben (pl. Schmid et al., 2008; Matenco & Radivojević, 2012). A Zempléni-egység átsorolását (pl. Kovács et al., 2000; Vozárová et al., 2009) követően a Tisia területe tovább csökkent (Haas et al., 2014). A Tisia legnyugatibb tagját, a Mecseki-zóna részét képező Moslavačka Gora (Horvátország) aljzati kibukkanást a középső kréta gabbró előfordulás (109 ± 8 millió év; Balen et al., 2003) és a késő kréta nagyhőmérsékletű metamorfózis és magmatizmus (Starijaš et al., 2006) következtében átsorolták; ez a terület jelenleg már a Száva-zónához tartozik (Schmid et al., 2008). A Tisia déli részéhez kapcsolódó kutatási eredményekre építve a dél-alföldi beosztás is módosult (3. ábra), több tanulmányban a Szeged–Algyői-hát (aljzatmagaslat) keleti része a Kisbihari-takarórendszer képviselőjeként szerepel (pl. Schmid et al., 2008; Ustaszewski et al., 2008; Matenco & Radivojević, 2012), ami így viszont a Dáciai-főegység (Dácia-megaterrenum) része lett (Schmid et al., 2008). Ez utóbbi

értelmezés szerint a Szeged–Algyői-háton belül húzódna az a nyírással társult alpi szerkezeti zóna, ami a Codru-i és a Kisbihari-takarórendszerek határa (Raucsik & Varga, 2015, Varga et al., 2019).



3. ábra

Regionális keresztmetszvény a Pannon-medence déli (szerbiai) részén a Szeged–Algyői-hát és környezetének kiemelésével (Matenco & Radivojević, 2012, módosítva). Ebben a megközelítésben a Szeged–Algyői-hát keleti része már nem a Tisza (Tisza) területéhez, hanem a Dácia-megaterrenumhoz tartozik (Schmid et al., 2008).

Jelkulcs: 1 = pleisztocén/felső pontusi képződmények; 2 = alsó pontusi képződmények; 3 = pannóniai képződmények; 4 = bádeni medencekitöltés; 5 = alsó miocén képződmények; 6 = felső kréta kifejlődések; 7 = felső triász formációk; 8 = középső triász formációk; 9 = alsó triász formációk; 10 = Bihari- és Codru-i takarórendszer; 11 = Kisbihari-takarórendszer; 12 = kainozoikumi vetők általában; 13 = mezozoikumi vetők általában

Ezek az értelmezések felhívják a figyelmet azokra a belső ellentmondásokra, amelyek feloldásához a Tisza magyarországi részének komplex, modern szemléletű reambulációja szolgáltathat adatokat. Ennek részeként kutatásaimban a paleozoikumi aljzati képződmények minél jobb megismerésére törekedtem az elmúlt ~20 évben. Munkám során dél-dunántúli és dél-alföldi mélyfúrású szelvényeket, illetve – kisebb arányban – feltárásokat vizsgáltam. Ezek döntően a Szlavóniai–Drávai- és a Békési-terrenumhoz tartoznak, valamint a Mórággyi-szubterrenum, a Horváthertelendi- és a Szalatnaki-egység részét képezik. A következő alfejezet célja a tanulmányozott paleozoikumi (szilur–perm) képződmények áttekintő bemutatása a nyitott kérdések kiemelésével.

1.2. A paleozoikum (szilur–perm) aljzati képződmények áttekintő ismertetése

A Dél-Dunántúl és a Dél-Alföld aljzatában feltárt paleozoikum üledékes és metaüledékes képződmények közül a szilur Szalatnaki Agyagpala Formáció, a felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció, továbbá a permi Korpádi Homokkő Formáció a legjobban ismert, korrelációs szempontból a legnagyobb jelentőségű litosztratigráfiai egységek (Barabásné Stuhl, 1988a, 1988b; Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Jámbor, 1998; Majoros, 1998; Szederkényi, 1998; Császár, 2005; Varga et al., 2003, 2007; Varga, 2009). A kis kiterjedésű felszíni feltárással rendelkező Gyűrűfüi Riolit Formáció szerepe szintén kiemelkedik, hiszen vulkanoszediment rétegsora szervesen kapcsolódik mind a fekvő Korpádi Homokkőhöz, mind a fedő Cserdi Formációhoz (Varga, 2009). A magyarországi rétegtanban további két, kevésbé ismert, bizonytalan korú képződmény – a Bataapáti Metahomokkő (Gyalog & Budai, 2004; Balla et al., 2009) és a Túronyi Formáció (Barabásné Stuhl, 1988a; Fülöp, 1994; Varga et al., 2008; Varga, 2009; Varga & Raucsik, 2009) tartozik azokhoz a paleozoikum egységekhez, amelyek a Tisia lokális és regionális korrelációja során előtérbe kerültek a közelmúltban.

1.2.1. Szalatnaki Agyagpala Formáció

A Szalatnaki- és a Horváthertelendi-egység (1. ábra) jellegzetes paleozoikum képződménye a Szalatnaki Agyagpala Formáció, amit először az ötvenes évek végén, hatvanas évek elején a Keleti-Mecsek északi előterében létesített mélyfúrásokból (Györe–1, Szalatnak–3 és –4, Köblény–1, Alsómocsolád–4 és –5, Bikal–2 és –3) dokumentáltak. Ezt a képződményt uralkodóan sötétszürke–fekete, diszperz eloszlású szerves anyagban gazdag, tufitos agyagpala, aleurolitpala és homokkőpala alkotja, amelybe a rétegsor alsó részén kovapala rétegek, középső szakaszán agglomerátum/konglomerátum települ (Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998; Császár, 2005). A nyolcvanas évek közepén a Nyugati-Mecsek északnyugati előterében mélyített Horváthertelend–1 fúrás a kainozoos őszlet alatt olyan fekete–sötétszürke, finomszemcsés metaüledékes kőzeteket (agyagpala, metagrauwacke, metaaleurolit), majd egy zúzott zónát követően durvatörmelékeny rétegsort harántolt, amit szintén a Szalatnaki Agyagpala Formációhoz soroltak (Máthé, 1986; Szederkényi, 1998).

A Szalatnaki Agyagpala szilur kora a kovapalából („lilit”) szeparált mikrofossziliák (pl. graptolita, Hystrichospherida, conodonta, Muellerspherida) alapján a Szalatnaki-egységben igazolt (Oravec, 1964; Kozur, 1984; Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998). A durvatörmelékeny rétegsorból, továbbá a Horváthertelendi-egységet képviselő Horváthertelend–1 fúrásból ugyanakkor nem került elő korjelző ősmaradvány. A finomszemcsés metaüledékes kőzetek részletes vizsgálata rámutatott arra, hogy a szilur formáció nagyon kisméretű regionális metamorf átalakulást szenvedett (pl. Árkai, 1991; Árkai et al., 1995; Szederkényi, 1998 és az általuk hivatkozott irodalmak), ami az anchi/epizóna (300–350 °C) határának felel meg. A Szalatnaki-egység rétegsorában megjelenő metamorf eredetű biotit alapján továbbá feltételezték, hogy az adott képződmény kontakt metamorfózison szintén átesett (Árkai, 1991; Árkai et al., 1995).

A korábbi kőzettani vizsgálatok ellenére a Szalatnaki-egységben feltárt durvatörmelékeny szakasz (uralkodó szemcseméret 5–30 cm) eredete nem bizonyított kellő mértékben (Fülöp, 1994). Selmeczi (1970) alapján a törmelékanyagot uralkodóan porfirios kiömlési (andezit, trachit), expozív (tufák, „tufahomokkövek”) vagy mélységi magmás kőzetek („gabbróporfir”, „dioritporfir”, szienitaplit) alkotják, ezért ezt a szakaszt a rétegsor első dokumentációjakor polimikt konglomerátumként írták le. A részletesebb vizsgálat során a kavicsok jellemzői (pl. aleurolitpala törmelékek jelenléte, oldási jelenségek következtében létrejövő lekerékítettség) és a szöveti bélyegek (pl. folyásos kőzetszövet, „dioritporfir” kötőanyag) alapján azonban piroklasztikus őszletnek,

agglomerátumnak értelmezték (Várszegi & Selmeczi, 1971; Fülöp, 1994). Az agglomerátumban Lelkesné Felvári (1983) a kiömlési kőzetek kavicsai között riodácitot, dácitot, andezitet és trachitot azonosított; a mélységi kőzeteket „gránitporfír”, „kvarcdioritporfír”, gránit, granodiorit és metagabbro képviselte. A magmás törmeléken kívül metamorfitek és üledékes kőzetek törmeléke (aleurolitpala, kovapala, homokkő és konglomerátum) szintén előfordult; továbbá olyan karbonátosodott kavicsokat is azonosított, amelyeket korábban mészkőkavicsként dokumentáltak. A későbbi munkák a vulkáni (piroklasztit) eredetet hangsúlyozták, illetve olisztosztróma eredetet vetettek fel (pl. Fülöp, 1994; Szederkényi, 1998; Császár, 2005; Szederkényi et al., 2012), azonban nem adtak adekvát magyarázatot a savanyútól a bázikusig változó kemizmusú mélységi magmás, továbbá áthalmozott üledékes kőzettörmelékeket is tartalmazó polimikt összetételre. Meglepő módon a Szalatkai Agyagpala nem metamorf, finomszemcsés üledékes formációként, lemezes agyagkőként (shale) jelenik meg Szederkényi et al. (2012) leírásában. A szerzők a szalatkai területen – eltérően a korábbi dokumentációktól – már bazalt-agglomerátumot említene az agyagkőben, bár e megállapításhoz semmilyen hivatkozást nem társítottak.

Noha a Horváthertelendi-egység prekainozoos képződményeit a Szalatkai Agyagpala-hoz sorolták (Szederkényi, 1998; Császár, 2005; Szederkényi et al., 2012), az összehasonlításra irányuló lokális korrelációs vizsgálatok eddig nem történtek meg. A Horváthertelend–1 fúrás alsó, durvatörmelékes szakaszának kőzettani felépítése és szerkezeti kapcsolata szintén számos bizonytalansággal terhelt. Barabás (2010) ugyanis a metahomokkő és metakonglomerátum összlet és a felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció lehetséges rokonságát vetette fel. A két képződmény összehasonlítását ugyanakkor megnehezítette, hogy a Horváthertelendi-egységben megjelenő metaüledékes rétegsor szerkezeti helyzetéről, kőzettani felépítéséről, összetételéről és lehordási területéről csupán kevés információ állt rendelkezésre (Máthé, 1986; Szederkényi, 1998).

1.2.2. Bátaapáti Metahomokkő Formáció

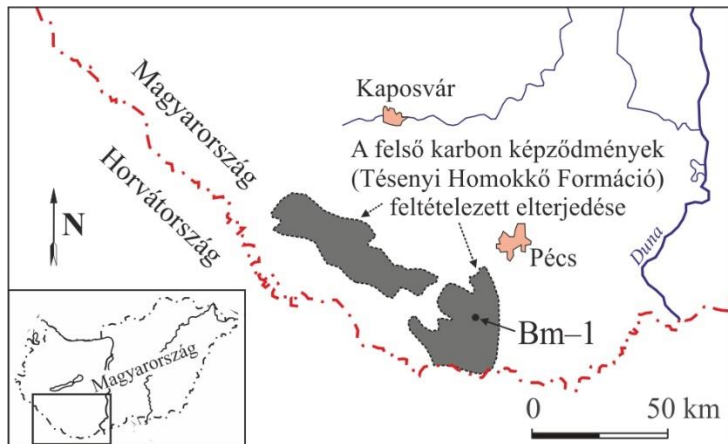
A Mecsekalja-övben, illetve a Mórógyi Gránit (Mórógyi-szubterrénium; képződési kora ~335–345 millió év, kora karbon) elterjedési területén belül kis foltokban, meredek településű lencsékben fordul elő a Bátaapáti Metahomokkő Formáció, amit korábban az Ófalui Formáció(csoport) tagozataként különítettek el (Gyalog & Budai, 2004; Balla et al., 2009). A képződményt döntően sötétszürke–barnászürke, jól osztályozott, finom–középszemcsés metahomokkő, aleurolit- és agyagpala alkotja közepesen vagy jól fejlett palássággal, azonban kontaktmetamorf változatokat (pl. csomópala, szaruszirt) szintén tartalmaz. Típusfeltárásai Bátaapáti közvetlen környezetében található (Gyalog & Budai, 2004; Király & Koroknai, 2004; Balla et al., 2009).

A Bátaapáti Metahomokkőből ősmaradvány nem került elő, képződési kora ezért ismeretlen. A Mórógyi Gránit által kiváltott kontaktmetamorf jelenségek alapján annál biztosan idősebb képződmény, így – pontosabb korbesorolás nélkül – a kora paleozoikumba helyezték. Az Ófalui Formáció(csoport) (Ófalui-egység; *1. ábra*) képződményeivel tektonikusan érintkezik. A Bátaapáti Metahomokkő metamorf ásványtársulása biotitizálás átalakulást jelez, a kontakt kőzetek metamorf foka az albit–epidot szaruszirt fáciesnek felel meg (Király & Koroknai, 2004; Balla et al., 2009).

1.2.3. Tésenyi Homokkő Formáció

A Szlavóniai–Drávai-terrénium magyarországi részén egy viszonylag keskeny, északnyugat–délkeleti csapású sávban (Homokszentgyörgy és Siklósbodony között) kutatófúrások tárták fel a Tésenyi Homokkő Formáció rétegsorát; felszíni feltárása ismeretlen (*4. ábra*). A részletesen vizsgált fúrási szelvények alapján (Bogádmindszent–1,

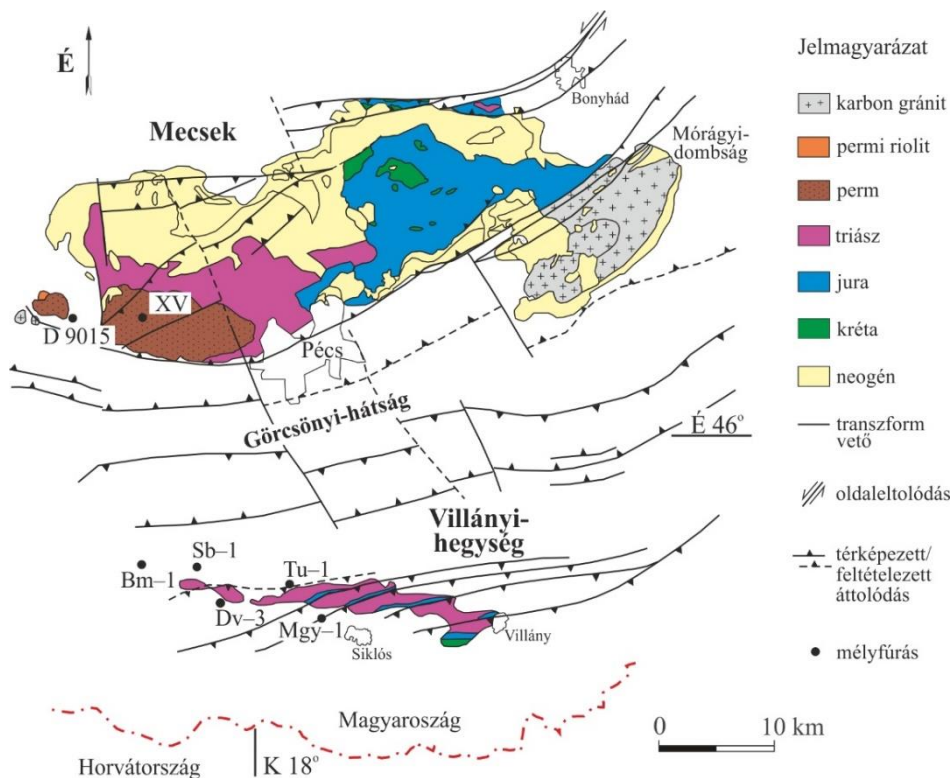
Diósvizlő–3 és Siklósbodony–1; 5. és 6. ábra) a kb. 1500 m vastag, szárazföldi kifejlődésű, törmelékes üledékes összlet konglomerátum, homokkő, valamint aleurolit és agyagkő váltakozásából áll. Alsó részén anchimetamorf bélyegeket mutat, továbbá metaantracit jellegű kőszénzinórokat tartalmaz (Jámbor, 1969; Hetényi & Ravaszné Baranyai, 1976; Kassai, 1983; Fülöp, 1994; Jámbor, 1998; Varga et al., 2003, 2007, Varga, 2009).



4. ábra

A Tésenyi Homokkő előfordulási területe a dél-dunántúli aljzatban Kassai (1983) adatai alapján. A Barcstól északkeletre található területen (Dráva-medence) szénhidrogénkutató fúrások (Darány, Dobsza, Homokszentgyörgy, Kálmánca, Szulok térségében) hasonló képződményeit sorolták a felső karbon formációhoz (Fülöp, 1994; Jámbor, 1998). Rövidítés: Bm-1 = Bogádmindszent-1 fúrás

A szenes agyagkő rétegekből származó gazdag makroflóra leletek (páfrányfélék és őszsurlók: *Pecopteris*, *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Alethopteris*, *Sphenophyllum*, *Annularia*, *Calamites*) és szegényes mikroflóra maradványok vizsgálata alapján a rétegsor késő karbon, namuri–wesztfáliai korú (Hetényi & Ravaszné Baranyai, 1976; Fülöp, 1994).

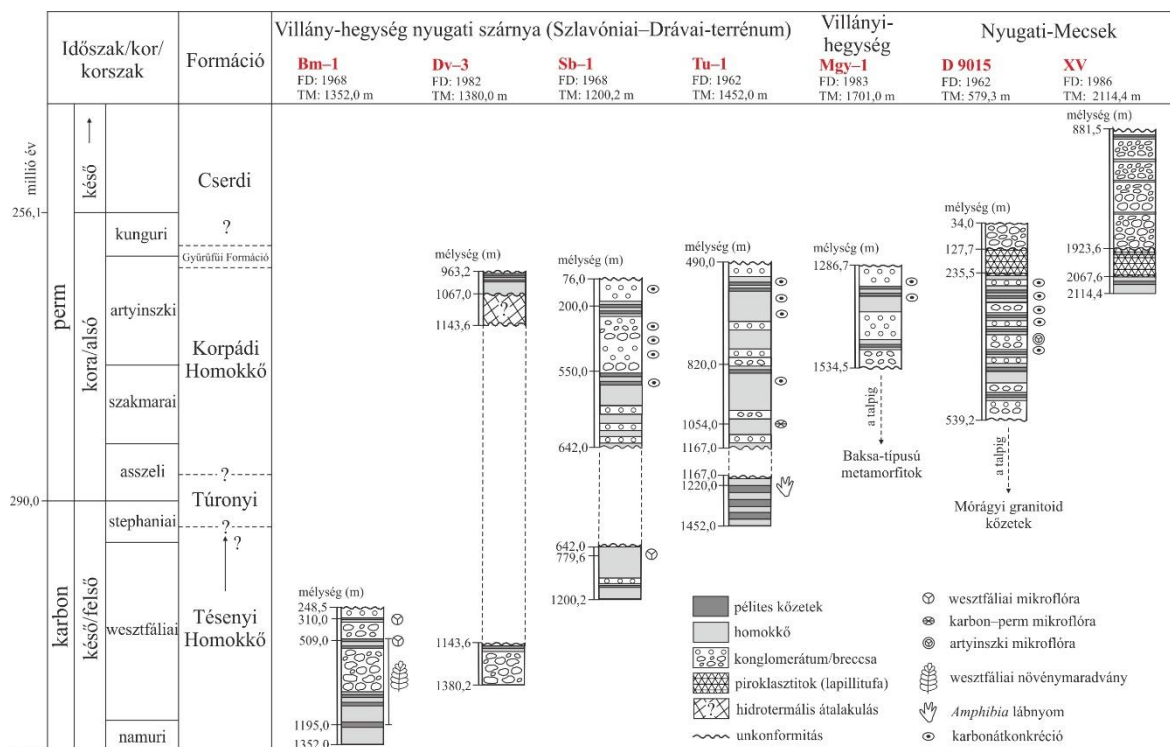


5. ábra

A Mecsek és a Villányi-hegység egyszerűsített földtani térképe (Varga, 2009, módosítva). Rövidítések: Bm-1 = Bogádmindszent-1 fúrás; D 9015 = 9015 sz. fúrás, Dinnyeberki; Dv-3 = Diósvizlő-3 fúrás; Mgy-1 = Máriagyúd-1 fúrás; Sb-1 = Siklósbodony-1 fúrás; Tu-1 = Túrony-1 fúrás; XV = XV. szerkezetkutató fúrás

A Tésenyi Homokkő Formáció durvatörmelékes kifejlődésében a kavicsanyag polimikt összetételű (Hetényi & Ravaszné Baranyai, 1976; Fülöp, 1994; Jámbor, 1998). A kőzettani reambuláció során a genetika szerinti felosztáskor a következő csoportokat különítették el (Varga et al., 2003, 2007): vulkanit, kvarcit, tűzkő, törmelékes üledékes kőzetek, kovásodott homokkő, kovásodott kausztobiolit, regionális metamorfit, kontakt metamorfit, földpát megakristályok, metakvarcit és metatűzkő. A vulkanitok uralkodóan átkristályosodott effuzív kőzetek (pl. andezit, trachiandezit, dácit, riolit), illetve savanyú piroklasztitok. A törmelékes üledékes csoportba tartozó szemcsék között gyakoriak az áthalmozott fekete aleurolit- és finomszemcsés homokkőkavicsok, karbonátkőzetek viszont nem fordulnak elő (Varga et al., 2003). A regionális metamorfitok uralkodóan fillit-kavicsok, kvarc-albit-muszkovit palák kavicsai és ezek milonitosodott változatai, valamint metagranitoid- és gneisz-klasztok (Varga et al., 2003, 2007). A homokkőminták petrográfiai és geokémiai vizsgálata alapján a Tésenyi Homokkő törmelékes szemcséinek három fő forrását azonosították: újrafeldolgozott variszkuszi orogén területet (Varga et al., 2001, 2003), a kiemelkedett aljzat plutoni eredetű kőzeteit, továbbá egy feltehetően variszkuszi magmás ívet (Varga et al., 2007). A Tésenyi Homokkő sziliciklasztos képződményei mérsékelt, illetve intenzív kémiai mállásnak kitett forrásrégióból származtak, majd ezt követően különböző mértékű K-metaszomatózison estek át (Varga, 2009).

A Siklósbodony–1 fúrásban a korábbi tanulmányok (Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Jámbor, 1998) folyamatos átmenetet tételtek fel a felső karbon Tésenyi Homokkő és a permi Korpádi Homokkő Formáció között. A reambuláció viszont rámutatott arra, hogy a fúrasi szelvényben feltételezett határ környezetében (673,0–712,0 m) nem jelölhető ki ásványtani, kőzettani vagy geokémiai határ, a két képződmény egy tektonikus zónán keresztül érintkezik egymással (Varga et al., 2004; Varga, 2009; 6. ábra).



6. ábra

A kiemelt jelentőségű dél-dunántúli mélyfúrások paleozoikumi szakaszának egyszerűsített szelvényei (Varga et al., 2007; Varga, 2009, módosítva)

Rövidítések: Bm-1 = Bogádmindszent-1 fúrás; D 9015 = 9015 sz. fúrás, Dinnyeberki; Dv-3 = Diósvizsló-3 fúrás; Mgy-1 = Máriagyüd-1 fúrás; Sb-1 = Siklósbodony-1 fúrás; Tu-1 = Túrnyó-1 fúrás; XV = XV. szerkezetkutató fúrás; FD = mélyítés (befejezés) éve; TM = talpmélység

Az Alföld aljzatában két területen valószínűsítettek karbon képződményeket: a Duna–Tisza-közén Nagykőrös, Törtel és Soltvadkert környezetében (Kunságia-terrénum; Nagykőrösi Formáció) mélyült szénhidrogénkutató fúrások rétegsorában (ezek tanulmányozása nem képezte kutatásaim részét), valamint a dél-alföldi premezozoos aljzatban (Jámbor, 1998 és az általa hivatkozott irodalmak). Ez utóbbi kifejlődések Ruzsa, Üllés, Forráskút és Szeged körzetében (Békésia-terrénum) található, bár megítélésük ellentmondásos. A kristályos aljzat és a Jakabhegyi Homokkő (alsó triász) között maximálisan 288 m-es vastagságban megjelenő, zöldesszürke–sötétszürke, faunamentes, osztályozatlan, monomikt (metamorfit: kvarcit, kristályospala, gneisz) breccsát minősítették felső karbon kontinentális kifejlődésnek (Jámbor, 1998). A metamorfitek és a breccsa reambulációja során azonban Lelkes-Felvári et al. (2005) feltételezték, hogy a kérdéses területen a kristályos aljzat felett az aljzat kőzeteiből származó kataklázit fordul elő, ami cáfolta a korábbi üledékes rétegtani besorolást.

1.2.4. Túronyi Formáció

A Túronyi Formáció (Túronyi Homokkőpala Formáció; Jámbor, 1998) metaüledékes rétegsora a felszínen nem fordul elő, kizárólag a Villányi-hegység északi előterében (Szlavóniai–Drávai-terrénum, Villányi-zóna) 1962-ben mélyített mélyfúrásból, a Túrony–1 fúrásból ismert, ami a kőzetegyüttest 1169,2–1452,0 m közötti szakaszán, ~283 m vastagságban harántolta (5. és 6. ábra). Fekvéje ismeretlen, fedőjében – tektonikusan – a perm Korpádi Homokkő Formáció képződményei található (Kovács, 1967; Barabásné Stuhl, 1988a; Fülöp, 1994; Jámbor, 1998; Császár, 2005). A nem, vagy csak korlátozottan térképezhető, jelenleg mégis formációrangon elkülönített képződményt jellegzetesen „bolyabarna” színű, selymes fényű, szericites, palás vagy vékonyréteges, finomszemcsés homokkő, homokos dolomit és agyagmárga alkotja. A törmelékes rétegsor tavi vagy síkparti fáciest képvisel, amelyben növényi lenyomatok, őskételtű lábnyomok, esetleg esőcseppnyomok őrződtek meg (Barabásné Stuhl, 1988a; Fülöp, 1994; Jámbor, 1998).

A szórványos és ellentmondásos őslénytani adat alapján a Túronyi Formáció rétegtani besorolása késő karbon–kora perm (stephaniai–asszeli; Fülöp, 1994) vagy devon–kora karbon (Jámbor, 1998), attól függően, hogy az ősharasztokhoz kötött lenyomatokat vagy az amphibia-lábnyomokat tekintik korértékűnek (Császár, 2005). Revíziós vizsgálat hiányában a közölt adatok eltérő értelmezése a képződmény rétegtani besorolásában zavaró különbségekhez vezetett, amire Varga & Raucsik (2009) már felhívta a figyelmet. Jámbor (1998) valószínűsítette, hogy a Túronyi Formáció a Baksai Komplexum kristályos paláira települve a felső karbon Tésenyi Formáció fekéjében található; Vozárová et al. (2009) azonban a Tésenyi Homokkő fedőjébe helyezte, és a felső karbonba sorolta a Túronyi Formációt. A képződményről rendelkezésre álló hiányos adatközlés vezethetett ahhoz, hogy Császár (2005) összefoglaló munkája szerint – tévesen – a Túronyi Formáció „ősharasztok spóráját” tartalmazza, azonban a képződményből nem tényleges ősmaradványokat (spórákat), hanem csupán spóratartó tok (sporangium) lenyomatokat írtak le néhány réteglapról (Barabásné Stuhl, 1988a). A határozás megbízhatósága, illetve a vélt maradványok rétegtani értéke azonban megkérdőjelezhető. A számos bizonytalanságot mérlegelve Varga & Raucsik (2009) megjegyezték, hogy litológiai és korrelációs alapon a Túronyi Formáció képződése valószínűleg a kora permre tehető (6. ábra).

Közettani és geokémiai összehasonlítás alapján Varga (2009) és Varga & Raucsik (2009) megállapították, hogy a Túronyi Formáció nagyon kiskokú metamorf kőzetei számos hasonlóságot mutatnak a felső perm Bodai Agyagkő kőzeteivel, továbbá a két képződmény lehordási területe között is párhuzam vonható. Varga (2009) szerint a korábban észlelt makroszkópos különbségek a metamorfózis következményei, ezért nem zárható ki, hogy az egyetlen fúrásból ismert Túronyi Formáció a Bodai Formáció tektonikusan elhelyezkedő,

enyhén metamorfizált változata. A rendelkezésre álló rétegtani adatok áttekintését követően Varga & Raucsik (2009) felvetették, hogy a részben azonos fácies (playa jelleg) alapján a két, uralkodóan finomszemcsés törmelékes kőzeteket tartalmazó képződmény izopikus fácieseket is jelezhet a posztvariszkuszi molasz rétegsorban.

1.2.5. Korpádi Homokkő Formáció

A Dél-Dunántúl aljzatából ismert paleozoos képződmények közül a permi üledékciklus legidősebb – ősmaradványokkal megerősített – képviselőjeként az alsó permi Korpádi Homokkő Formációt tartják számon (Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Császár, 2005). Kőzetei szintén csak mélyfúrásokból ismertek, típusszelvényei a Siklósbodony–1, a Túrony–1 és a D 9015 fúrások, de a Máriagyúd–1 és a XV. szerkezetkutató fúrások szintén jelentősebb vastagságban harántolták (5. és 6. ábra). Feküjét a Mecsekben granitoidok, a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen kristályospala, a Villányi-hegységben kristályospala vagy a felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció alkotja (Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998). Az Alföld aljzatában (Békés–Codrui-zóna) – részben a települési jelleg, részben a kőzettani kifejlődés alapján – két mélyfúrás (Kelebia–12 és Tótkomlós–1) vörös színű (meta)üledékes összletét szintén a Korpádi Homokkővel azonosították (Majoros, 1998).

A molasz jellegű, uralkodóan vörös színű, felfelé fokozatosan finomodó szemcseméretű, folyóvízi ritmusokból álló rétegsor maximális vastagsága ~700 m, azonban a területi különbségek számottevők lehetnek. Uralkodó kőzettípusa a homokkő, de a polimikt konglomerátum és breccsa szintén gyakori. Ezek szemcséiként granitoid, gneisz, kvarcit, csillámpala, agyagpala, fillit, metahomokkő és metavulkanit törmeléke figyelhető meg (Balogh & Barabás, 1972; Fazekas, 1987; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Árgyelán, 2004). Az aleurolit- és homokkőrétegek között tarka, továbbá ritkán szürke, zöldesszürke betelepülések fordulnak elő, amelyek töredékes növénymaradványokat (pl. *Pecopteris*, *Voltzites*) és spórákat (pl. *Potonieisporites*, *Vittatina*) tartalmaznak (Barabás & Barabásné Stuhl, 1998). Felső részén bioturbált és karbonátkonkréciós aleurolit, valamint agyagkő jelenik meg. Felső karbon feüképződmények esetén (Siklósbodony–1, Csarnóta–1 és Túrony–1 fúrások) két tagozat, az idősebb, egyenletesebb szemcseméretű és változatos színű „Siklósbodonyi Homokkő” és a fiatalabb „Dinnyeberki Homokkő” elkülönítését javasolták (Barabás & Barabásné Stuhl, 1998), a tagozatra bontást azonban a Magyar Rétegtani Bizottság – a megbízható elkülöníthetőség hiányában – nem fogadta el.

Varga (2009) előzetes eredményei alapján a Korpádi Homokkő mecseki rétegsorában gyökérnyomokat tartalmazó karbonátos paleotalaj szintek (*calcrete*) jelennek meg, amelyek öskörnyezeti (paleoklíma, növényborítottság) szempontból kiemelkedő jelentőségűek. Ezen túlmenően a Korpádi Homokkő rétegsorában – különösen a Gyűrűfüi Riolit közvetlen fekéjében – szinkron, piroklaszt szórással társult, savanyú jellegű vulkanizmus nyomát igazolta. Ez a Gyűrűfüi Riolit és a Korpádi Homokkő Formáció jelenlegi rétegtani kapcsolatának felülvizsgálatát és módosítását teszi szükségessé.

1.2.6. Gyűrűfüi Riolit Formáció

A dél-dunántúli nagy vastagságú paleozoos törmelékes rétegsorban a permi Gyűrűfüi Riolit Formáció az egyetlen vulkáni, illetve vulkanosediment kőzetasszociáció. A Mecsek nyugati előterében, a névadó település, Gyűrűfü közelében felszínen előforduló képződmény az egykori Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) kutatási tevékenysége során három nagyobb területről vált ismertté: Nyugati-Mecsek, Villányi-hegység északi előtere és Máriakéménd–Bár–Báta vonulat (Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998 és az általuk hivatkozott irodalmak). A Nyugati-Mecsekben Gyűrűfü környékén több fúrás

tárta fel a formációt (pl. D 9015), az antiklinálisban a XV. szerkezetkutató fúrás harántolta (5. ábra). A Villányi-hegység északi előterében a Gyűrűfői Riolit a Bisse–1, a Peterd–1, a Vókány–2, a Szava–1, az Egerág–7 és a Szalánta–3 fúrásokból ismert. További jelentős kifejlődéseit a Nagykozár–2, a Máriakéménd–3, a Somberek–1 és a Bába–3 fúrásokban feltárt szakaszai képviselik (Barabás & Barabásné Stuhl, 1998).

A több évtizedes kutatás eredményére támaszkodva a Gyűrűfű környékén előforduló, homogén megjelenésű, szürkéslila kőzetet egyetlen lávaömlésből származó riolitnak tekintették, de a keletkezésével kapcsolatban számos kérdés tisztázatlan maradt (Szederkényi, 1962; Fazekas, 1978; Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Jakab, 2005). A hagyományos értelmezés a kora permi kontinentális riftesedéshez kötötte a riolitos vulkanizmust, a radiometrikus korhatározás ugyanakkor bizonytalan adatokat szolgáltatott (pl. 222 ± 45 millió év; Kovách Rb–Sr korhatározása in Fülöp, 1994).

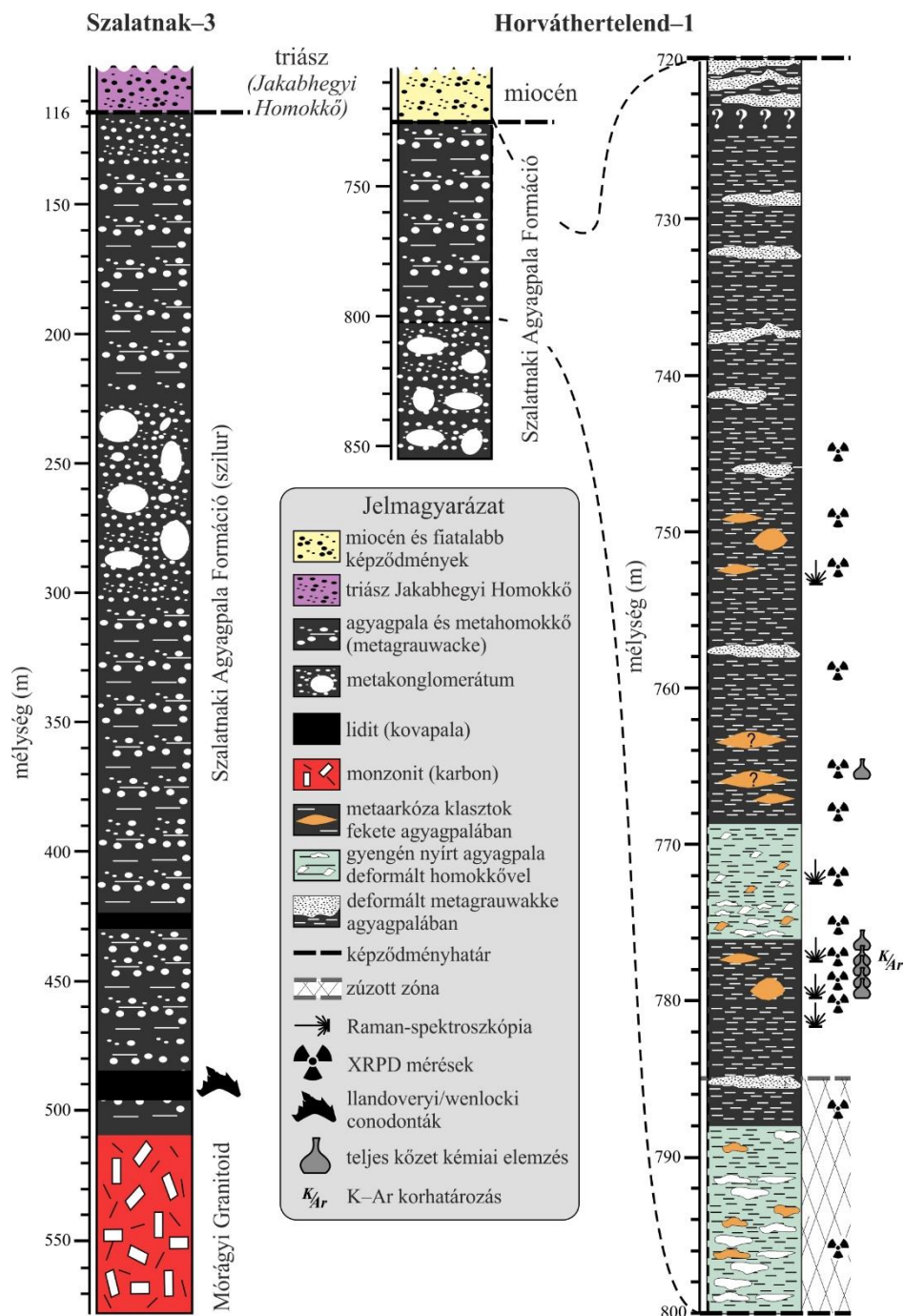
Varga (2009) petrográfiai és geokémiai vizsgálati eredményei alapján felvetette, hogy a Mecsek nyugati részéről származó Gyűrűfői Riolit nem kiömlési kőzet, hanem robbanásos vulkáni működés eredményeként kialakult piroklasztit: nagyon erősen összesült ignimbrit (horzsakő- és hamuár üledéke). Munkahipotézise szerint a Nyugati-Mecsekben a Gyűrűfői Riolit és a fedőjében található Cserdi Formáció alsó részének kőzetei egyidősek, és genetikailag egységes kőzetegyüttest alkotnak. A korábban dokumentált litológiai különbségek az eltérő összesülési tartományoknak felelnek meg az ignimbritben, így az érvényben lévő kor- és rétegtani besorolás módosításra szorul.

Az Alföld aljzatában számos mélyfúrásból írtak le permi „kvarcporfir”-nak tartott kőzeteket, közülük a Békés–Codrui-zóna két előfordulási területe a legjobban feltárt. A Duna–Tisza-köze déli részén Kelebia környezetében mélyült szénhidrogén-kutató fúrások rétegsorából riolácitot dokumentáltak. A dél-tiszántúli aljzatban a Battonya–Pusztaföldvár alaphegységi hátság területén (pl. Nagyszénás, Pusztaföldvár, Tótkomlós, Pitvaros, Battonya, Mezőkovácsháza) riolitot és összesült, horzsaköves vulkáni tufát tártak fel. A vizsgálati eredmények alapján a kitörési centrum Battonyától nyugatra lehetett (Fülöp, 1994; Majoros, 1998). A Rb–Sr korhatározás eredménye (240 ± 12 millió év; Fülöp, 1994) azonban jelzi, hogy az alföldi előfordulások reambulációja is időszerű.

Értekezésemben a korábbi munkákkal és a jelenleg érvényes rétegtani nevezéktannal harmonizáló Gyűrűfői Riolit Formáció nevet alkalmazom, de szükségesnek érzem megjegyezni, hogy – a kiterjedt reambulációnak köszönhetően – a Magyar Rétegtani Bizottság Magmás és Metamorf Munkabizottsága 2020 szeptemberében jóváhagyta a képződmény nevének megváltoztatását. Az új, Gyűrűfői Lapillitufa Formáció név rétegtani kiadványban tervezett publikálására azonban a kéziratom lezárásáig nem került sor.

1.3. Célkitűzések: reprezentatív rétegsorok lokális és regionális korrelációja

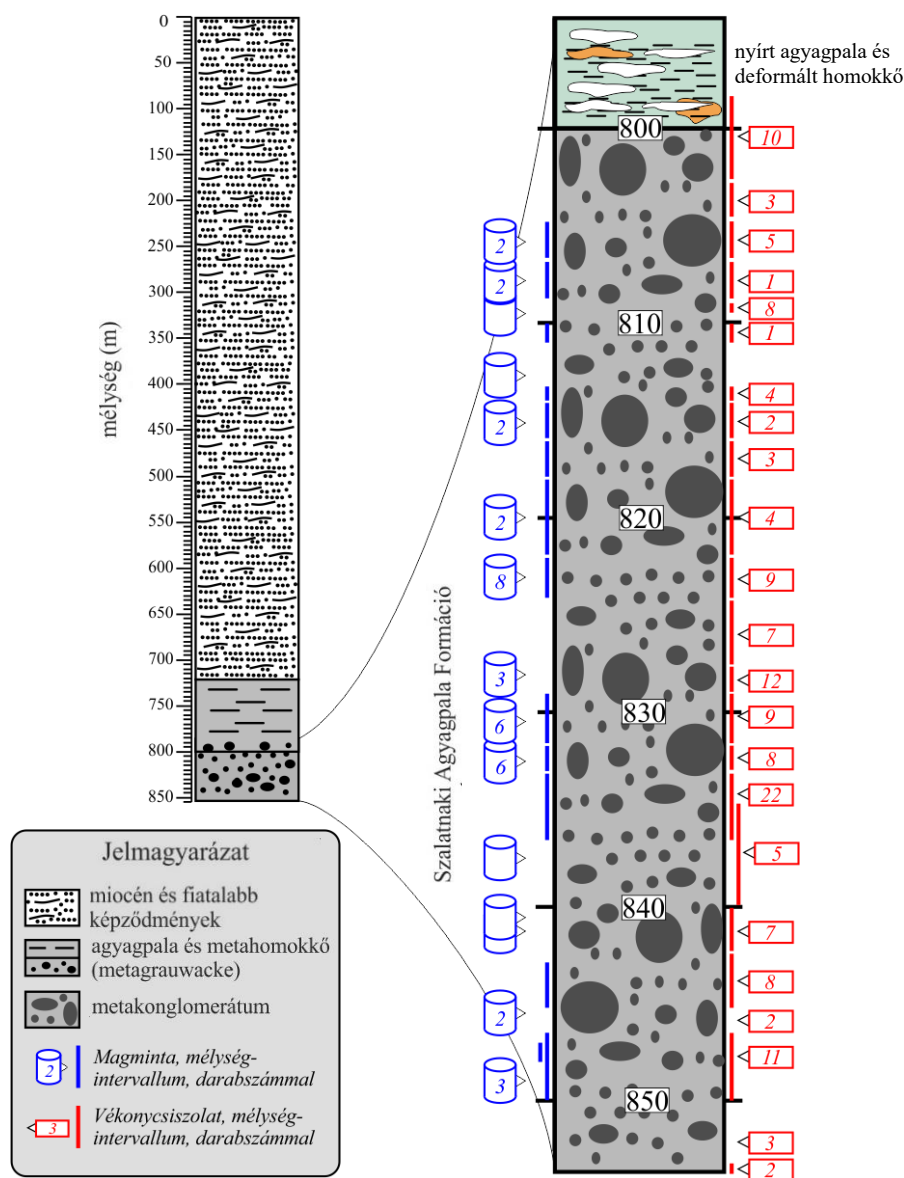
A Tiszai-főegységben mélyfúrásokkal feltárt paleozoikum (szilur–perm; ~440–250 millió év) egységei lokális és regionális korrelációjához olyan reprezentatív rétegsorokat választottam ki, amelyekből elegendő fűrómag állt rendelkezésre a modern anyagvizsgálatokhoz. A szilur Szalatkai Agyagpala Formáció kőzeteinek tanulmányozásához elsősorban a Horváthertelend-1 fúrás (Hh-1, Horváthertelendi-egység) mintáit használtam fel (7. és 8. ábra), amelyeket a Szalatkak-3 fúrásban (Szalatkai-egység) kijelölt típusszelvény kőzeteivel és a Szalatkak-4 fúrás reprezentatív mintáival hasonlítottam össze.



7. ábra

A Szalatkai Agyagpala reprezentatív mélyfúrásainak egyszerűsített szelvényei az urakodóan metagrauwackét tartalmazó szakasz kiemelésével (Mészáros et al., 2016a, 2019, módosítva)

Horváthertelend-1



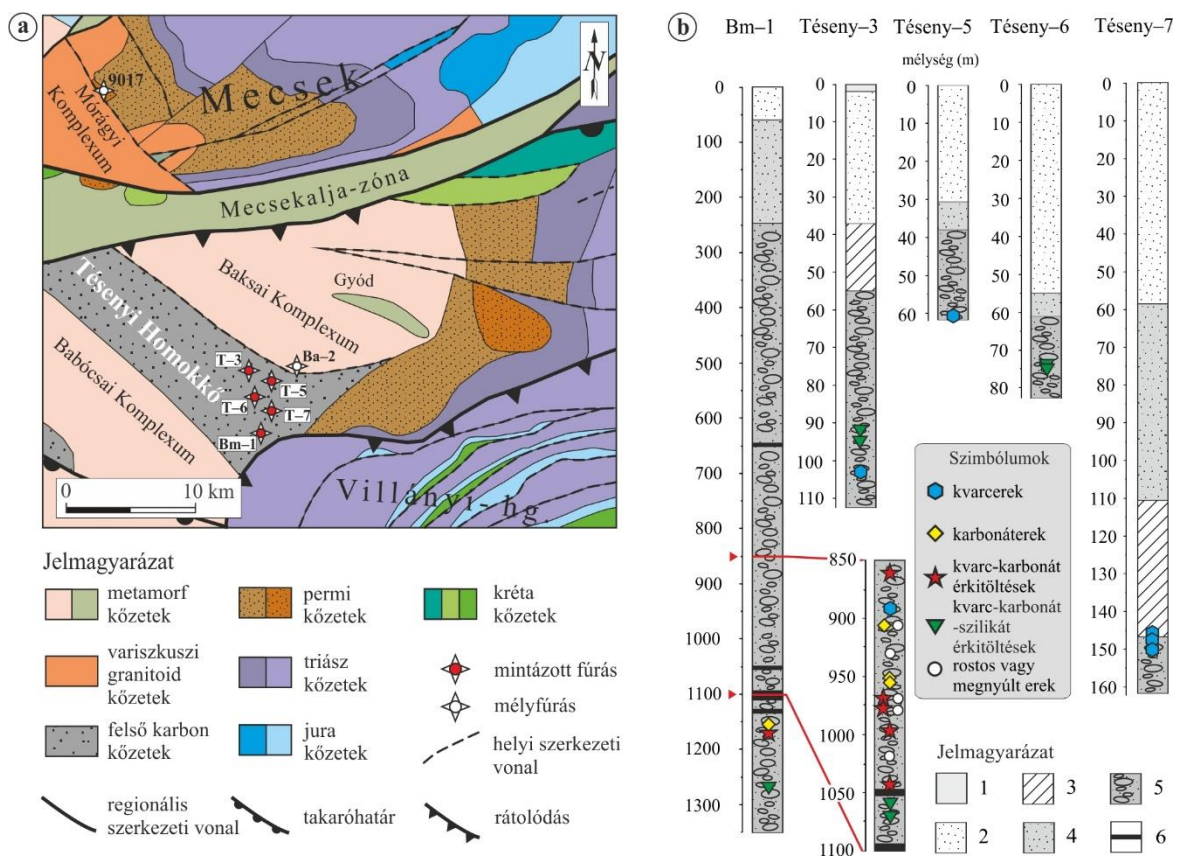
8. ábra

A Szalatnaki Agyagpala Formáció egyszerűsített szelvénye a Hh-1 fúrásban a durvatörmelékes szakasz kiemelésével (Mészáros et al., 2015a; Kiss, 2017, módosítva)

A dél-dunántúli paleozoos képződmények rétegtani kapcsolatának felvázolásakor a Hh-1 fúrás prekainozoos képződményeit a szilur Szalatnaki Agyagpalával párhuzamosították (Szederkényi, 1998; Császár, 2005; Szederkényi et al., 2012). Az alsó, durvatörmelékes szakasz esetében azonban felmerült a fiatalabb – felső karbon – kifejlődéssel (Tésényi Homokkő Formáció) való rokonság lehetősége (Barabás, 2010). Szederkényi (1998) kiemelte továbbá, hogy a Szalatnaki Agyagpala Formáció gyenge hasonlóságot mutat az „Ófalui Fillit Formáció” sötét, kovás agyagpala–fillit közeteivel, míg Császár (2005) nem zárta ki a két képződmény azonosságát sem. Munkám során a lokális korreláció részeként egyik elsődleges célom ezeknek a kérdéseknek a tisztázása volt, amihez részletes petrográfiai vizsgálatok, továbbá célzott ásványtani és geokémiai kutatások kapcsolódtak.

A képződmény regionális korrelációjához illeszkedve korábban kevés kitekintés született. Publikált formában csupán egy őslénytani vizsgálatokra épülő megállapítás érhető el, amely szerint a mikrofauna bizonyos elemei (Muellerisphaeridák) az ALCAPA tektonosztratigráfiai főegységet képviselve a Balaton-felvidékről (Alsóörs) és a Velencei-hegységből (Kányás-völgy) is előkerültek (Kozur, 1984; Fülöp, 1994). A Szalatnaki- és a Horváthertelendi-egység kutatási eredményeinek tükrében további célom volt a Szalatnaki Agyagpala Formáció képződményeinek regionális léptékű összevetése a jól ismert közép-európai szilur rétegsorokkal (pl. Verniers et al., 2008).

A felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció kőzeteinek tanulmányozásához – korábbi kutatásaim szerves folytatásaként – a Bogádmindszent-1 (Bm-1), a Diósviszló-3 (Dv-3) és a Siklósbodony-1 (Sb-1) mélyfúrások mintáit használtam fel (5. és 6. ábra), amelyeket a Téseny körüli fúrások reprezentatív mintáival egészítettem ki. Új megközelítésként – az öskörnyezeti viszonyok és a forrásterület jellemzése mellett – az utólagos folyamatok hatásának részletes feltárására törekedtem, ezért a növénymaradványokkal igazolt rétegsorokból – a lokális és regionális korreláció potenciális eszközeként – az érkítő fázisok komplex elemzése szintén megvalósult (9. ábra).



9. ábra

A Tésenyi Homokkő növénymaradványokkal igazolt kifejlődési területének (a) mintázott mélyfúrásai, továbbá azok egyszerűsített szelvényei (b) a különböző kitöltésű erek mintázási mélységének jelölésével (Fintor & Varga, 2020, módosítva)

Rövidítések: Ba = Baksa; Bm = Bogádmindszent; T = Téseny. Jelmagyarázat az egyszerűsített fúrási rétegsorokhoz: 1 = holocén talaj; 2 = pleisztocén homok, lösz és vörösgyag; 3 = felső miocén homok, agyag és/vagy márga, alsó rész; 4 = felső miocén homok, agyag és bentonit, felső rész; 5 = felső karbon homokkő és konglomerátum; 6 = kőszénzinórok

A Tésenyi Homokkő Formáció ösföldrajzi kapcsolatainak feltárásakor a korábbi munkák alapvetően az európai perem mentén széles körben elterjedt hasonló jellegű

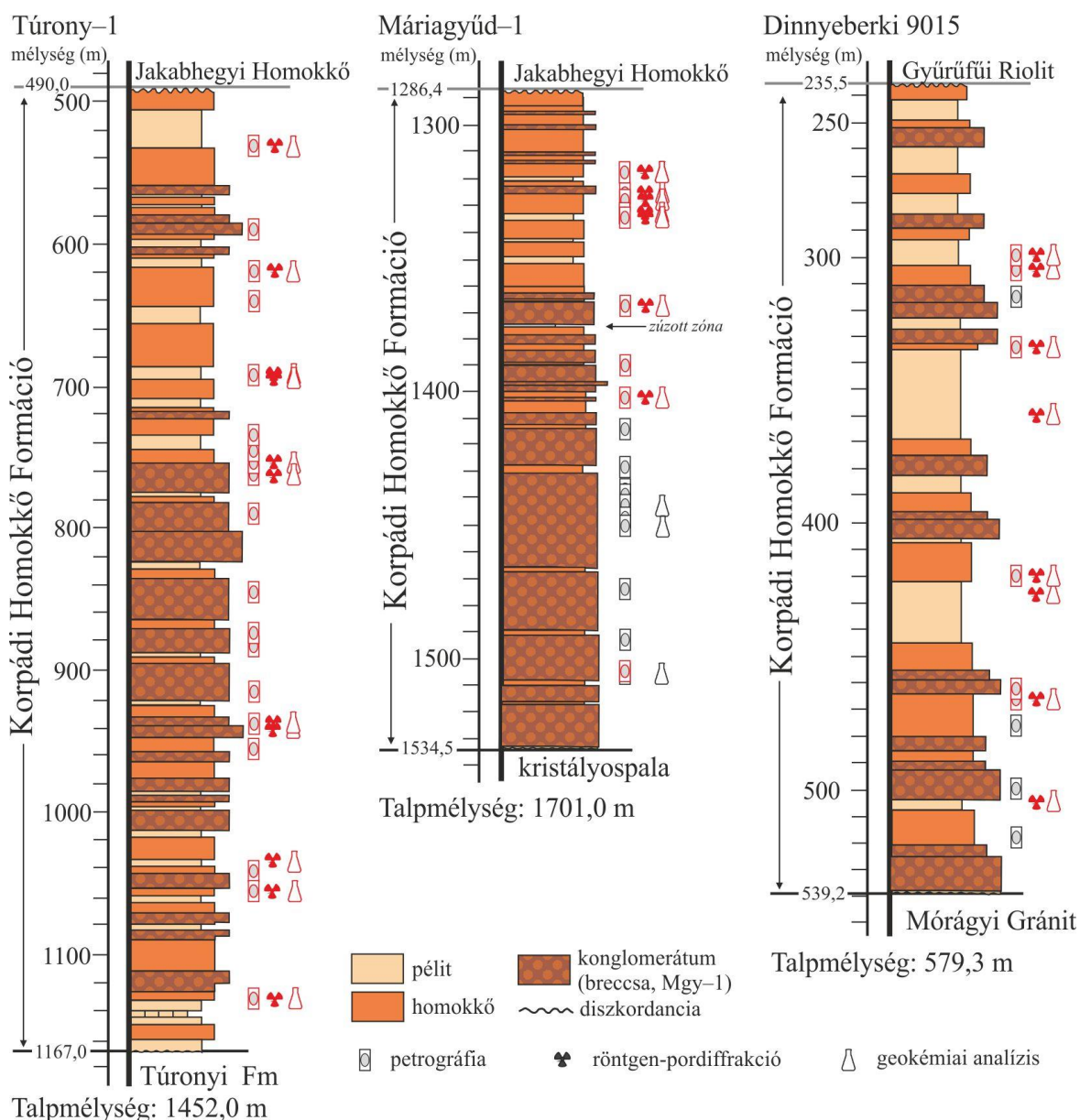
kifejlődések (pl. zempléni permokarbon; Fülei Konglomerátum, ALCAPA; Radlovaci Komplexum, Papuk-hegység; bánáti permokarbon; Fülöp, 1994; Császár, 2005) felsorolására korlátozódtak. Miután Buda (1996, 1998) a Tiszai-főegység granitoid képződményeit a variszkuszi orogén öv Moldanubiai-zónájának hasonló kifejlődéseivel rokonította, felmerült, hogy a Tiszai-főegység a középső karbonban a variszkuszi gyűrtövhöz tartozhatott. Pozícióját az Európai-lemez déli peremén, a Bohémiai-masszívumtól és a Nyugati-Kárpátoktól keletre jelölték ki. A sziliciklasztos, kőszéntartalmú felső karbon rétegsor képződését ezért a variszkuszi gyűrtöv kontinentális előtéri medencéjébe helyezték (Haas et al., 1999). Ennek szellemében Varga et al. (2003) közzétett összehasonlítást végeztek a Tésenyi Homokkő Formáció homokkőmintái és a felső-sziléziai kőszénmedencében lerakódott szárazföldi felső karbon képződmények (Świerczewska, 1995) között. Megállapították, hogy a Tésenyi Homokkő és a Krakói Homokkő Formáció nagyon hasonló összetételű, továbbá a dél-dunántúli karbon konglomerátumból szeparált vulkanitkavicsok az Intra-Szudéta-medence mészkálai vulkanitjaihoz hasonló geokémiai karakterűek (Varga et al., 2003). Újabban viszont Tari (2015) felvetette, hogy a késő triászt megelőzően az Európai-lemez déli peremén belül a Tiszai-főegység (Tisia) eredeti ősföldrajzi helyzetének a Bohémiai-masszívum déli csücskétől („Bohémiai-tüske”) nyugatra kellett esnie. Ezt a hipotézist támasztotta alá Pozsgai et al. (2017) tanulmánya, akik szerint a Tiszai-főegység a Bohémiai-masszívum déli és/vagy délnyugati részéhez kapcsolódhatott. A fentiek rámutatnak arra, hogy a karbon rétegsor eddigi korrelációja nem áll biztos alapokon, ezért további összehasonlító vizsgálatok szükségesek az ősföldrajzi kép pontosításához.

A Tiszai-főegységen belüli lokális korreláció részeként a Békési-egység aljzatában (Algyői-aljzatomagasslat és környezete, Üllés–Szeged térsége) feltételezett karbon breccsával (Jámbor, 1998; Császár, 2005), illetve paleozoikumi metakonglomerátummal történő összehasonlítás, továbbá a szlavóniai szigethegységekben (Horvátország) található Radlovaci Komplexum karbon (wesztfáliai) makroflórát tartalmazó metaüledékes képződményeivel (Papuk-hegység) felvetett rokonság tisztázása szerepelt a célkitűzéseim között. A regionális szintű összehasonlításban – a litológiai és fáciesviszonyok mellett – a paleohidrologiai kapcsolat feltárását céloztam meg a rokonsági viszonyok feltérképezésére. Munkahipotézisként abból indultam ki, hogy amennyiben a Tiszai-főegység a Bohémiai-masszívumhoz, illetve a Moldanubiai-zónához kapcsolódott a késő triászig, a felső karbon rétegsort és a kapcsolódó kristályos aljzati kőzeteket ért hatások, továbbá a késő variszkuszi és posztvariszkuszi nagyléptékű hidrotermális események párhuzamosíthatók. Az érköltésekre és átalakulási folyamatokra épülő paleohidrologiai ujjlenyomat így segítheti a regionális korrelációs kérdések tisztázását (Fintor & Varga, 2020).

A permi Korpádi Homokkő Formáció kőzeteinek tanulmányozásához – korábbi kutatásaimra építve – a Túrony–1 (Tu–1), a Máriagyűd–1 (Mgy–1), a Dinnyeberki 9015 (D 9015) fúrások és a XV. szerkezetkutató fúrás reprezentatív mintáit használtam fel (5., 6., 10. és 11. ábra), amelyek a mecseki és a villányi előtér kifejlődéseit egyaránt képviselik. További fúrásokból (pl. Siklósbodony–1, Szava–5, Csarnóta–1, Bisse–1, Kelebia–12) is rendelkezésre állt néhány kőzetminta, illetve csiszolatgyűjtemények anyaga, amelyeket szintén tanulmányoztam a rétegtani kérdések (pl. esetleges tagozatok elkülöníthetősége) tisztázása és a következtetések lokális léptékű kiterjesztése érdekében. A bizonytalan korbesorolás miatt a kapcsolódó Gyűrűfüi Riolit Formáció célorientált vizsgálata (pl. 9015. számú fúrás, XV. szerkezetkutató fúrás, Bisse–1, Kelebia–12) is részét képezte kutatásaimnak, amely – az öskörnyezeti viszonyok jellemzése mellett – a regionális korreláció kronosztratigráfiai keretét is megteremtette.

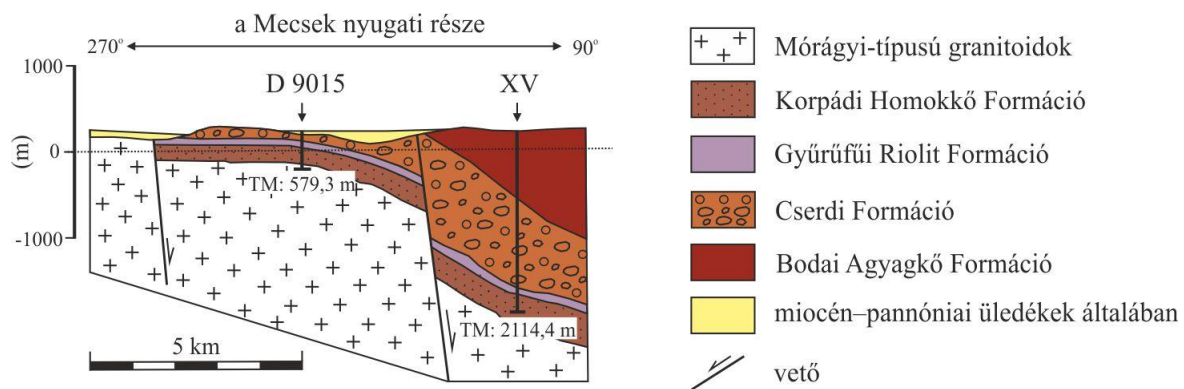
A Korpádi Homokkő Formáció ősföldrajzi kapcsolatainak feltárásakor korábban folyamatos karbon–perm átmenetet feltételeztek (Fülöp, 1994 és az általa hivatkozott

irodalmak), ezt azonban a Siklósbodony–1 fúrás érintett szakaszának vizsgálatok Varga et al. (2004) eredményei nem erősítették meg. A Gyűrűfői Riolit Formáció feltételezett regionális kapcsolatának megadásakor elsősorban a zempléni permokarbon összlet vulkanitjait említették (ez a kifejlődés a litosztatigráfiában azonos néven szerepel), továbbá – az összehasonlítás szükségességével – a bánáti permokarbon, illetve a közép-európai dél-alpi alsó perm vulkanizmus rokonságát vetették fel (Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998). A kiválasztott rétegsorok vizsgálata során ezekre a rétegtani kérdésekre és korrelációs lehetőségekre koncentráltam.



10. ábra

A Korpádi Homokkő Formációt harántoló reprezentatív mélyfúrások egyszerűsített földtani szelvénye a korábban vizsgált és az értelmezésben felhasznált minták helyének megadásával, továbbá az alkalmazott vizsgálati módszerek jelzésével (Varga, 2009)



11. ábra

A Korpádi Homokkő és a Gyűrűfői Riolit Formációt harántoló nyugati-mecseki reprezentatív mélyfúrások egyszerűsített földtani szelvénye (Varga, 2009, módosítva)
 Rövidítések: D 9015 = 9015 sz. fúrás, Dinnyeberki; XV = XV. szerkezetkutató fúrás; TM = a fúrás talpmélysége

1.4. Az alkalmazott vizsgálati módszerek rövid ismertetése

A Tiszai-főegység paleozoikumi (szilur–perm; ~440–250 millió év) egységeinek lokális és regionális korrelációjához a Dél-Dunántúl és a Dél-Alföld aljzatából származó fűromagokat vizsgáltam (gyűjteményi magminták és vékonycsiszolatok), illetve felszíni mintákat (Korpádi Homokkő, Gyűrűfüi Riolit) gyűjtöttem. A geokronológiai–kronosztratigráfiai egységterminusok megadásakor elsődlegesen Császár (2002) és Pálffy et al. (2020) tanulmányait vettem figyelembe. A makroszkópos dokumentációt követően a reprezentatív kőzetek részletes mikropetrográfiai vizsgálatát végeztem el, kitérve az ásványos összetétel, a szövet-mikroszerkezet és az átalakulási folyamatok megfigyelésére és dokumentálására. Az értekezésben bemutatott ábrákon az ásványnevek rövidítése Whitney & Evans (2010) ajánlásának felel meg, a lehordási terület összetételére utaló fotókon Dickinson (1970) és Dickinson & Suczek (1979) javasolt rövidítéseit alkalmaztam. A mikroszerkezeti bélyegek jellemzésekor elsődlegesen Paschier & Trouw (2005) munkáját, az erek és érkitöltések leírásakor Bons (2000) és Bons et al. (2012) publikációit vettem figyelembe. A petrográfiai jellemzésbe témavezetésem mellett dolgozó BSc, MSc, illetve PhD hallgatók kapcsolódtak be a Szegedi Tudományegyetem TTIK FFI Ásványtani, Kőzettani és Geokémiai Tanszékén (Szalatnaki Agyagpala: Mészáros Előd, Kiss Robina; Gyűrűfüi Riolit: Hidasi Tibor, Szemerédi Máté).

A kőzetek komplex jellemzéséhez munkatársaim segítségével, továbbá hazai és nemzetközi kutatási együttműködések keretein belül számos fázis- és elemanalitikai vizsgálatot végeztünk. A legfontosabb műszeres vizsgálatok a következők voltak: röntgenpordiffrakció (XRPD), pásztázó elektronmikroszkópia (SEM) és elektronsugaras mikroanalízis (EPMA), katódlumineszcens (CL) mikroszkópia, fő- és nyomelemek meghatározása érkitöltő fázisokból és teljes kőzetmintákból (röntgenfluoreszcens analízis, XRF; induktív csatolású plazma atomemissziós spektrometria és tömegspektrometria, ICP-AES/MS; neutronaktivációs analízis, NAA), Raman spektroszkópia, stabilizotóp-geokémia (C, O), fluidumzárvány petrográfia és mikrotermometria, K–Ar (szeparált illites anyag), továbbá U–Pb (szeparált cirkon) korhatározás.

A teljes kőzetminták, valamint a szeparált szemcsefrakciók (pl. agyagfrakció) ásványos összetételének meghatározásához az XRPD mérések az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található Rigaku Ultima IV röntgenpordiffraktométerrel készültek. A mintaelőkészítést (Szalatnaki Agyagpala, Bábaapáti Metahomokkő Formáció, Korpádi Homokkő, Gyűrűfüi Riolit), a méréseket és a diffraktogramok kiértékelését Raucsik Béla végezte. A Szalatnaki Agyagpala Formációból származó minták preparálásában Mészáros Előd nyújtott segítséget. A minőségi és a félmennyiségi kiértékelés elméleti hátterét, valamint a rétegszilikátok részletes jellemzésének (pl. kristályossági fok meghatározása, fehér csillám b_0 rácsparaméter számítása) módszertanát Varga & Raucsik (2009, 2014), Varga et al. (2014, 2017) és Mészáros et al. (2016a, 2017, 2019) ismertették.

A polírozott vékonycsiszolatok és a friss törési mintafelületek SEM vizsgálata az SZTE TTIK Hitachi S-4700 téremissziós elektronmikroszkópjával történt – Schubert Félix segítségével – másodlagos (szekunder, SE), visszaszórt (BSE) és energiadisziperzív (EDS) detektorok alkalmazásával (Mészáros et al., 2016a). A Szalatnaki Agyagpala rétegszilikát fázisainak EPMA elemzése energia- (EDS) és hullámhosszdisziperzív (WDS) detektorok alkalmazásával JEOL JSM-6310 mikroszondával történt. A méréseket Christoph A. Hauzenberger irányítása mellett Heincz Adrián végezte a Grazi Egyetem (Ausztria) Földtudományi Intézetében (Mészáros et al., 2019).

A katódlumineszcens mikroszkópi vizsgálatok egyrészt az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében történtek (Korpádi Homokkő, Gyűrűfüi Riolit) Bajnóczi Bernadett

segítségével (Varga et al., 2012a). Másrészt az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található Reliotron hidegkatódos készülékkel (Tésenyi Homokkő érkitöltő fázisai: Fintor & Varga, 2020; Korpádi Homokkő, Gyűrűfüi Riolit) Garaguly István és Schubert Félix technikai segítségével.

A geokémiai értelmezéshez érkitöltő karbonát- és szulfidfázisok (Tésenyi Homokkő) kémiai összetételének feltárása röntgen-elemterképezés és pontelemzés alkalmazásával készült az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén működő Horiba Jobin Yvon XGT 5000 röntgenfluoreszcens spektrométerrel (XRF). Az előzetes érpetrográfiai leírást és a méréseket Fintor Krisztián végezte, a mérési paramétereket Fintor & Varga (2020) publikálták. A Szalatnaki Agyagpala, a Tésenyi Homokkő, a Korpádi Homokkő és a Gyűrűfüi Riolit Formációt képviselő mintákban a főelemek és a nyomelemek koncentrációjának meghatározásához a teljes kőzet kémiai elemzéseket ICP-AES, ICP-MS és NAA módszerek alkalmazásával a Bureau Veritas Mineral Laboratories (AcmeLabs, Vancouver, Canada) végezte. A kapcsolódó mérési paramétereket (kimutatási határ, alkalmazott sztenderdek, megbízhatóság stb.) Varga et al. (2012b, 2017), Mészáros et al. (2019) és Szemerédi et al. (2020) közölték.

A Szalatnaki Agyagpalában nagy mennyiségben előforduló szénült szerves anyag Raman spektroszkópos vizsgálatát az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található THERMO Scientific DXR Raman-mikroszkóppal Mészáros Előd végezte. A témavezetésem mellett végzett PhD kutatása során munkája kiterjedt a spektrumok kiértékelésére, továbbá termometriai értelmezésére is. Az alkalmazott mérési paramétereket és módszertani részleteket Mészáros et al. (2016a, 2017, 2019) ismertették.

A karbonátgumók és érkitöltések szövetszelektív stabilizotópos (C, O) vizsgálata az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében történt Finnigan delta plus XP tömegspektrométer alkalmazásával. Kutatási együttműködések keretein belül a Korpádi Homokkő vizsgálatában Bajnóczi Bernadett, a Szalatnaki Agyagpala érkitöltő fázisainak elemzésében Czuppon György vett részt. A Tésenyi Homokkő érkitöltő fázisainak elemzése egy korábbi projekthez kapcsolódott (Fintor & Varga, 2020).

A Tésenyi Homokkő érkitöltő fázisain (kvarc, karbonátok) Fintor Krisztián végzett részletes érpetrográfiai, fluidumzárvány petrográfiai és mikrotermometriai vizsgálatokat az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található Linkam THMSG 600 hűthető-fűthető tárgyasztal segítségével. A fluidumzárványok kiegészítő Raman-mikroszkópos elemzését a leobeni egyetem (Montanuniversität Leoben) Ásványtani és Kőzettani Tanszékén végezte Jobin Yvon LABRAM konfokális Raman-mikrospektroszkóp segítségével. A részletes mérési paramétereket Fintor & Varga (2020) publikálták. A Gyűrűfüi Riolit és a Cserdi Formáció néhány mintájában, kvarcban előforduló fluidumzárványok előzetes petrográfiai és mikrotermometriai vizsgálatát Dabi Gergely végezte szintén az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén.

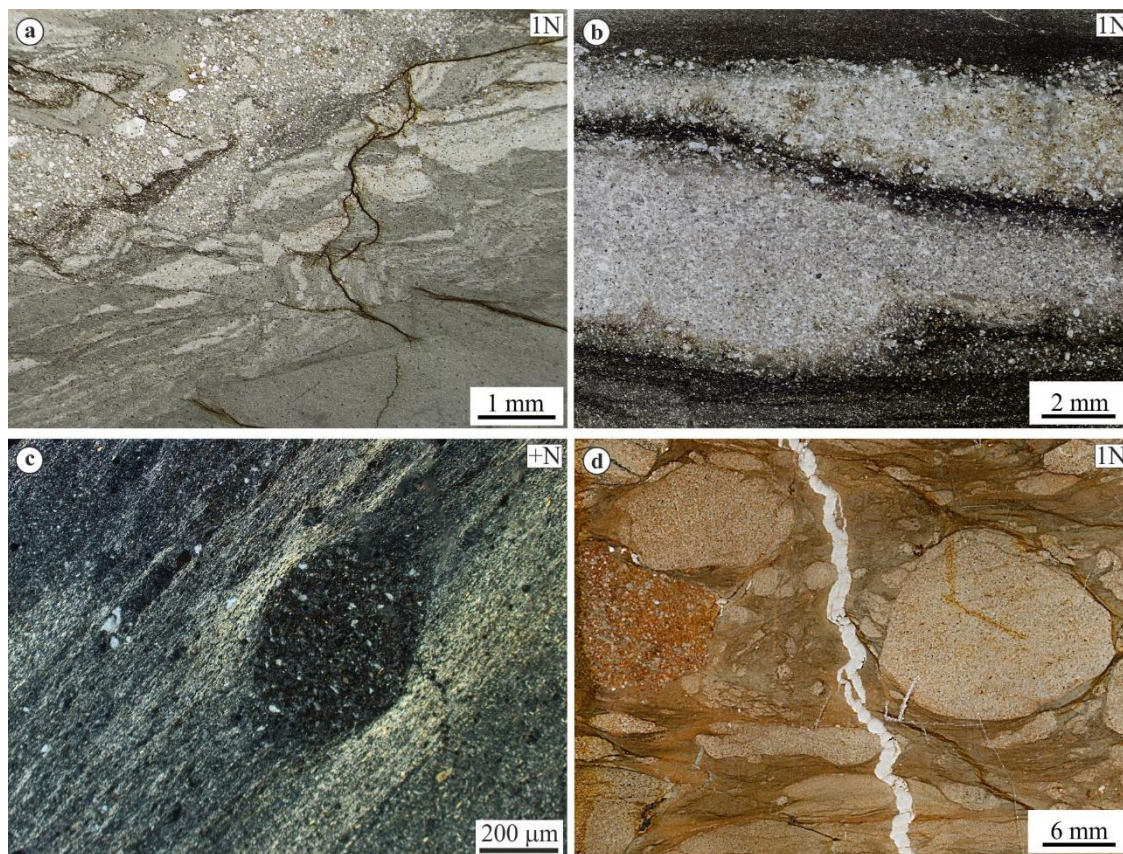
A Szalatnaki Agyagpala Formációt képviselő, fehércsillámban gazdag finomszemcsés kőzetekből, valamint azok szeparált (<2 μm) frakciójából az Atomki Környezet- és Földtudományi Laboratóriumában (Debrecen) Benkó Zsolt végzett K–Ar korhatározást. A vizsgálat mérési hátterét Mészáros et al. (2019) közölték. A Gyűrűfüi Riolit Formáció kőzeteinek korhatározására szeparált cirkonszemcsék *in situ* U–Pb elemzésével került sor. A mintaelőkészítés több fázisát Szemerédi Máté (témavezetésem mellett dolgozó PhD hallgató) valósította meg, a korhatározást Haranginé Lukács Réka és Dunkl István végezték (ETH, Zürich, Svájc, illetve GÖOchron Laboratories, Georg-August University, Göttingen, Németország). A mintaelőkészítés részleteit és a mérési paramétereket Szemerédi et al. (2020) publikálták.

2. EREDMÉNYEK ÉS MEGVITATÁSUK

2.1. A Szalatnaki Agyagpala Formáció fúrómagmintáinak komplex kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei: integrált értelmezés és korreláció

2.1.1. A Horváthertelendi-egység rétegsorának kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai: finomtörmelékes (felső) szakasz

A Hh–1 fúrás által feltárt rétegsor ~720–800 m közötti szakasza változó mértékben deformált (gyúrt vagy nyírt) sötétszürke, fekete agyagpalából, metaaleurolitból és metahomokkőből (metagrauwacke) áll, továbbá néhány centiméteres nagyságrendű, lencseszerű (helyenként *boudinage* szerkezetű) vagy szigmoid alakú, vörös (hematittal impregnált) metahomokkő (metaarkóza?) klasztokat tartalmaz. A homokkőlencsék peremén általában jól fejlett nyomásoldódási foliáció alakult ki (Mészáros, 2015; Mészáros et al., 2015a). A szakasz alsó, intenzívebben deformált részén (~769–776 m és ~788–800 m) jól foliált, halványzöld–világosszürke agyagpala figyelhető meg rozsdabarna (limonitos) elválási felületekkel, továbbá monomikt, mátrixvázú metakonglomerátum található. Ez utóbbi foliált fimomszemcsés mátrixban metahomokkő klasztokat („pszeudokavicsok”) tartalmaz, alsó részén riolitklasztok szintén megjelennek (12. ábra).



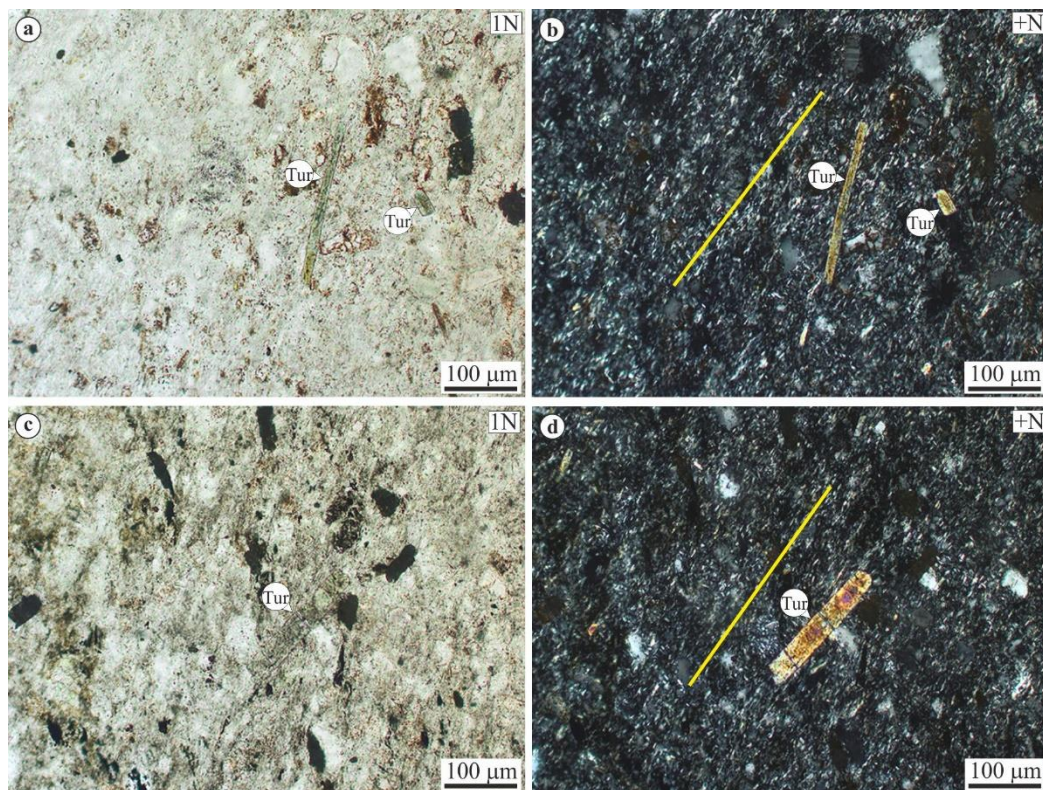
12. ábra

A Szalatnaki Agyagpala reprezentatív mintáinak általános szöveti képe a Horváthertelendi-egységben (Hh–1 fúrás, felső szakasz; Mészáros et al., 2015a, 2019, módosítva)

- (a) Deformált üledékes lemezesség metagrauwacke, metaaleurolit és agyagpala váltakozásából álló mintában, limonitos nyomásoldódási felületekkel (Hh–1 790 m); (b) Metagrauwacke betelepülések foliált metaaleurolitban (Hh–1 720 m); (c) Szericitsávok által kijelölt foliáció a nyírt agyagpalában (fillonit; Hh–1 774,9 m); (d) Metagrauwacke és vörös metahomokkő deformált klasztjai a mátrixvázú metakonglomerátumban nyírt kvarccal (protofillonit kevésbé fejlett foliációval; Hh–1 777 m)

Néhány mintában fehér, illetve zöldes árnyalatú, a foliáció irányára közel merőleges, deformált kvarcerek (\pm klorit, prehnit, kaolinit) szelik át a fűrőmagokat. Mindezeket a petrográfiai bélyegeket figyelembe véve a Hh-1 fűrő rétegsorában egy korábban nem dokumentált vetőzóna (nyírási zóna) különböző mértékben deformált kőzettípusai jelennek meg. Az üledékes rétegzés gyűrődése, a klasztok alakja, a változó fejlettségű másodlagos (nyomásoldódási) foliáció, valamint az utólagos impregnáció limonitos kitöltésű erekkel a képződmény tektonikus (töréses-képlékeny jellegű) deformációját jelzi, továbbá fluidummigráció bizonyítéka (Mészáros, 2015; Mészáros et al., 2015a, 2016a, 2019). Ezek a hatások a képződmény elsődleges összetételét és szerkezetét átalakították, amit az összehasonlítás során fokozottan figyelembe kell venni. A következőkben a korrelációs szempontból jelentős kőzettani jellemzők (pl. karakterisztikus ásványok megjelenése, a forrásterületet jelző szemcsék, a metamorfózis jellege) részletesebb tárgyalására térek ki.

Az agyagpalában orientált szericit és klorit sávok jelölik ki a közepesen fejlett foliációt, amelyhez helyenként elágazó nyomásoldódási felületek kapcsolódnak. Ezek mentén szénült szerves anyag (~1–3%) és limonit (valószínűleg pirit után) dúsul. A félmennyiségi (tömeg%) XRPD elemzés alapján az agyagpala összetétele erősen változó, 10–40% K-fehércsillámot, 20–50% kloritot, 10–40% kvarcot, 5–20% albitos összetételű plagioklaszt és amorf fázist (szerves anyag, limonit; <5%) tartalmaz. A vizsgált minták véletlenszerűen elhelyezkedő tús anatózskristályokat (30–50 μm), továbbá sajátalakú epigén turmalintűket (pleokroizmus: szintelen-kékeszöld, hosszúság: 40–250 μm) tartalmaznak. A turmalin elhelyezkedése általában nem követi a filloszilikátok orientációját (13. ábra), megjelenése a kovásodott mintákban valószínűleg hidrotermás (metaszomatikus) hatáshoz köthető. A lencseszerű metahomokkő klasztok és az anatózszemcsék körül helyenként a foliációval párhuzamos, enyhén aszimmetrikus klorit+kvarc összetételű nyomásárnyék szerkezetek figyelhetők meg (Mészáros et al., 2015a, 2016a, 2019).

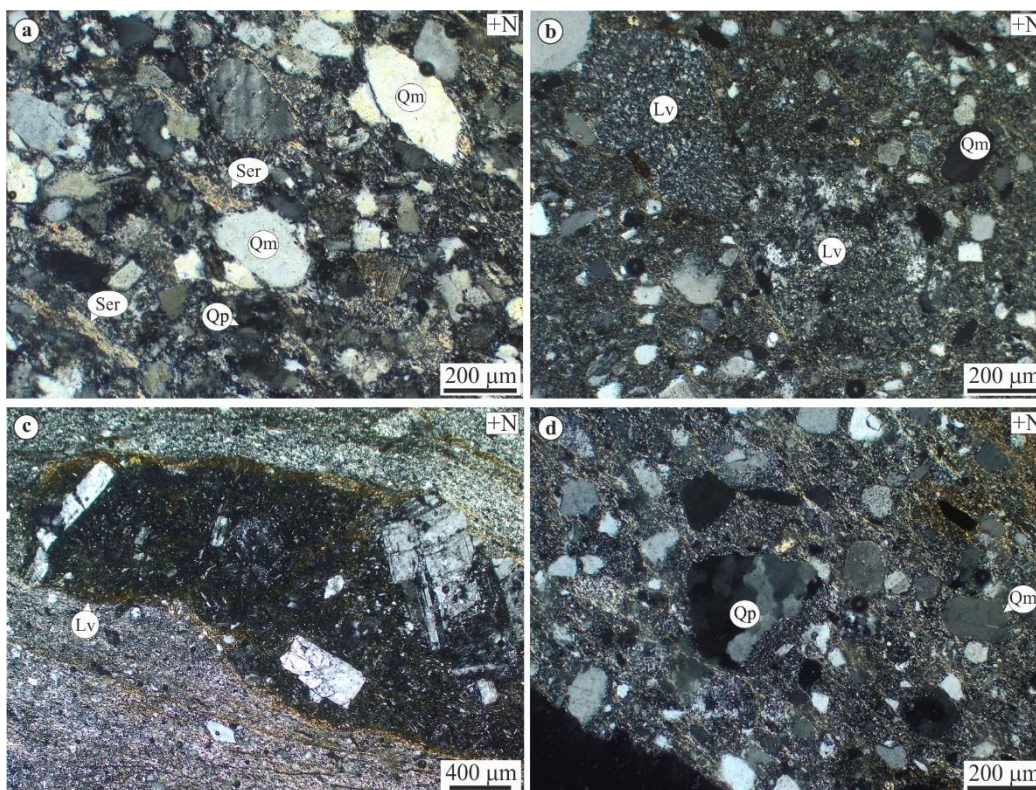


13. ábra

Véletlenszerűen elhelyezkedő turmalintűk (Tur) kovásodott agyagpalában (Hh-1 fűrő 766,8 m)
A filloszilikátok orientációját a vékony sárga vonal jelzi.

Az agyagpalában megjelenő szénült szerves anyag Raman-spektrumára épülő termometriai módszerek alapján ~350–370 °C maximális metamorf hőmérséklet feltételezhető a képződmény átkristályosodása és képlékeny deformációja során. A rétegszilikátok (fengites összetételű K-fehércsillám és vele genetikai kapcsolatban álló klorit) részletes XRPD vizsgálati eredményei ezt megerősítve epizónás metamorfózist jeleznek, továbbá közepes gradiensű nyomásviszonyokra utalnak. Mindezek alapján a Hh–1 fúrás vizsgált szakaszában feltárt képződmény kistökű, közepes nyomású regionális metamorfózison esett át (Mészáros et al., 2016a, 2019). A teljes kőzetből (777–778 m) meghatározott K–Ar izokron korok 310 millió év körüli variszkuszi csúcs-metamorfózist jeleznek, az agyagfrakció ~290 millió éves posztvariszkuszi hűlési korokat (kiemelkedés) sugall (Mészáros et al. 2019).

A petrográfiai vizsgálat alapján (modális összetétel) a kvarcgazdag metagrauwacke 30–40% mátrixot tartalmaz. A gyengén koptatott, homokméretű vázalkotó szemcsék összetétele ~70% kvarc, ~20% intermedier összetételű vulkáni közettörmelék és ~10% törmelékes plagioklász (14. ábra); káliföldpát megjelenése nem jellemző (akcesszória: cirkon és opak ásványok; Mészáros et al., 2015a). Az erősen átalakult (mállott), durva-középszemcsés, szemcsevázú vörös metahomokkő klasztjai jól osztályozottak. Legnagyobb mennyiségben földpát (\pm instabilis közettörmelék) utáni agyagásvány pseudomorfózát (~60%), kvarcsemmeket (~25%) és opacitósodott biotitot (~15%) tartalmaznak, a klasztok nagyobb pórusaiban 7 Å-os fázis (kaolinit) halmazai és kvarc jelenik meg. Félmennyiségi (tömeg%) összetételük az XRPD elemzés alapján: 40–50% kvarc, ~20% plagioklász, 20–30% K-fehércsillám és ~5% klorit (Mészáros et al., 2015a, 2016a, 2019).



14. ábra

- Törmelékes szemcsék a felső szakaszban (Mészáros et al., 2015a, 2019, módosítva)
- (a) Kvarcgazdag metagrauwacke, a foliációt a mátrixban irányítottan megjelenő szericit jelöli ki (Hh–1 fúrás 720 m); (b) Kvarc és átkristályosodott vulkanitszemcsék metagrauwackében (Hh–1 fúrás 790 m); (c) Plagioklász mikrofénokristályokat tartalmazó intermedier vulkanitszemcse (Hh–1 fúrás 776,7 m); (d) Kvarcsemmek metagrauwackében (Hh–1 fúrás 790 m). Rövidítések: Lv = vulkáni közettörmelék; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc; Ser = szericit

2.1.2. A Horváthertelendi-egység rétegsorának közettani összetétele és átalakulási folyamatai: durvatörmelékes (alsó) szakasz

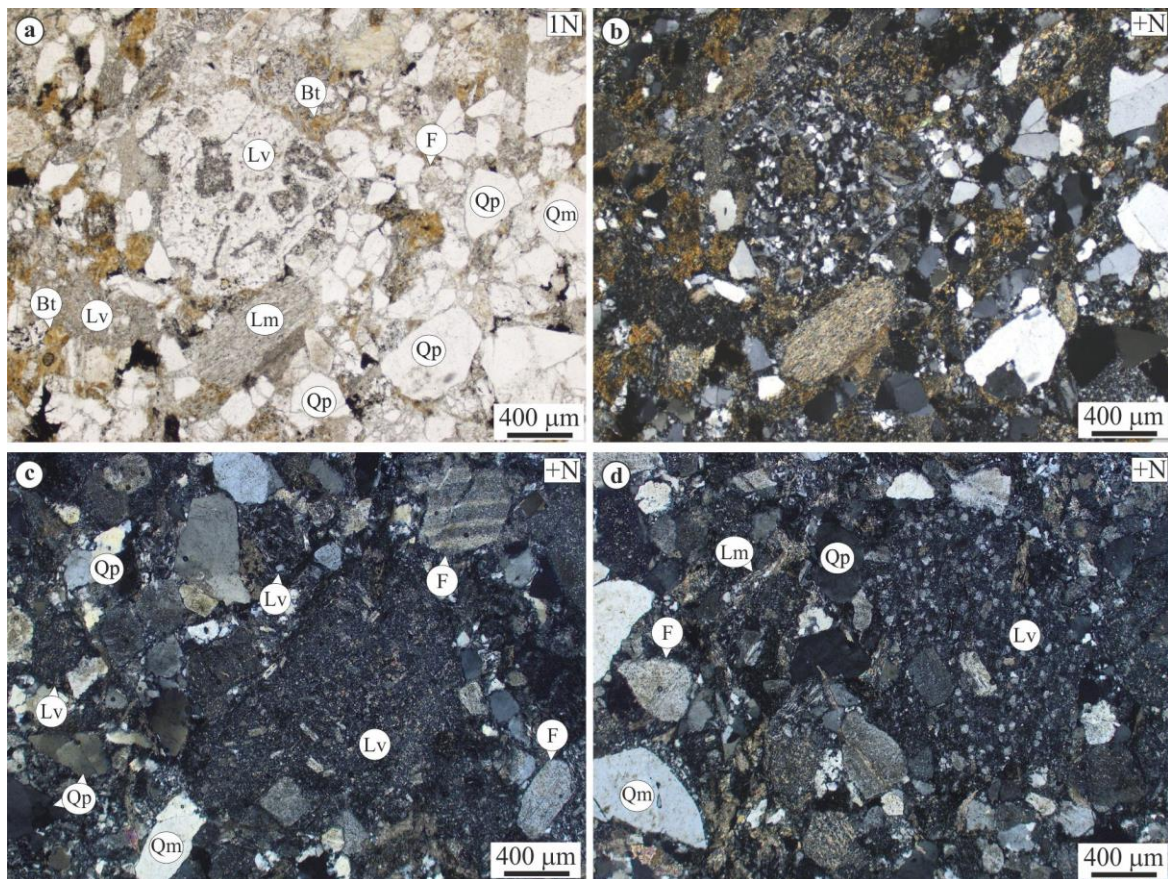
A Hh-1 fúrás által feltárt rétegsor ~800–853 m közötti szakasza (a fúrás talpáig: 853,2 m) uralkodóan sötétszürke, fekete, finom–középszemcsés, helyenként aprókavicsos metahomokkőből és metakonglomerátumból áll. A fúrómagokat gyakran meredek lefutású fehér (az oxidált felületeken rozsdabarna színű) vastartalmú karbonátterek szelik át. A felső szakasz mintáitól eltérően a metamorf jelleg az alsó szakaszban makroszkóposan nehezen érhető tetten, többnyire csupán a metakonglomerátum finomszemcsés mátrixának elválási felületein megfigyelhető selymes csillogás jelzi. A durvatörmelékes szakaszban található kavicsok maximális mérete eléri a 20 cm-t, azonban az uralkodó szemcseméret nem haladja meg az 5 cm körüli átmérőt, a fúrás legalsó szakaszán (~840 m-től a talpig) 1 cm alatt marad. A klasztok általában jól koptatottak, csupán a kisebb szemcsék szögletesek. Anyaguk uralkodóan különféle átalakultsági fokú mélységi és kiömlési savanyú magmás kőzet, kvarcdús metamorfit (gneisz, csillámpala) és üledékes kőzetváltozat (fekete kovapala, szürke homokkő), továbbá karbonátkőzet (dolomit). Makroszkópos megjelenése alapján (szöveti jelleg, mátrix/cement jellege és aránya) a rosszul osztályozott metakonglomerátum két csoportra osztható (15. ábra). A felső szakasz legalsó részén (785–800 m) megfigyelt nyírozónával közvetlen kapcsolatban álló szakaszt vastartalmú karbonáttal cementált, világosszürke, polimikt metakonglomerátum és durvaszemcsés metahomokkő képviseli, ami mezoléptékben váltakozva sötétszürke és kovacementált változatba megy át (Mészáros, 2015; Mészáros et al. 2015b, 2019; Kiss, 2017; továbbá saját megfigyelések alapján).



15. ábra

A polimikt metakonglomerátum megjelenési formája a durvatörmelékes (alsó) szakaszban: vastartalmú karbonáttal (rozsdabarna) cementált, világosszürke változat (balra: Hh-1 808,6 m, középen: Hh-1 812,8 m), illetve kvarccal cementált, sötétszürke kifejlődés, amiben a vastartalmú karbonát vékony érkitöltés (sárga nyíl), illetve foltok formájában jelenik meg (Hh-1 848 m)

A petrográfiai vizsgálat alapján (modális összetétel) a közepesen–rosszul osztályozott metahomokkő mátrixtartalma általában nem jelentős, a minták többsége litarenit (a grauwacke szerepe alárendelt). A szögletes, helyenként gyengén koptatott vázalkotó szemcsék jellemző összetétele: ~30–50% kvarc, ~10–20% földpát (uralkodóan plagioklász) és ~30–50% közettörmelék (üledékes, magmás és metamorf eredetű szemcsék egyaránt elkülöníthetők), a törmelékes csillámok (biotit, muszkovit) mennyisége nem jelentős. A cementet kvarc, filloszilikát és/vagy karbonát-fázis alkotja, helyenként – különösen a kvarccal cementált alsó szakaszban – autigén/epigén biotit figyelhető meg a szemcsék között (16. ábra).



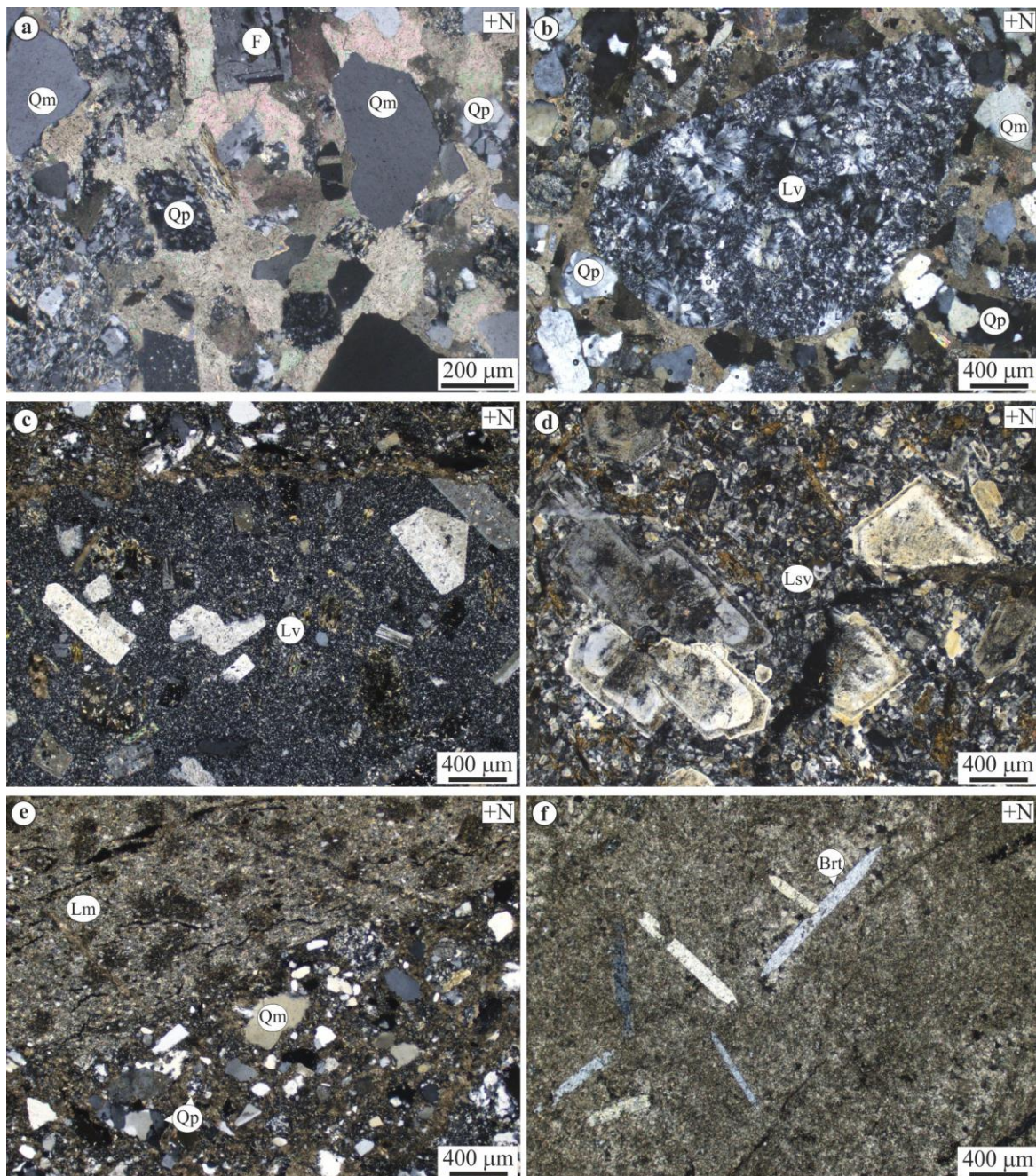
16. ábra

Törmelékes homokszemcsék a Horváthertelendi-egység rétegsorának alsó szakaszában (a) és (b) Kőzettörmelékben és kvarcban gazdag metahomokkő, a szemcsék között autigén/epigén biotit figyelhető meg (Hh-1 fúrás 831,8–833,0 m); (c) Törmelékes plagioklász és plagioklász mikrofenokristályokat tartalmazó vulkanit metahomokkőben (Hh-1 fúrás 845,9 m); (d) Kvarc-, földpát- és kőzettörmelék-szemcsék metahomokkőben (Hh-1 fúrás 845,9 m). Rövidítések: Bt = biotit; F = földpát; Lm = metamorf kőzettörmelék; Lv = vulkáni kőzettörmelék; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc

A metakonglomerátumban mátrixvázú és szemcsevázú szakaszok egyaránt elkülöníthetők, amelyekben a szemcsék általában jól koptatottak. A cement mikrokristályos kvarc (kova) és rétegszilikát (szericit, biotit), illetve a szemcsevázú szakaszokban, foltokban vagy penetratív módon unduláló kioltású pátos karbonát (17. és 18. ábra), ami gyakran a homokszemcséket és részlegesen a kavicsok anyagát is helyettesíti (peremi részek, elválási felületek mentén). A karbonátos cement (és helyettesítés) aránya a Hh-1 fúrás 800–810 m és 825–835 m közötti szakaszán a legjelentősebb, ahol a szemcsék közötti teret akár >80% mennyiségben kitöltheti. A karbonátfestés és a SEM (BSE, EDS) vizsgálatok alapján ez a karbonátfázis vastartalmú dolomit, illetve magnéziumtartalmú sziderit (Mészáros, 2015; Mészáros et al. 2015b; Kiss, 2017; továbbá saját megfigyelések alapján).

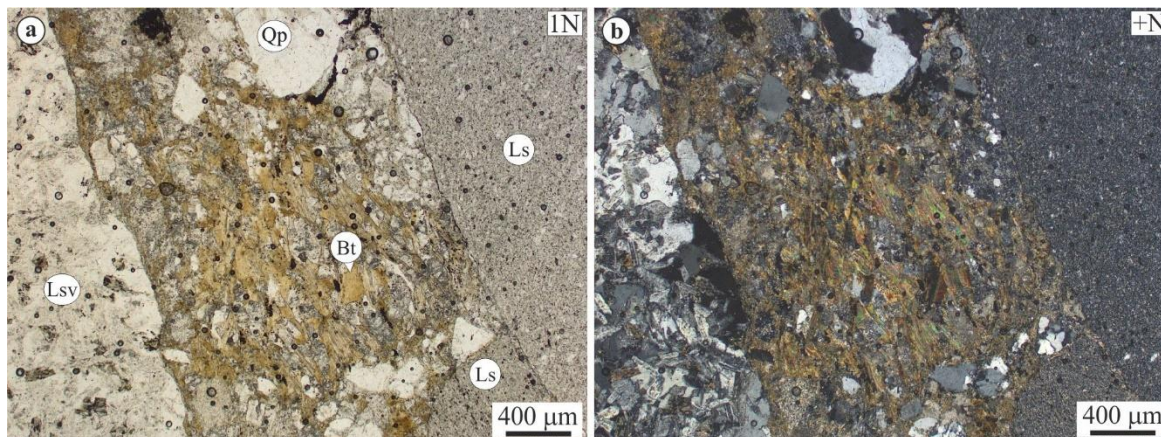
A makro- és mikroszkópos kavicsvizsgálat szerint a rétegsor összetétele polimikt. Eredetét tekintve ~55% metamorf, ~25% magmás, ~10% kvarc és tűzkő törmeléke, továbbá 8,5% törmelékes vagy karbonátos üledékes kőzet. A metamorf csoporton belül a metavulkanitok (28,7%) és a metahomokkővek (26,1%) uralkodnak, kisebb arányt képviselnek az erősen átalakult (mállott) metamorfitek (12,6%), a finomszemcsés metapelitek (11,8%), fillitek (5%), illetve grafitos fillitek (4,7%), továbbá gneisz eredetű kavicsok (2,6%), metagranitoidok (0,26%) és egyéb metamorfitek törmelékei (8,2%). A magmás kőzettörmelékek között dominálnak a kiömlési kőzetek kavicsai (72,3%), a mélységi (20,2%; granitoidok) és a szubvulkáni változatok (7,5%) mennyisége kevesebb.

Kemizmus alapján a vulkanitokon belül egyértelműen az intermedier vulkanitok uralkodnak (68,2%; szövet: porfíros mikroholokristályos, trachitos), a savanyú (2,9%; szövet: sferolitos, porfíros mikroholokristályos/felzites) és a bázikus (1,2%; szövet: átalakult interszertális) változatok aránya nem jelentős. Az üledékes kőzetek kavicsai között legnagyobb mennyiségben homokkővek fordulnak elő (59,3%), pélites kőzetek 30,5%-ban, karbonátkőzetek 10,2%-ban jelennek meg (Kiss, 2017; továbbá saját megfigyelések).



17. ábra

A metakonglomerátum kőzettani jellege a Horváthtelendi-egység rétegsorának alsó szakaszában (a) Pátos karbonáttal cementált változat szöveti képe, a szemcsék helyenként „úsznak” a karbonátfázisban, ami helyettesítésre utal (Hh-1 fúrás 809,4 m); (b) Sferolitos szövetű vulkáni kőzettörmelék (Hh-1 fúrás 829,3 m); (c)–(e) Porfíros mikroholokristályos vulkanitszemese (mikrofenokristályok: plagioklász, kvarc, átalakult biotit), zónás plagioklászokat tartalmazó szubvulkáni szemcse, továbbá kontakt metamorfit törmeléke (Hh-1 fúrás 829,0–831,8 m); (f) Barittúk dolomitkavicsban (Hh-1 fúrás 828,4 m). Rövidítések: Brt = barit; F = földpát; Lm = metamorf kőzettörmelék; Lsv = szubvulkáni kőzettörmelék; Lv = vulkáni kőzettörmelék; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc

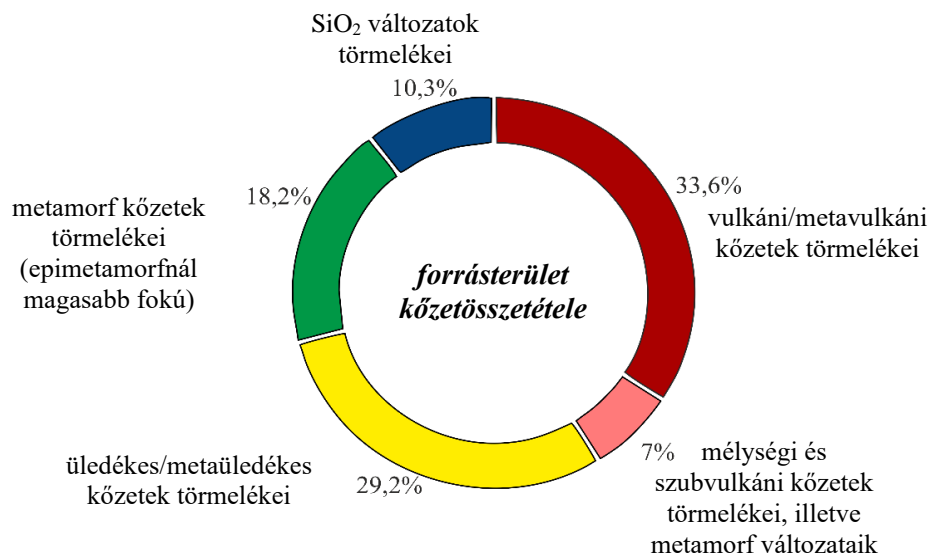


18. ábra

A szemcsék között megjelenő jól fejlett biotit a Horváthertelendi-egység rétegsorának alsó szakaszában, kovacementált metakonglomerátumban (Hh-1 835,6 m)

Rövidítések: Bt = biotit; Ls = üledékes közettörmelék; Lsv = szubvulkáni közettörmelék; Qp = polikristályos kvarc

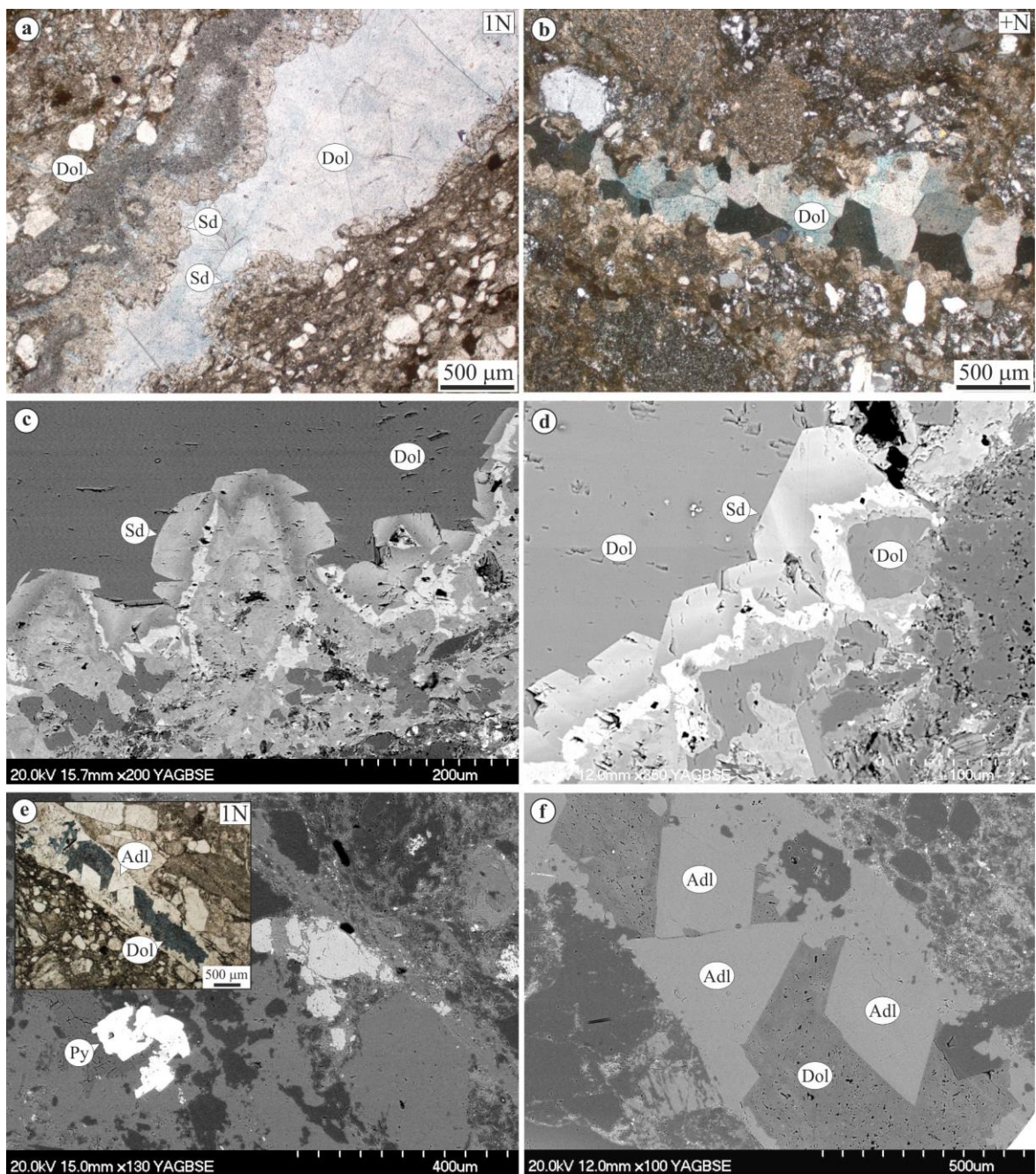
Figyelembe véve, hogy a Hh-1 fúrás által feltárt paleozoos összlet kisméretű metamorfózist szenvedett, ennek szövetre gyakorolt hatása a durvatörmelékes szakaszban makroszkóposan kevésbé figyelhető meg. A forrásterület jellemzése érdekében ezért célszerűnek bizonyult a protolitok és a gyengén metamorfizált változataik összevonása. Az így kapott csoportokat tekintve (19. ábra) megállapítható, hogy a durvatörmelékes összlet kavicsanyaga elsősorban intermedier-savanyú magmás (kiömlési >> mélyégi) kőzetek eróziójából származott, amihez jelentős mennyiségű üledékes közettörmelék társult.



19. ábra

A metakonglomerátum kavicsainak kőzettani összetétele a Horváthertelendi-egység rétegsorának alsó szakaszában (Kiss, 2017, módosítva)

Amíg a Hh-1 fúrás felső szakaszában a kvarcerek dominálnak, addig az alsó szakaszra alapvetően két eltérő kitöltési fázisú érrendszer jellemző. A durvatörmelékes szakasz felső részén – a vastartalmú karbonáttal cementált konglomerátumban – karbonáterek és fészkek jelennek meg. A kovacementált alsó szakaszban ezeken túlmenően komplex kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek szintén megfigyelhetők (20. ábra).



20. ábra

Jellemző érkitöltések a Horváthertelendi-egység rétegsorának alsó szakaszában
 (a) és (b) Mikrokrisztályos és pátos karbonátfázisok (Fe-dolomit, sziderit) megjelenése több generációban (festett csiszolat, Hh-1 822,4 m); (c) és (d) Az érfalat bevonó, változó kémiai összetételű sziderit megjelenése BSE képeken (Hh-1 828,4 m); (e) és (f) Kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek jellemző fázisai BSE képeken, az indexkép az adulárkristályok és a térkitöltő Fe-dolomit szöveti helyzetét mutatja (Hh-1 848 m). Rövidítések: Adl = adulár; Dol = dolomit; Py = pirit; Sd = sziderit

A változó vastagságú (<1 cm) karbonáterek általában egyenes lefutásúak, kitöltésük gyakran szimmetrikus. Az első szintaxiális szövetű érkitöltő fázist botriodális, mikrokrisztályos sziderit alkotja (mikrokrisztályos dolomit-helyettesítéssel), majd megnyúlt tömbös, összetételi zónás (a SEM BSE/EDS elemzések és elemeloszlási térképek alapján változó Mg- és Fe-tartalmú) sziderit következik, amely a vékonyabb erek teljes záródását eredményezi. A nagyobb erek és üregek végső kitöltési fázisa blokkos szövetű térkitöltő Fe-

dolomit (20. ábra). A karbonátfázisok UV vagy CL gerjesztés hatására nem mutatnak aktivitást (Mészáros, 2015; Kiss, 2017; továbbá saját megfigyelések alapján).

A komplex kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek rendszerint egyenes lefutásúak, szimmetrikus, szintaxiális szövetű kitöltéssel rendelkeznek. Az érfalon általában mikrokristályos káliföldpát és kvarc jelenik meg, amelyek a mikroerek teljes záródását is eredményezhetik. A szélesebb (max. néhány mm) erekben fennőtt adulárkristályok, továbbá a SEM BSE/EDS elemzések alapján tús TiO₂ fázis és pirithalmazok figyelhetők meg. A nagyobb erek és üregek utolsó fázisa ebben az esetben is blokkos szövetű térkitöltő Fe-dolomit (20. ábra; Mészáros, 2015; továbbá saját megfigyelések alapján).

Tekintettel arra, hogy a vastartalmú karbonátok a kőzet alapanyagát és a törmelékszemcséket is átszelő erekben és a szilikátos erek térkitöltő, legfiatalabb fázisaként jelennek meg, továbbá egyenlőtlen eloszlásban a mátrix, a korábbi kovacement (\pm biotit), valamint helyenként a szemcsék rovására helyettesítést formálnak, a szilikátos erek képződését követő esemény során enyhén lúgos, redukív és szulfidszegény (Appelo & Postma, 2005) metasomatikus fluidum hatását kell feltételezni a rétegsorban. A karbonátosodás során a mátrix felemésződő biotittartalma biztosíthatja a Fe- és esetleges Mg-forrást, ami vastartalmú karbonátok (Fe-dolomit, sziderit) kialakulását eredményezte. Figyelembe véve, hogy az ezeket hordozó erek nem deformáltak, posztmetamorf eredetük valószínűsíthető (Kiss, 2017; továbbá saját megfigyelések alapján).

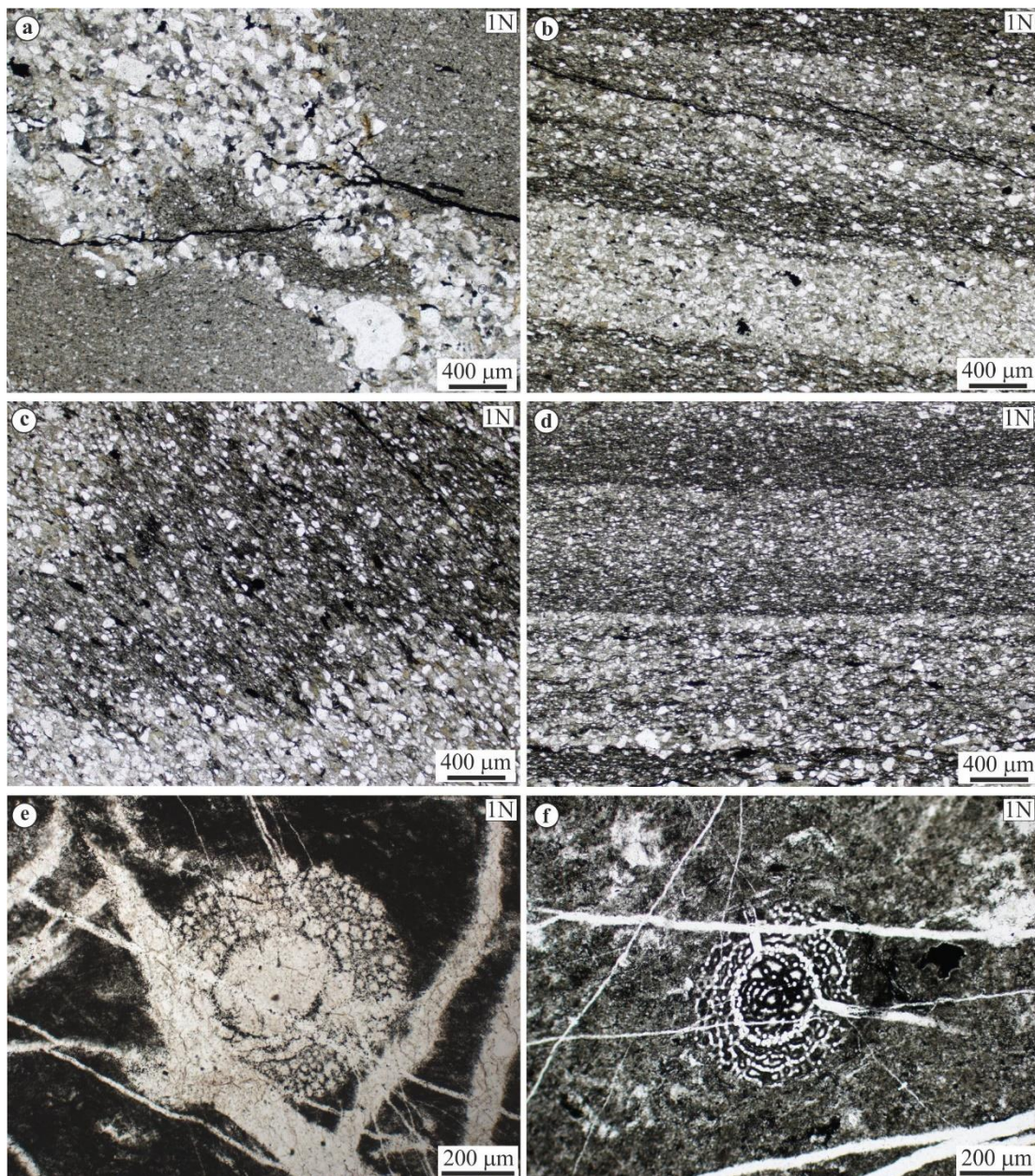
A durvatörmelékes szakasz polimikt jellege, az összetételi (pl. üledékes/metaüledékes, továbbá epimetamorfnál magasabb fokú metamorfítok aránya) és a bemutatott szöveti jellemzők (pl. juvenilis elegyrészek teljes hiánya, koptatottság) alapján kizárható az adott szakasz „piroklasztikus agglomerátum” vagy „vulkáni agglomerátum” eredete, mint ami a Szalatnaki-egység rétegsorának értelmezésekor korábban felmerült (Várszegi & Selmeczi, 1971; Fülöp, 1994). A lokális és a regionális korreláció szempontjából fontos kijelenteni, hogy a Horváthertelendi-egység durvatörmelékes szakasza az üledékes kőzetek képződésének lépéseit bejárva jött létre, majd azt követően kisfokú metamorf folyamatok, deformációs események és többfázisú fluidumhatás eredményeként alakult át (pl. Mészáros et al., 2015a, 2015b, 2016a, 2019).

Az összetételi és az általános genetikai megállapítások tükrében már értékelhető a Tésényi Homokkő Formáció konglomerátum kifejlődésével kapcsolatos rokonsági kérdés is (Barabás, 2010). A Tésényi Homokkő Formáció durvatörmelékes képződményeinek kavicsanyaga szintén polimikt összetételű (Hetényi & Ravaszné Baranyai, 1976; Fülöp, 1994; Jámbor, 1998; Varga et al., 2003, 2007), ugyanakkor a kőzettörmelékek minőségi és mennyiségi eloszlásában egyértelmű különbségek fedezhetők fel. A felső karbon Tésényi konglomerátumban uralkodó mennyiséget képviselnek a regionális metamorfítok (pl. kvarc-muszkovit-albit pala, fillit) kavicsai és ezek milonitosodott változatai, valamint savanyú–intermedier vulkanitok, illetve savanyú piroklasztitok jelennek meg. Számottevő mennyiségben fordulnak elő továbbá földpát megakristályok. A törmelékes üledékes csoportba tartozó szemcsék között az áthalmozott fekete aleurolit- és homokkőkavicsok gyakoriak, karbonátkőzetek viszont nem fordulnak elő (Varga et al., 2003, 2007). A Tésényi homokkővek összetétele arkóza, szubarkóza és litarenit, míg a konglomerátum szakaszokkal váltakozva előforduló homokkő a Hh–1 fúrásban litarenit vagy grauwacke.

Összességében kijelenthető tehát, hogy a Hh–1 fúrás durvatörmelékes szakasza az intermedier vulkanitok és a regionális metamorfítok gyakorisága, a karbonátkőzetek (dolomit) kavicsainak megjelenése, valamint a savanyú piroklasztitok teljes hiánya alapján egyértelműen megkülönböztethető a felső karbon Tésényi Homokkő Formáció konglomerátum kőzeteitől. A két kifejlődés törmelékanyaga eltérő lehordási területről származik, közöttük kőzettani (összetétel, szövet) párhuzam nem vonható, ezért véleményem szerint eltérő litosztratigráfiai egységet képviselnek.

2.1.3. A Szalatnaki-egység szilur képződményeinek kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai a Szalatnak-3 és a Szalatnak-4 fúrások rétegsorai alapján

A Szalatnaki-egységből ismert szilur rétegsort legteljesebben a Szalatnak-3 fúrás tárta fel (7. ábra). A változó mértékben deformált, uralkodóan sötétszürke, fekete agyagpala, metaaleurolit és metahomokkő váltakozásából álló szelvény középső részén durvatörmelékeny kifejlődést (metakonglomerátum), alsó szakaszán szerves anyagban gazdag, kvarcerekkel átjárt fekete kovapala („lidit”) betelepüléseket tartalmaz (21. ábra). Ez utóbbi kőzetek mikrofauna tartalmuk révén hozzájárultak a képződmény biosztratigráfiai helyzetének tisztázásához (Oravec, 1964; Kozur, 1984; Fülöp, 1994), tehát korrelációs értékük kiemelkedő. Munkám azonban nem terjedt ki a mikrofossziliák tanulmányozására.



21. ábra

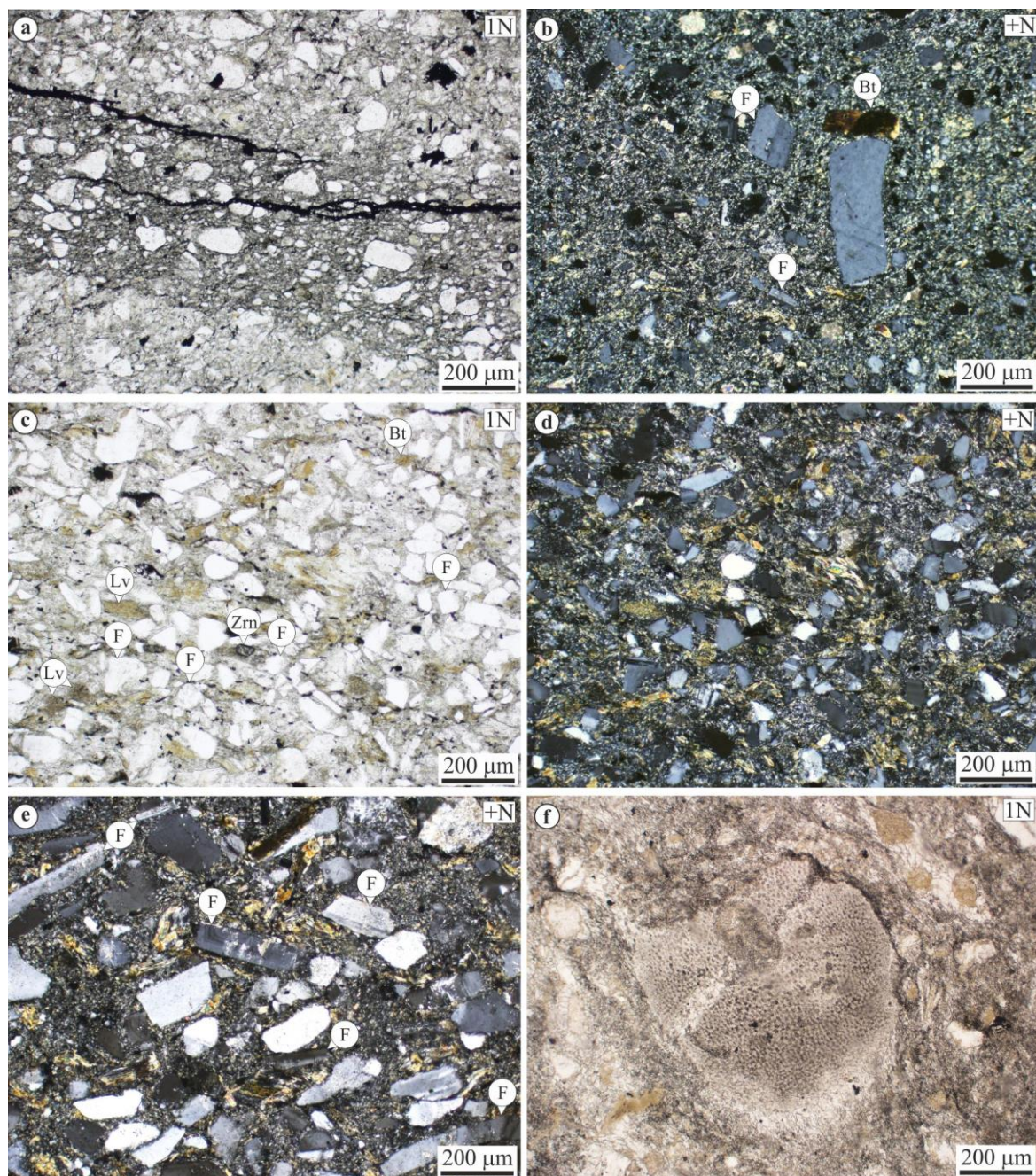
A Szalatnaki Agyagpala Formáció finomszemcsés kőzetváltozatainak jellemző szöveti megjelenése a Szalatnaki-egységben (Szalatnak-3 fúrás)

(a)–(d) Agyagpala–metahomokkő váltakozása: helyenként nyomásoldódási varratok figyelhetők meg, továbbá a foliáció és az üledékes rétegzés (lemezesség) egymáshoz viszonyított iránya változó (141,8 m, 198,0 m, 315,0 m és 356,8 m); (e) és (f) Mikrofossziliák kvarceres kovapalában (482,2 m és ~484 m)

A reambulációs vizsgálatok előzetes eredményei szerint (Mészáros et al., 2017) a Szalatnak–3 és a Szalatnak–4 fúrások által feltárt agyagpala és metahomokkő ásványos összetétele és szöveti megjelenése hasonló. Az agyag- és aleurolitpalában elsősorban az orientált, finomszemcsés biotit (továbbá klorit, fehérscillám, lapult kvarcsejtszemcsé) jelöli ki a változó fejlettségű és intenzitású folytonos foliációt, amelyhez – szénült szerves anyag dúsulásával együtt – nyomásoldódási varratok társulnak. Ez a másodlagos foliáció bizonyos mintákban gyengén fejlett és a rétegzéssel közel párhuzamosan jelenik meg, más esetben viszont a rétegzésre közel merőleges és erősen fejlett, ami a képződmény redőződésére utal. A minták ásványos összetétele: fehérscillám, klorit, kvarc, plagioklász, biotit, alárendelten káliföldpát. A metaaleurolitban a szemcsék körül szinkinematikus biotit nyomásárnyék szerkezetek alakultak ki. A szelvényekben helyenként (Szalatnak–3: 170,2 m, Szalatnak–4: 355,0 és 470,6 m) ovális alakú, fehérscillám és klorit összetételű, valószínűleg cordierit utáni pinit pszeudomorfózák azonosíthatók, ezek hossztengeyének orientációja megegyezik a foliáció irányával. A Szalatnak–3 fúrás durvatörmelékes feletti szakaszában (~140–170 m) az agyagpala parányi sajátalakú turmalintüket (pleokroizmus: halványzöld–kékeszöld, hosszúság: 50–70 μm) tartalmazhat. A finom–középszemcsés metahomokkő összetétele alapján földpát- és kvarcgazdag metagrauwacke, illetve néhány esetben káliföldpát-gazdag metaarkóza, amelyek mátrixában a biotit jól fejlett (~20–70 μm) kristályokat, kristályhalmazokat alkothat. Ezekben a mintákban a káliföldpátot finomszemcsés biotitszegély veheti körül, valamint helyenként a biotit szemcsehalmaz belsejében apró káliföldpát-reliktumok azonosíthatók.

A mintákban megjelenő szénült szerves anyag Raman-spektrumára épülő termometriai módszerek alapján ~400–430 °C maximális metamorf hőmérséklet feltételezhető a képződmény metamorf átalakulása során. A Szalatnak–3 fúrásban a magmás kontaktus közelében (510 m; 7. ábra) ettől magasabb, 520–640 °C hőmérsékleti intervallum volt kijelölhető, valószínűleg a kontaktuson bekövetkezett gyors termális relaxáció miatt. A biotittartalom következtében a rétegszilikátok XRPD vizsgálati eredményei csupán bizonytalanul utalnak a metamorf viszonyokra: részben epizónás (illit kristályosság index), részben anchizónás (klorit kristályosság index) metamorfózist jeleznek. A biotit és a cordierit(?) utáni pszeudomorfózák szöveti helyzete (pl. foliációhoz viszonyított szinkinematikus elhelyezkedés, káliföldpát körüli biotit reakciószegély) alapján felmerült a biotit és a cordierit regionális metamorf képződésének lehetősége kisnyomású, nagy geotermikus gradiensű környezetben (Mészáros et al., 2017).

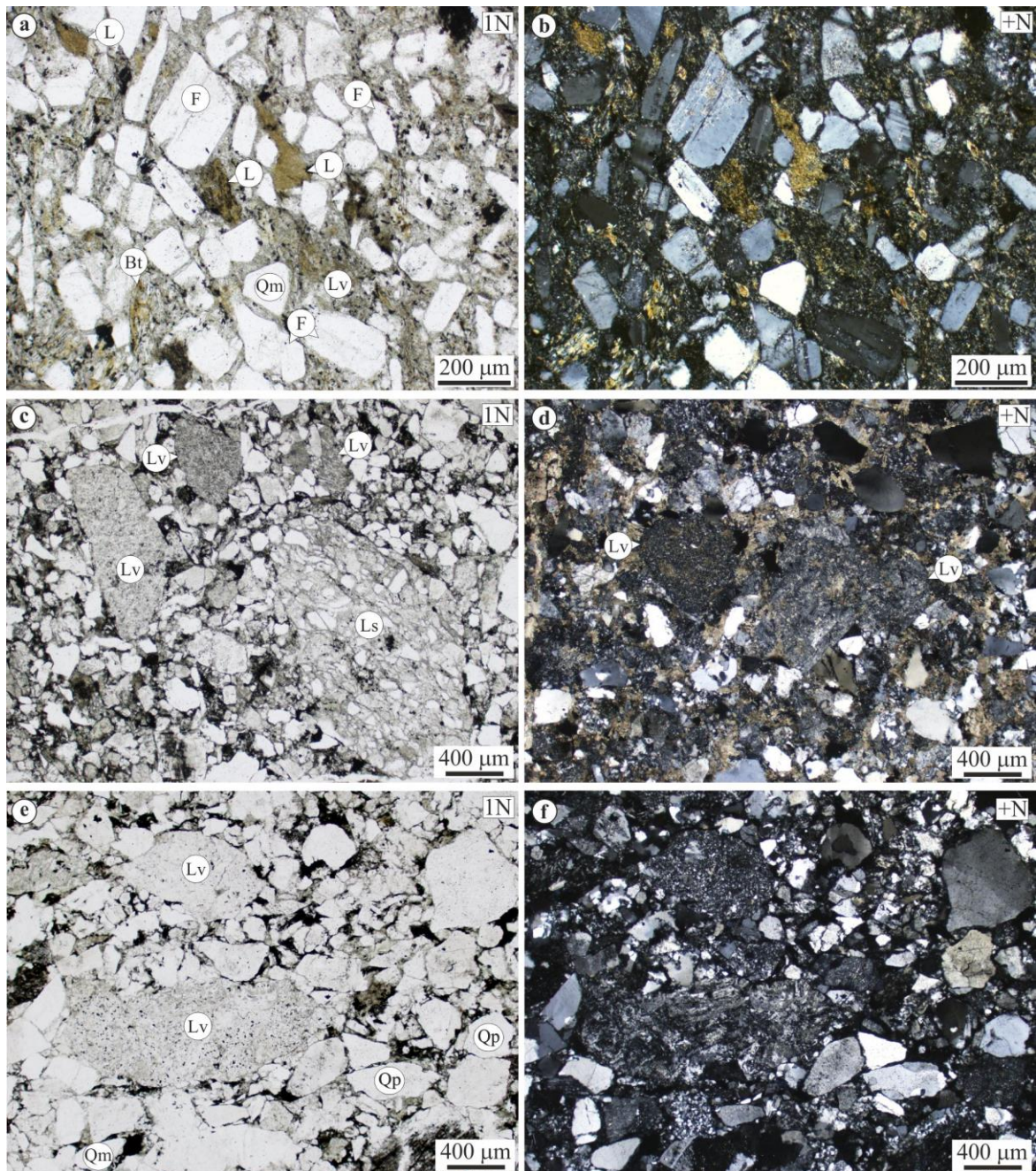
Saját megfigyelések alapján a Szalatnak–3 fúrásban a durvatörmelékes szakasz feletti kifejlődésre az agyagpala–metaaleurolit, kisebb arányban metahomokkő (metagrauwacke) váltakozása jellemző (22. ábra). Ez a felső szakasz helyenként intenzíven karbonátosodott. A metahomokkő törmelékes szemcséit döntően kvarc és plagioklász (gyakran félig sajátalakú, léces–táblás, helyenként zónás kristályok) töredéke alkotja, kisebb mennyiségben vulkáni közettörmelék (általában átalakult alapanyag töredéke) figyelhető meg, akcesszóriaként cirkon és opak ásvány gyakori. A neutrális–bázisos jellegű vulkáni közettörmelék eredetű szemcsék (finomszemcsés biotit, klorit, opak ásvány összetétellel) gyakran olyan mértékű átalakuláson estek át, hogy pszeudomátrixot alkotnak, ezzel fokozatos átmenetet képezve a metagrauwacke felé. A földpátsejtszemcsék között a teljes rétegsorra viszonyítva a plagioklász dominál, a káliföldpát megjelenése – illetve esetleges nagyobb aránya Mészáros et al. (2017) leírásának megfelelően – csupán néhány mintára korlátozódik. Ezt támasztja alá az XRPD vizsgálat eredménye (Raucsik, 2020, szóbeli közlés), amely szerint egyetlen vizsgált finomszemcsés mintában (~440 m) haladta meg a káliföldpát mennyisége a plagioklászét (10–20% káliföldpát, nyomnyi mennyiségű plagioklász). Az egyes fázisok aránya mintánként nagyon eltérő: a jellemző összetétel ~5–40% 14 Å-ös fázis, ~5–60% 10 Å-ös fázis, ~20–40% kvarc és általában 5–20% plagioklász.



22. ábra

A Szalatnaki Agyagpala reprezentatív mintái a Szalatnaki-egységben (Szaltnak-3 fúrás) (a) Metagrauwacke nyomásoldódási felületekkel (164,8 m); (b) Törmelékes plagioklász és biotit rosszul osztályozott metagrauwackében (164,8 m); (c) és (d) Törmelékes szemcsék (kvarc, plagioklász, akcesszórius cirkon, biotit, közettörmelék) megjelenése a metagrauwackében (172,0 m); (e) Félig sajtalakú, gyakran zónás plagioklászok metahomokkőben (170,2 m); (f) Echinodermata töredéke karbonátosodott metahomokkőben (182,9 m). Rövidítések: Bt = biotit; F = földpát (plagioklász); Lv = vulkáni közettörmelék (átalakult, neutrális-bázisos jellegű alapanyag); Zrn = cirkon

Az alsó szakasz valamivel durvább szemcseméretű, ebben a szemcsevázú metahomokkő uralkodik, illetve itt jelennek meg a kvarcerekkel erősen átjárt, helyenként breccásodott kovapala betelepülések. A metahomokkő törmelékes szemcséi között – az ásványtöredékek mellett – neutrális (plagioklász mikrofénokristályokat, illetve mikrolitokat tartalmazó) és bázisos jellegű vulkáni közettörmelék egyértelműen azonosítható, továbbá finomszemcsés törmelékes üledékes kőzet törmeléke szintén megfigyelhető (23. ábra).



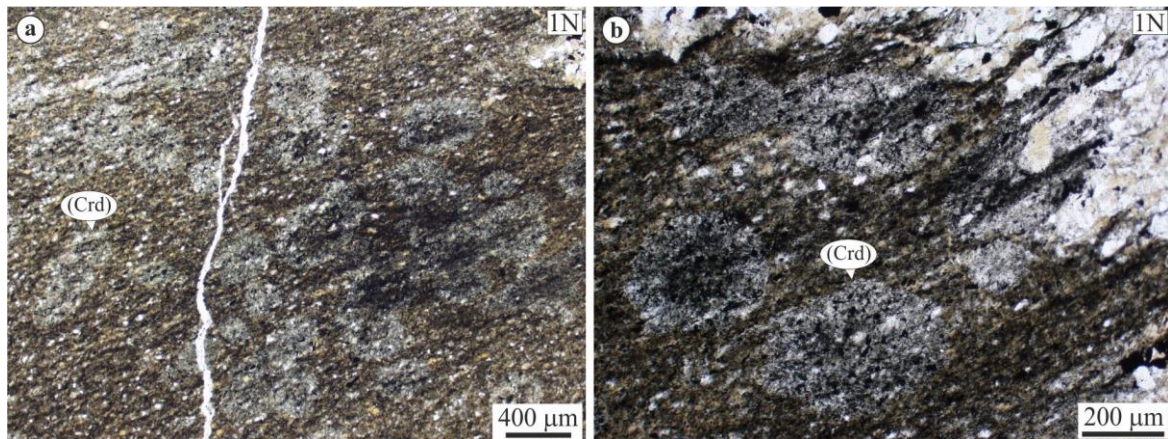
23. ábra

Törmelékes homokszemcsék a Szalatnaki-egységben (Szalatnak-3 fúrás)

(a) és (b) Az ásványtöredékek (kvarc, plagioklász, biotit) mellett gyakori vázalkotó szemcsé a különböző szövetű vulkáni közettörmelék (170,6 m); (c) Vulkanit alapanyag-fragmentumok és törmelékes üledékes közettörmelék rosszul osztályozott metahomokkőben (351,0 m); (d) Vulkanitszemcsék részlegesen karbonáttal cementált metahomokkőben (435,1 m); (e) és (f) Elterő szövetű vulkanitszemcsék (alapanyag-fragmentumok) metahomokkőben (443,0 m). Rövidítések: Bt = biotit; F = földpát; L = erősen átalakult közettörmelék (bázisos vulkanit?); Ls = üledékes közettörmelék; Lv = vulkáni közettörmelék; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc

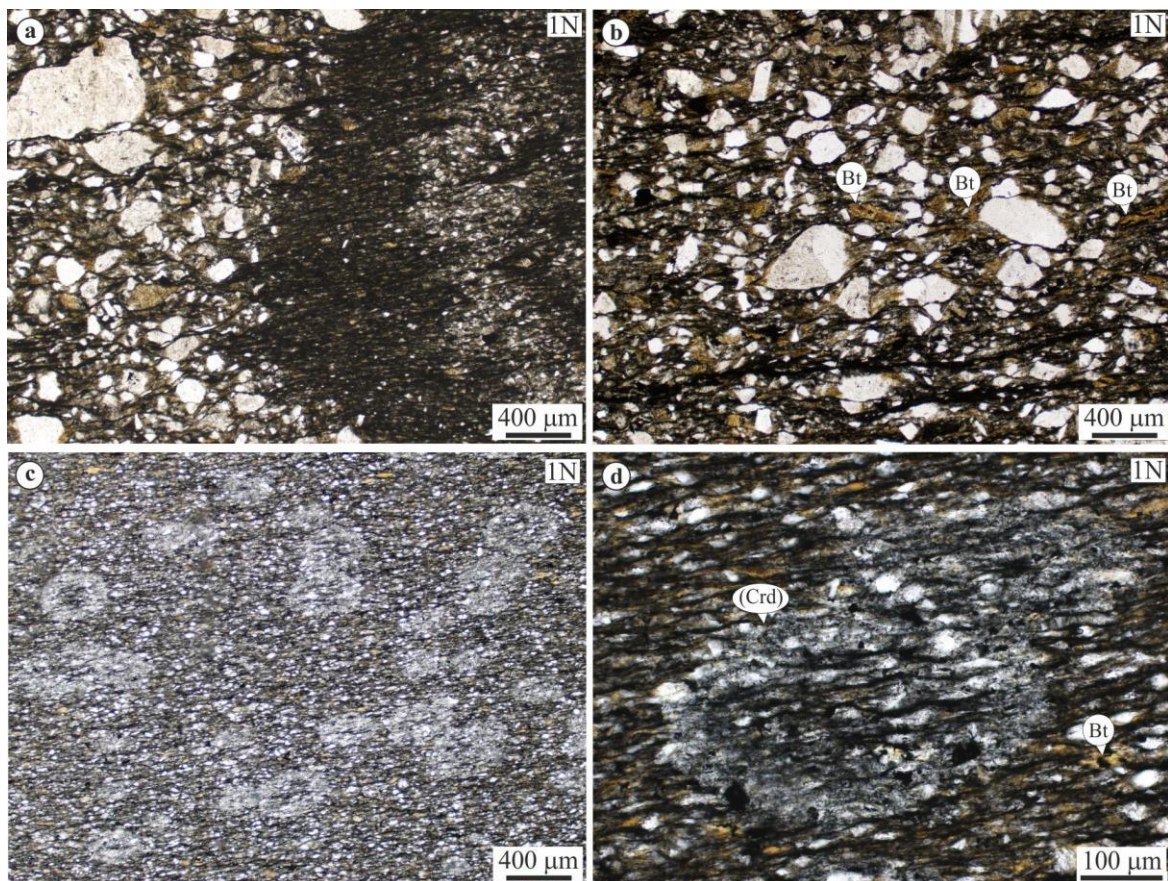
A Szalatnak-3 fúrás teljes szakaszából csupán egyetlen mintában (~260 tanulmányozott vékonycsiszolat közül) jelent meg a valószínűleg cordierit utáni pszeudomorfóza (24. ábra), a szemcsék körüli nyomásárnyék szerkezetek kialakításában (ahol megjelenik) pedig a szericit és a klorit szerepe – a biotit mellett, ami a felső szakaszban

szembetűnőbb – szintén meghatározó. A biotit domináns jellege a Szalatnak-4 fúrásból rendelkezésre álló néhány metagrauwacke–metaaleurolit kőzetmintát jellemzi (25. ábra).



24. ábra

Cordierit utáni pseudomorfózák megjelenése a foliált agyagpalában (Szalatnak-3 170,2 m)
 Rövidítés: (Crd) = cordierit utáni pseudomorfóza. Megjegyzés: a lokálisan kialakult pseudomorfózák hossz tengelye nem követi minden esetben a foliáció irányát, helyenként az orientáció véletlenszerű

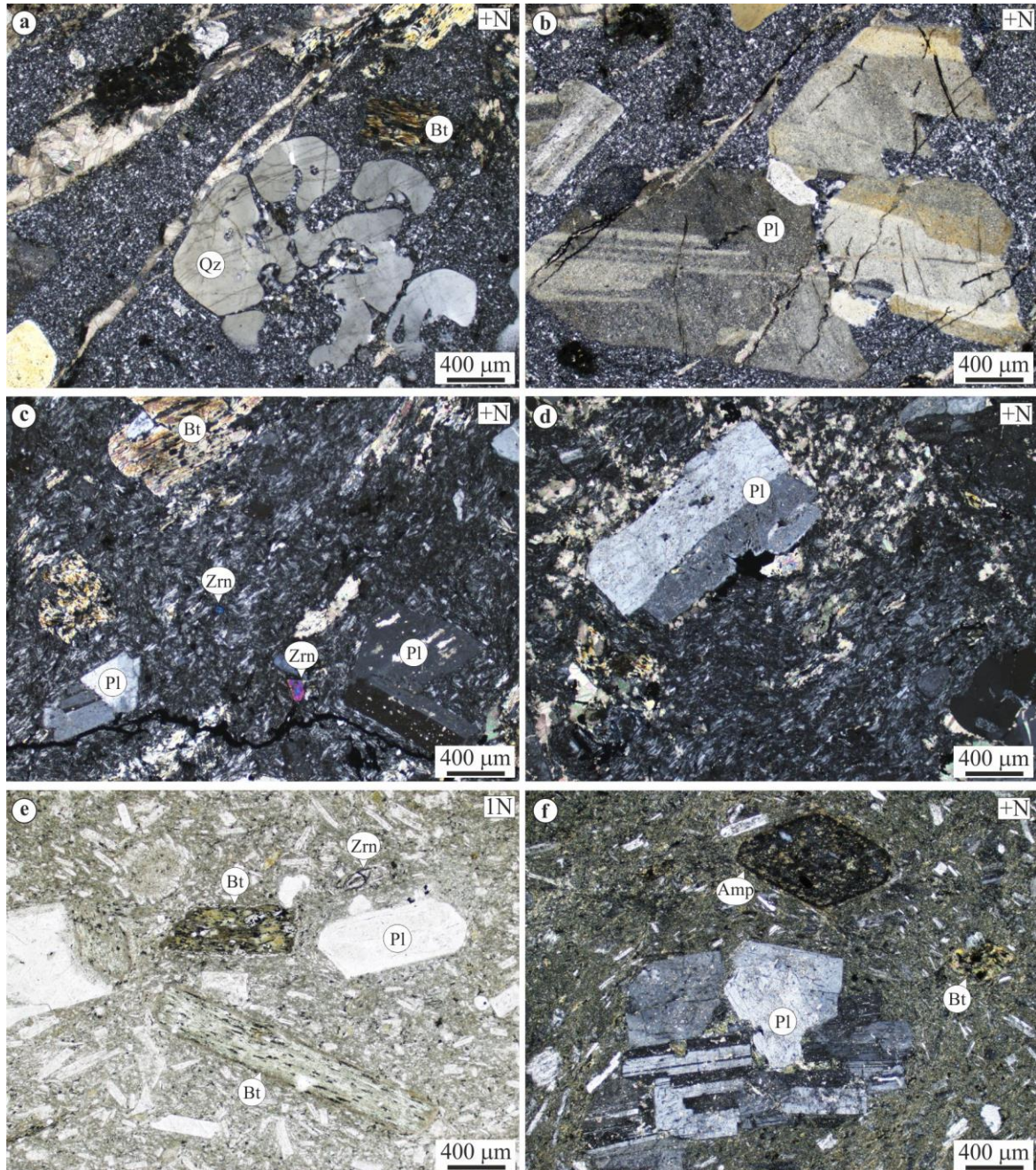


25. ábra

A Szalatnaki Agypala reprezentatív mintái a Szalatnaki-egységben (Szalatnak-4 fúrás)
 (a) Az üledékes lemezességre közel merőleges, erősen fejlett foliáció rosszul osztályozott metagrauwacke–agyagpala mintában (533 m); (b) A mátrixban megjelenő orientált biotit és a szemcsék körül megfigyelhető szinkinematikus biotit nyomásárnyék szerkezetek metagrauwackében (533 m); (c) és (d) Valószínűleg cordierit utáni pinit pseudomorfózák szerves anyagban gazdag agyagpalában (355 m).

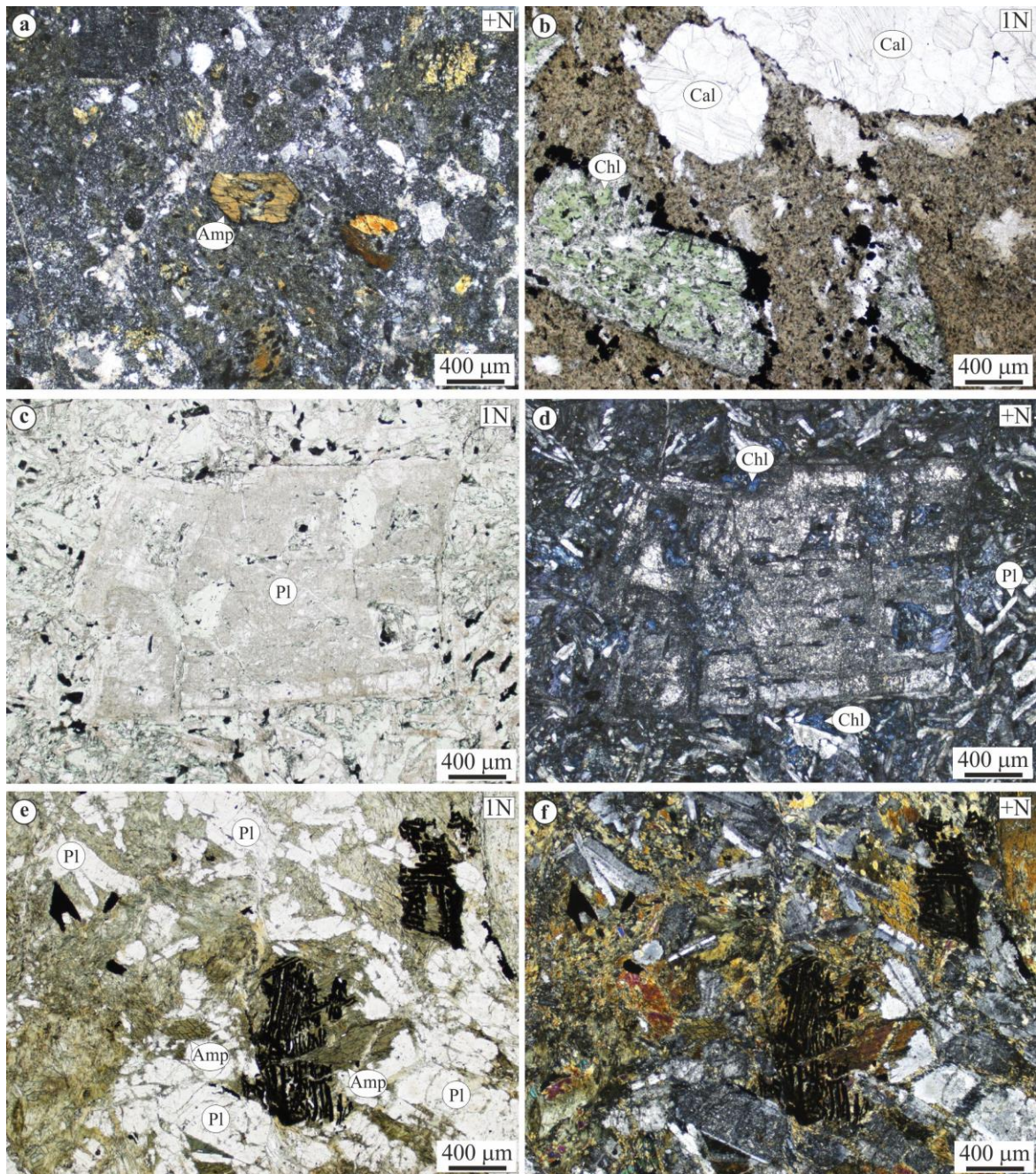
Rövidítések: Bt = biotit; (Crd) = cordierit utáni pseudomorfóza

A Szalatnak–3 fúrásból rendelkezésre álló fedett vékonycsiszolatok (finomszemcsés konglomerátum, továbbá szelektált kavicsokból készült preparátumok) petrográfiai vizsgálata alapján a durvatörmelékes szakaszt közepesen–jól koptatott, rosszul osztályozott kavicsokból álló polimikt konglomerátum alkotja. A teljes minták (fűrőmagok) hiányában reprezentatív mennyiségi leírásra nincs mód, csupán a forrásterület közettani összetételére utaló minőségi jellemzés adható meg. Ez alapján a kavicsanyagban egyértelműen a (meta)vulkáni kőzettörmelékek a dominánsak (26. és 27. ábra).



26. ábra

Átalakult vulkanitkavicsok jellemző szövete a Szalatnaki-egységben (Szalatnak–3 fúrás) (a) és (b) Porfíros mikroholokristályos szövétű neutrális vulkanit (andezit?) plagioklász, átalakult biotit és alárendelten rezorbeált kvarc (mikro)fenokristályokkal (209,5 m); (c) és (d) Karbonátosodott vulkanitkavics átalakult (mikro)fenokristályokkal az irányított, trachitos szövétű alapanyagban (236,8 m); (e) és (f) Plagioklász, biotit és amfibol fenokristályok pilotaxitos jellegű, kloritosodott és szericitesedett alapanyagban (266,8 m). Rövidítések: Amp = amfibol; Bt = biotit; Pl = plagioklász; Qz = kvarc; Zrn = cirkon



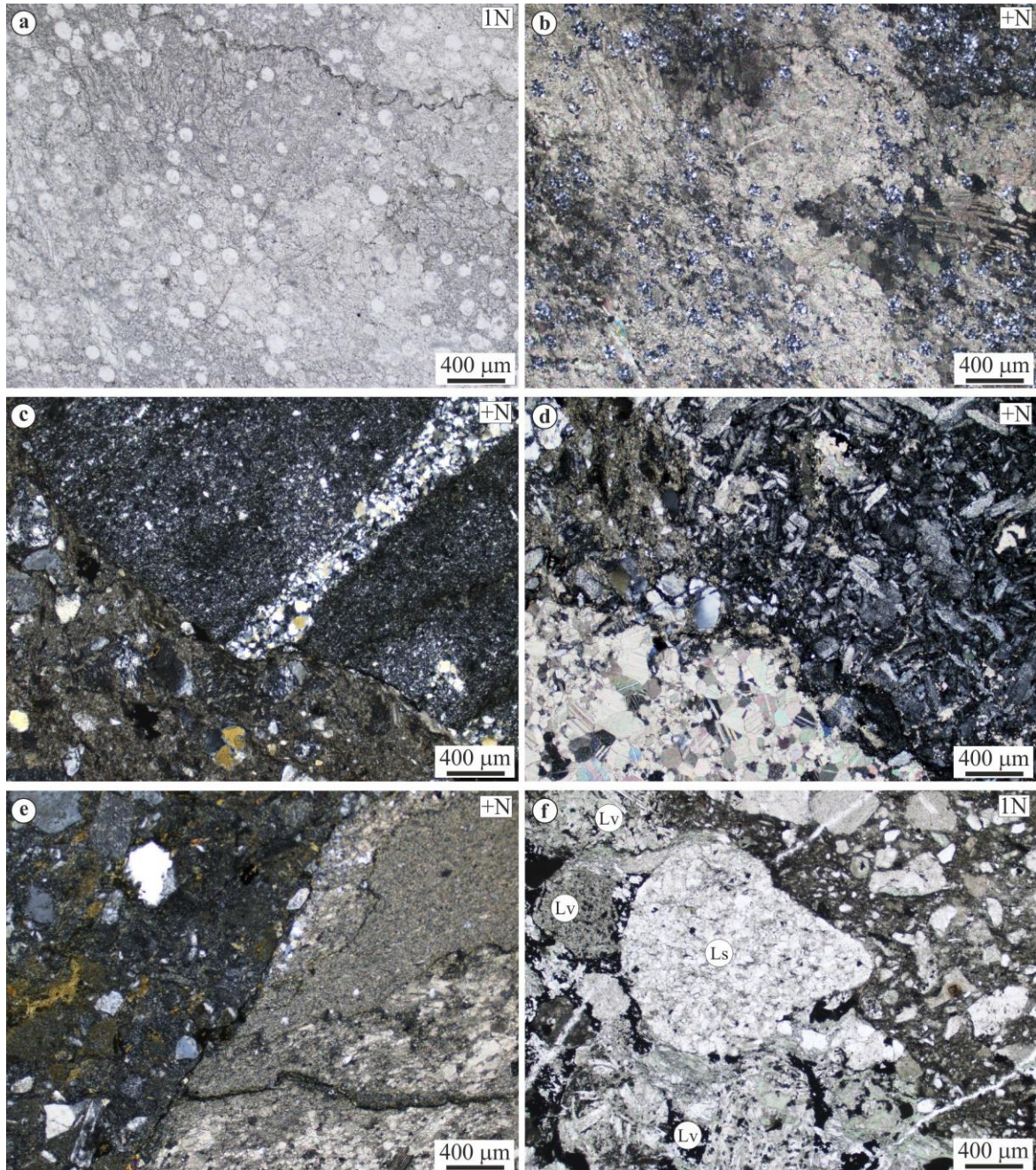
27. ábra

Átalakult magmás kőzettörmelékek jellemző szövete a Szalatnaki-egységben (Szalatnak-3 fúrás)

(a) Amfibol mikrofenokristály átkristályosodott intermedier vulkanitban (271,8 m); (b) Mandulaköves metabazalt kloritosodott és opacitosodott mafikus elegyrésszel, nagyobb hőmérsékletű átkristályosodásra utaló (II. típusú deformációs ikrek megjelenése) másodlagos kalcit kitöltéssel (281,0 m); (c) és (d) Porfíros interszertális szövetű, átalakult bázisos kiömlési kőzet törmeléke szericitesedett plagioklász fenokristálllyal kloritosodott alapanyagban (300,4 m); (e) és (f) Szubofitos szövetű, átalakult, valószínűleg bázisos szubvulkáni kőzet (mikrogabbró) kavicsa a durvatörmelékes szakaszban (257,7 m). Rövidítések: Amp = amfibol; Cal = kalcit; Chl = klorit; Pl = plagioklász

Kemizmus alapján a (meta)vulkanitokon belül egyértelműen az intermedier változatok uralkodnak (szövet: porfíros mikroholokristályos, trachitos, pilotaxitos), kisebb arányt képviselnek a bázisos vulkáni és szubvulkáni kőzetváltozatok (szövet: porfíros interszertális, mandulaköves, szubofitos). A savanyú (szub)vulkanitok (dácitos jelleggel) megjelenése bizonytalan, mennyiségük egyértelműen alárendelt. A kavicsanyagban

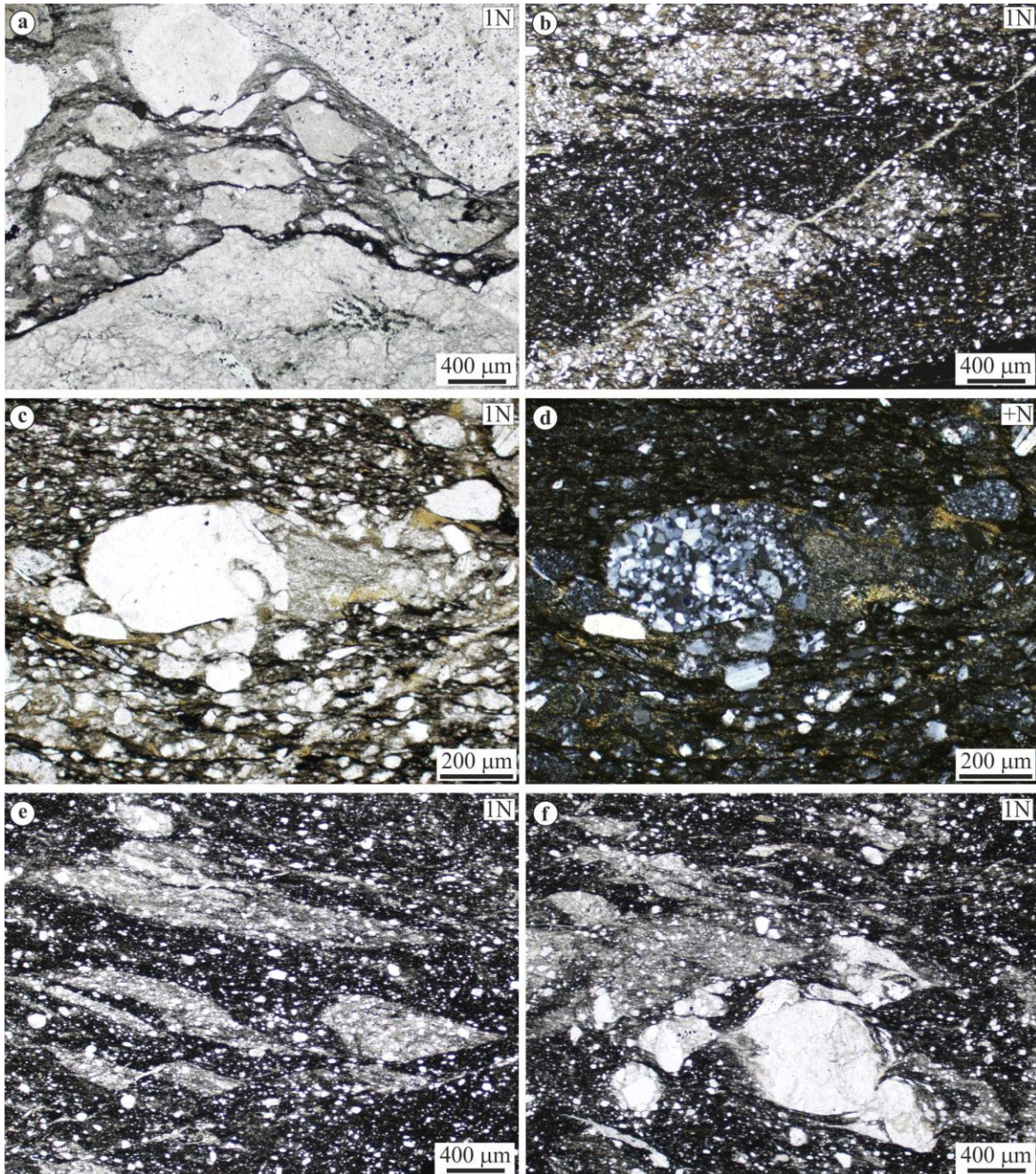
azonosíthatók továbbá (meta)üledékes kőzetek (sziliciklasztos és karbonátos) törmelékei, bár mennyiségük nem számottevő (28. ábra). A durvakristályos karbonátváltozatok, továbbá helyenként a szemcsék közötti karbonátcement – a mandulaköves metabazalt másodlagos kalcitkitöltéséhez hasonlóan – metamorf átkristályosodáson estek át, ugyanis kalcitban a II. típusú deformációs ikerlemezek megjelenése minimálisan 200–300 °C hőmérsékletet jelez (Burkhard, 1993; Ferill et al., 2004).



28. ábra

Átalakult üledékes kőzettörmelékek jellemző szövete a Szalatnaki-egységben (Szalatnak–3 fúrás) (a) és (b) Karbonátosodott kovakőzet valószínűleg radioláriák maradványaival (228,0 m); (c) Sávos kovakőzet töredéke (237,0 m); (d) II. típusú deformációs iker megjelenése kalcitban: márványkavics részlete (balra lent) bázisos vulkanitkavics (jobbra) mellett (237,0 m); (e) Átkristályosodott, karbonátkavics mikrosztzilolitokkal (274,3 m); (f) Törmelékes üledékes kőzet töredéke bázisos vulkanitszemcsék társaságában (281,0 m). Rövidítések: Ls = üledékes kőzettörmelék; Lv = vulkáni kőzettörmelék

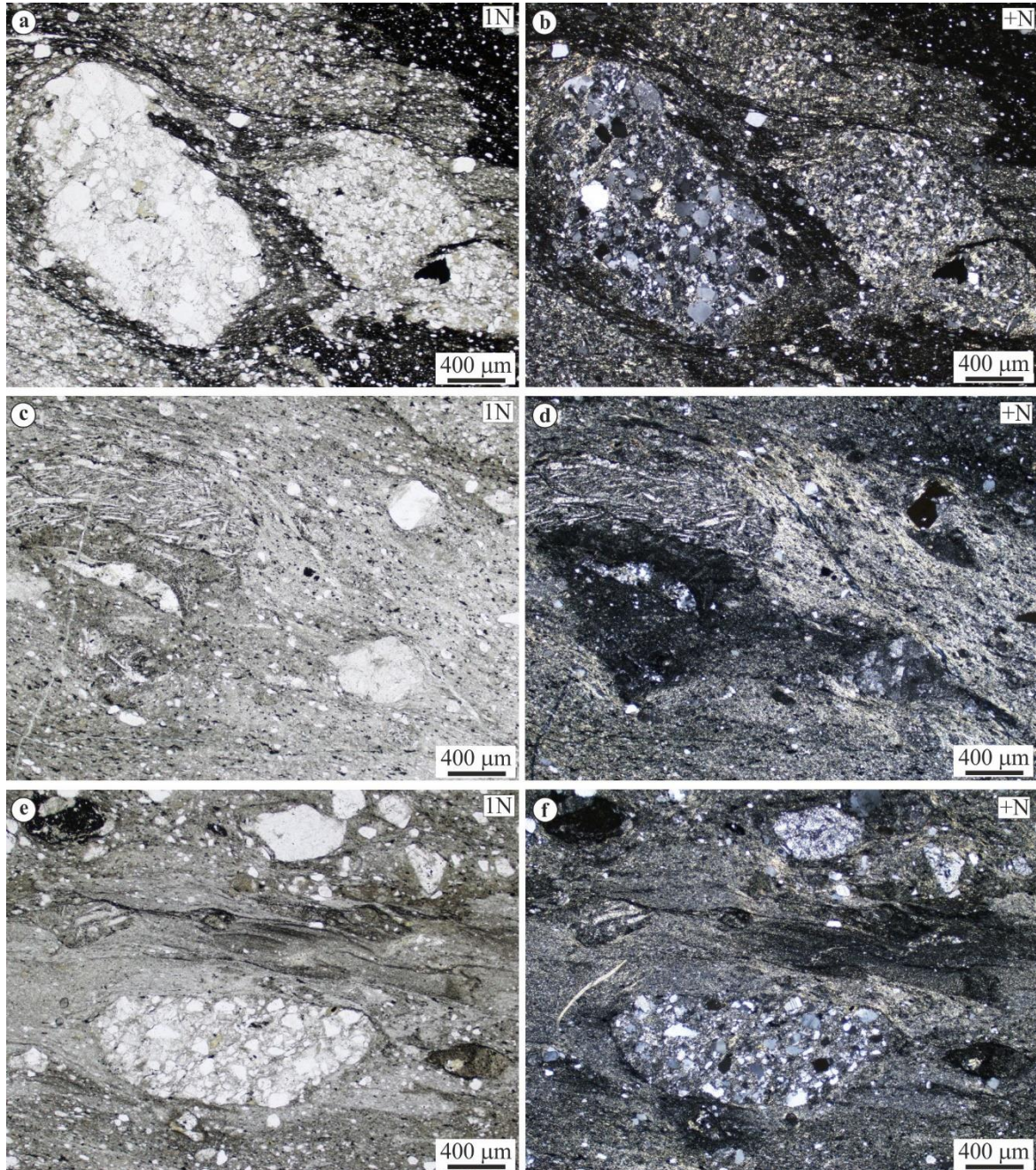
A képződményben gyakoriak az üledékes lemezességet elmetsző mikrovetők (Mészáros et al., 2017), továbbá a kőzetek különböző mértékű töréses–képlékeny deformációt szenvedtek (29. és 30. ábra). A megszakadó, nyomásoldódási jellegű foliációval párhuzamosan rendeződnek el a durvább szemcseméretű szakaszok kisebb, ellapult lencseszerű vagy szigmoid klasztjai, amelyek körül gyakran enyhén aszimmetrikus, szericit és klorit (\pm biotit) alkotta nyomásárnyék szerkezetek figyelhetők meg.



29. ábra

Deformációra utaló szöveti bélyegek a Szalatnaki-egység rétegsorában (Szalatnak–3 fúrás)
 (a) Irányítottan elhelyezkedő, ellapult, lencseszerű és szigmoid alakú klasztok (vulkáni közettörmelék) a másodlagos foliációt kijelölő nyomási oldódásos varratokkal (288,9 m); (b) Széttagoló homokkölencsék, szegélyükön nyomásoldódási foliációval (347,0 m); (c) és (d) Erősen fejlett nyomásoldódási foliáció orientált klasztokkal, körülöttük helyenként aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetekkel (347,0 m); (e) és (f) Irányítottan elhelyezkedő, széttagolt homokkölencsék, valamint szigmoid alakú klasztok szárnyaikon enyhén aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetekkel deformált aleurolitpalában (388,5 m)

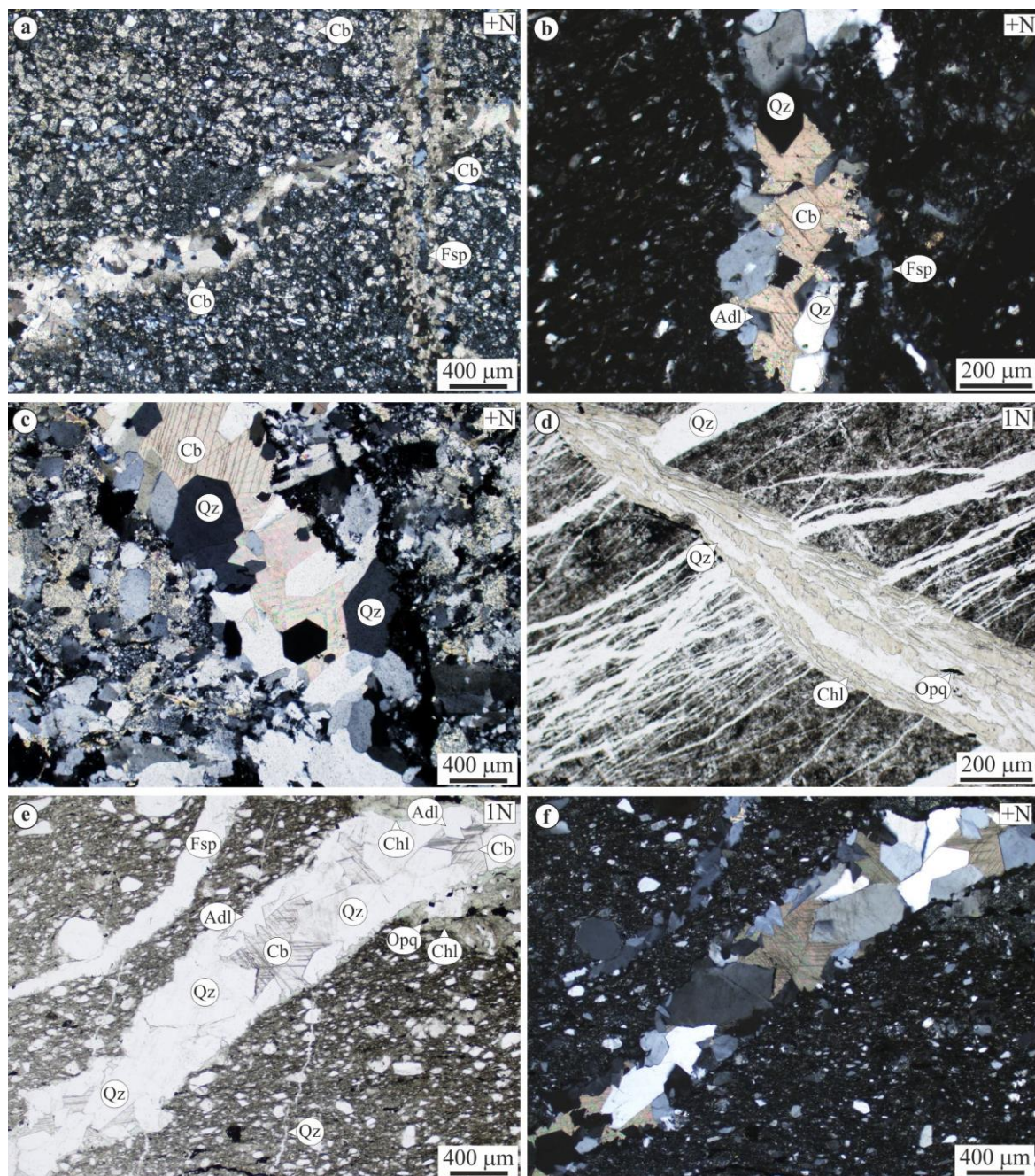
A nyomásoldódási varratok mellett egyes minták mátrixában az orientáltan elhelyezkedő filloszilikátok (elsősorban szericit) sűrű, folytonos foliációt jeleznek (30. ábra). Ezek a petrográfiai bélyegek – hasonlóan a Horváthertelendi-egység rétegsorához (Mészáros, 2015; Mészáros et al., 2015b, 2016a, 2019) – a Szalatnaki-egység szilur képződményeinek tektonikus eredetű (töréses–képlékeny) deformációját tükrözik.



30. ábra

Képlékeny deformációt jelző bélyegek a Szalatnaki-egység rétegsorában (Szalatnak–3 fúrás)
 (a) és (b) A nyomási oldódásos jellegű foliációnak megfelelően orientált klasztok (sajátanyagú metahomokkő, illetve metaaleurolit) agyagpalában (388,5 m); (c)–(f) Szericit által kijelölt, a klasztok között hajladozó jellegű, folytonos másodlagos foliáció agyagpalában, különböző méretű és anyagú (metavulkanit, sajátanyagú metahomokkő és metagrauwacke), ellapult lencseszerű vagy enyhén szigmoid alakú klasztokkal, szárnyaikon kissé aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetekkel, amelyek egyszerű nyírásos komponensre is utalnak a deformáció során (504,5 m)

A Szalatnak-3 fúrás rétegsorában a nyomásoldódási foliációt megelőzően kialakult, deformált kvarcerek, továbbá – a posztmetamorf fluidummigráció bizonyítékaként – vékony (<1 cm), változatos szövetű, többfázisú karbonátterek, klorit-kvarc (\pm opak ásvány), földpát, továbbá kvarc-karbonát és komplex kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek figyelhetők meg; a mellékkőzet helyenként karbonátosodik vagy szericitesedik (Mészáros et al., 2017; továbbá saját megfigyelések alapján; 31. ábra).



31. ábra

Különböző érgenerációk a Szalatnaki-egység rétegsorában (Szalatnak-3 fúrás)

- (a) Többfázisú karbonátterek és a mellékkőzet karbonátosodása, továbbá földpát érkitöltés (158,3 m);
 (b) és (c) Közel egyenes lefutású, szintaxiális szövetű erek, mikrokristályos kálföldpáttal és kvarccal, helyenként fennőtt adulárkristályokkal, továbbá blokkos szövetű térkitöltő karbonáttal (427,1 m és 451,8 m);
 (d) A korai kvarcereket metsző klorit-kvarc (+ opak ásvány) kitöltésű ér kovapalában (~484 m); (e) és (f) A korai kvarcereket, a másodlagos foliáció kialakulását és a klorit-kvarc kitöltésű ereket követő földpátér, valamint adulártartalmú komplex érkitöltés (495,4 m). Rövidítések: Adl = adulár; Cb = karbonát; Chl = klorit; Fsp = földpát; Opq = opak ásvány; Qz = kvarc

Petrográfiai vizsgálataim alapján egyértelműen megállapítható, hogy a képződmény metamorf átkristályosodását és képlékeny deformációját követően alakultak ki a klorit-domináns erek, ezeket követően jöttek létre az első karbonátfázisokat tartalmazó érkitöltések, továbbá a földpátos (gyakran adalártartalmú) komplex érkitöltések, valamint a kvarc-karbonátterek. A legfiatalabb érkitöltő fázis a blokkos szövetű térkitöltő karbonát.

Összefoglalva a fenti megfigyeléseket, a Szalatnak–3 fúrás által feltárt durvatörmelékes szakaszban különböző mértékben átalakult, neutrális–bázisos (meta)vulkáni (pl. andezit, bazalt) és szubvulkáni kőzetek (pl. mikrogabbró), továbbá törmelékes és karbonátos (meta)üledékes kőzetváltozatok egymás társaságában fordulnak elő. Az összetet polimikt jellege, az összetételi és a bemutatott szöveti jellemzők alapján – a Hh–1 fúrás durvatörmelékes szakaszához hasonlóan – kizárható az adott szakasz „piroklasztikus agglomerátum” vagy „vulkáni agglomerátum” (Várszegi & Selmeczi, 1971; Fülöp, 1994), továbbá piroklasztit/olisztosztróma vagy bazalt-agglomerátum (Császár, 2005; Szederkényi et al., 2012) eredete. A korábbi petrográfiai vizsgálatok során nagy valószínűséggel az intenzíven deformált szakaszokban megfigyelhető szöveti bélyegeket (pl. 29. és 30. ábra) értelmezték látszólagos folyásos közetszövetként, ami a megtévesztő piroklasztit besorolást eredményezte. A későbbi összefoglaló munkák ezt petrográfiai reambuláció nélkül vették át, ami egymásnak ellentmondó értelmezésekhez vezetett (pl. olisztosztróma vagy bazalt-agglomerátum feltételezése). Véleményem szerint a lokális és a regionális korreláció során a Szalatnaki-egység tengeri ősmaradványokkal igazolt szilur rétegsorát olyan – polimikt konglomerátumot tartalmazó – törmelékes üledékes kőzetegyüttesként szükséges kezelni, ami kisméretű metamorf folyamatok, töréses–képlékeny deformációs események és többfázisú fluidumhatás eredményeként alakult át.

2.1.4. A Horváthertelendi-egység és a Szalatnaki-egység metaüledékes képződményeinek összehasonlítása: lokális korreláció

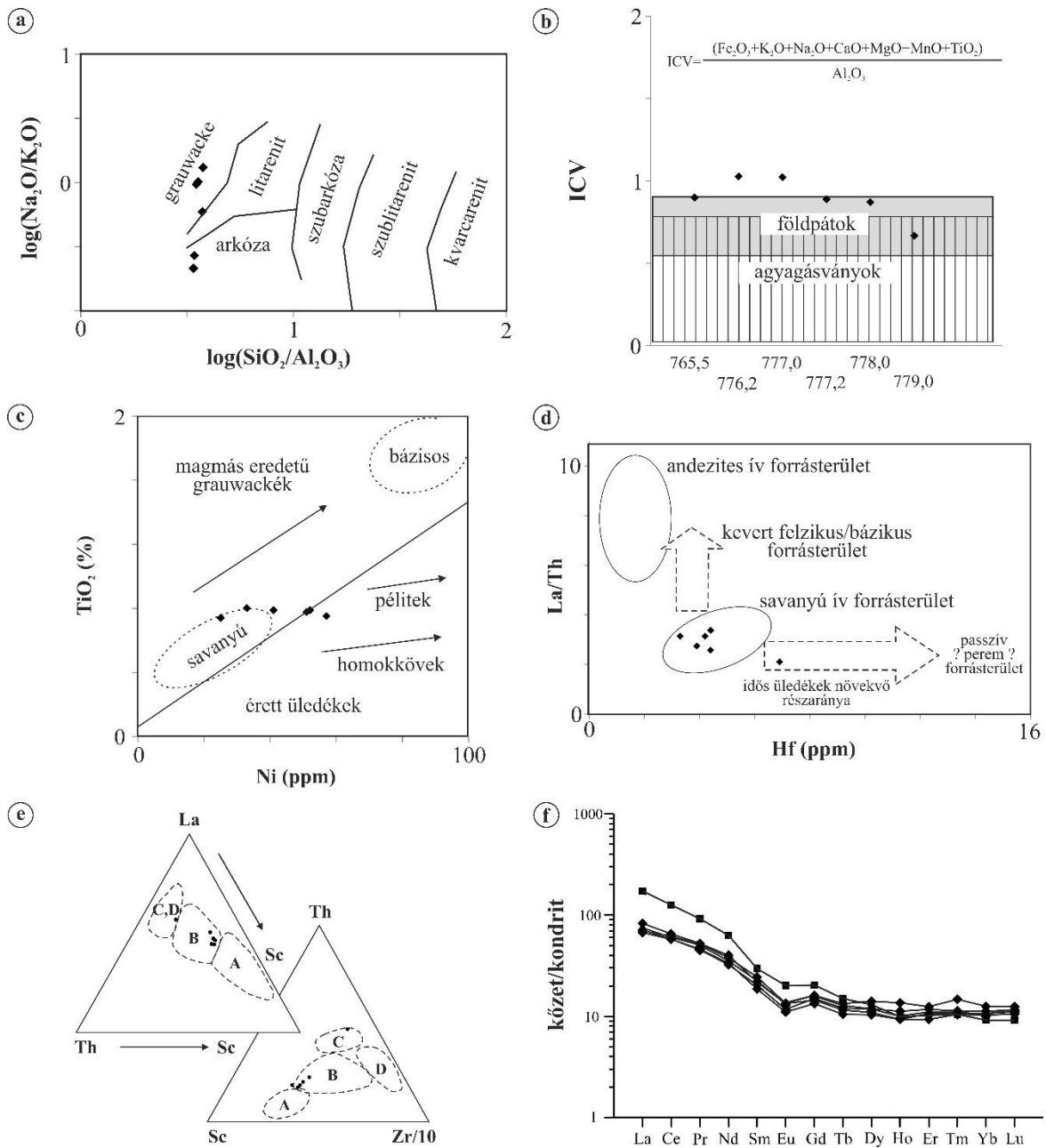
A petrográfiai eredmények alapján mind a Horváthertelendi-, mind a Szalatnaki-egység metaüledékes rétegsora szerves anyagban gazdag agyagpala, metaaleurolit (aleurolitpala), polimikt metahomokkő és metakonglomerátum váltakozásából épül fel. Jellemző bélyeg a kőzetek szöveti (pl. helyenként jelentős mátrixtartalom, grauwacke megjelenése) és összetételi (pl. instabilis ásványok és vulkáni/szubvulkáni kőzettörmelékek nagy aránya; litarenit, litikus arkóza gyakorisága) éretlensége.

A Hh-1 fúrásból vizsgált homokkövek vázalkotó szemcséi, továbbá a kavicsok minőségi és mennyiségi összetétele alapján a forrásterületen egyértelműen a plagioklászban gazdag neutrális–savanyú (szub)vulkáni kőzetváltozatok domináltak, amelyekhez idősebb törmelékes és – alárendelten – karbonátos kőzetek társultak. A szelektált mintákon végzett teljes kőzet geokémiai vizsgálatok eredménye alátámasztotta az összetételi megállapításokat, továbbá a felvázolt lehordási területet (32. ábra). Mészáros et al. (2019) alapján az Al-gazdag metapelitek (grauwacke és arkóza a geokémiai osztályozás szerint) nagy ICV-indexszel rendelkeznek (Index of Compositional Variability, Cox et al., 1995), ami tektonikailag aktív környezetben képződött, geokémiaileg éretlen üledékes összetlet jelez (Cox et al., 1995; Varga, 2005). A képződmény viszonylag jelentős Fe_2O_3 koncentrációja (4,2–8,4%) valószínűleg a nagy klorittartalomnak köszönhető. A fő- és nyomelemekre épülő diszkriminációs diagramok (Bhatia & Crook, 1986; Floyd & Leveridge, 1987; Floyd et al., 1989; 32. ábra) savanyú vulkáni ívnek (kontinentális szigetív) megfelelő felzikus forrásterületet jeleznek. A ritkaföldfémek mennyisége alapján (~127–260 ppm), továbbá a kondritos összetételre (McLennan, 1989) normált sokelemes diagram értelmezése szerint a vizsgált mintákban a könnyű ritkaföldfémek szisztematikus dúsulása és frakcionációja figyelhető meg, negatív Eu-anomáliával és a nehéz ritkaföldfémek számottevő frakcionáció nélküli dúsulásával (elhanyagolható meredekségű, közel vízszintes görbeszakasz). Ezek a bélyegek kontinentális forrásterületű (felső kontinentális kéreg eredetű) törmelékes üledékes kőzetekre jellemzőek (Taylor & McLennan, 1985; McLennan, 1989; Varga, 2005). A kőzettani és a geokémiai eredmények integrált értelmezése alapján a felzikus (sziliciklasztos) törmelék forrásterülete valószínűleg már inaktív (azaz idősebb) neutrális–savanyú vulkáni ív lehetett, amihez számottevő mennyiségű áthalmozott, kvarcdús üledékes kőzet törmeléke keveredett (Mészáros et al., 2019).

A Szalatnaki-egység reprezentatív fúrásaiból vizsgált homokkövek vázalkotó szemcséi, továbbá a kavicsok minőségi összetétele alapján a kapcsolódó forrásterületen plagioklászban gazdag neutrális–bázisos (szub)vulkáni kőzetváltozatok uralkodtak, amelyekhez kisebb arányban üledékes kőzetek társultak. Ezekből a mintákból geokémiai vizsgálatra nem volt mód, de a kőzettani összetétel tükrében kijelenthető, hogy a két terület törmelékanyaga – a nyilvánvaló párhuzamok mellett (pl. a plagioklászban gazdag, neutrális vulkanitok törmelékének uralkodó jellege) – lényegesen eltérő, tehát a két egység paleozoos metaüledékes képződményei közvetlenül nem feleltethetők meg egymásnak (Mészáros, 2015; Kiss, 2017; Mészáros et al., 2017, 2019; továbbá saját megfigyelések).

Figyelembe véve, hogy a Szalatnaki-egységben feltárt rétegsorok alsó szakaszáról ismertek a szilur kort (llandoveryi–wenlocki, 428–430 millió év) bizonyító ősmaradványok (7. ábra), továbbá a durvatörmelékes szakasz és a felette elhelyezkedő agyagpala–metahomokkő kifejlődés egyik területen sem tartalmazott korjelző ősmaradványt, feltételezhető, hogy ennek a valamivel fiatalabb (wenlocki–ludlowi?) szakasznak felel meg a Hh-1 fúrás durvatörmelékes kifejlődéssel induló rétegsora. Megjegyzendő továbbá, hogy a két egység képződményei forrásterületileg részben elkülönült üledékgyűjtő medencében halmozódtak fel. A megfigyelt kőzettani párhuzamok (pl. ásványos összetétel, szöveti

bélyegek, átalakulási folyamatok jellege és mértéke) azonban alátámasztják a két terület azonos litosztratigráfiai besorolását (Szalatkai Agyagpala Formáció), véleményem szerint elkülönítésük – a jelenlegi ismertségi szinten – nem indokolt.



32. ábra

A Horváthertelendi-egység (Hh-1 fúrás) metapélites kőzeteinek osztályozása és lehordási területe a teljes kőzet geokémiai vizsgálatok eredményei alapján (Mészáros et al., 2019, módosítva) (a) A főelemekre épülő geokémiai osztályozás Pettijohn et al. (1972) szerint; (b) A kémiai összetétel érettségének meghatározása az ICV-index alapján (Cox et al., 1995); (c) A forráskőzetek átlagos összetételének meghatározása Floyd et al. (1989) szerint; (d) A lehordási terület kőzettani összetételére utaló diagram Floyd & Leveridge (1987) alapján; (e) Grauwackéokra kidolgozott háromszögdiagramok az üledékgyűjtő medence lemeztectonikai helyzetének megadására (Bhatia & Crook, 1986). Rövidítések: A = óceáni szigetív; B = kontinentális szigetív; C = aktív kontinentális perem; D = passzív perem; (f) A ritkaföldfémek kondritos meteorit összetételére (McLennan, 1989) normált eloszlása

A Horváthertelendi- és a Szalatkai-egység paleozoos metaüledékes képződményei között a kisméretű metamorf folyamatok, a kapcsolódó töréses-képlékeny deformációs

események és a többfázisú fluidumhatás (pl. érkitöltések) szerepében számos párhuzam vonható, de jelentős eltérések is megfigyelhetők, amelyekre a korrelációkor ügyelni kell.

A Horváthertelendi- és a Szalatnaki-egységből származó agyagpalában megjelenő szénült szerves anyag Raman-spektrumára épülő termometriai módszerek, továbbá a rétegszilikátok XRPD vizsgálata alapján a Szalatnaki Agyagpala Formáció közetei kifsokú (epizónás) metamorfózist szenvedtek. A két területre jellemző maximális metamorf hőmérséklet azonban eltérő. A Szalatnaki-egységben feltárt szilur összlet maximális metamorf hőmérséklete a Horváthertelendi-egységben becsült $\sim 350\text{--}370\text{ }^\circ\text{C}$ -nál (Mészáros et al., 2016a, 2019) magasabb, $\sim 400\text{--}430\text{ }^\circ\text{C}$ -os átalakulást jelez (Mészáros et al., 2017). A Szalatnaki-egységben azonban kontakt metamorf folyamatok hőmérsékleti hatása egyértelműen kimutatható (pl. Árkai, 1991; Árkai et al., 1995; Mészáros et al., 2017), ezért véleményem szerint regionális korrelációs szempontból a Horváthertelendi-egységből rendelkezésre álló adatokat célszerű elsődlegesen figyelembe venni.

A metamorfózis geodinamikai körülményeit leíró nyomásviszonyoknál szintén hasonló a helyzet: az illit b_0 paraméter a Horváthertelendi-egységben közepes nyomású regionális metamorfózissra utalt (Mészáros et al., 2016a, 2019), míg a Szalatnaki-egységben kisnyomású jelleg volt kimutatható (Árkai et al., 1995; Mészáros et al., 2016a, 2017). Mészáros et al. (2017) a biotit és a cordierit utáni pszeudomorfózák szöveti helyzete alapján (elsősorban a Szalatnak–4 fúrás mintái alapján) azok regionális metamorf képződését feltételezték, a biotitot ehhez kapcsolódóan indexásványként kezelték, ami lényegi eltérést sugallt a két terület között. Megfigyeléseim szerint azonban a cordierit utáni pszeudomorfózák megjelenése teljesen alárendelt a Szalatnak–3 fúrásban, a foliációhoz való viszonyuk alapján nem tekinthető szinkinematikusnak az elhelyezkedésük (24. ábra), ezért sokkal valószínűbb a kontakt metamorf eredetük. A képződésben megjelenő biotit sem tekinthető kétség nélkül a regionális metamorfózist jelző indexásványnak, eredete egyértelműen poligenetikus a metaüledékes rétegsorban. Előfordul törmelékes ásványként, klorittal együtt mafikus ásványok (pl. amfibol) átalakulási termékeként, megjelenik bázisos vulkanitok átalakulásakor a pszeudomátrixban, továbbá az erősen foliált mintákban helyi képződésű a nyomásárnyék szerkezetekben (25. és 26. ábra). Ez utóbbi esetben – a cordierit utáni pszeudomorfózák miatt – kontakt metamorf eredete valószínűsíthető, ami összhangban van Árkai (1991) és Árkai et al. (1995) korábbi megállapításával. A biotittartalom következtében (b_0 értékének csökkenése) az agyagfrakció XRPD vizsgálati eredményei a Szalatnaki-egységben csak tájékoztató jellegűnek tekinthetők, a geodinamikai környezet leírására – véleményem szerint – nem alkalmasak. A metamorfózis körülményeinek pontosításához további célzott vizsgálatok (pl. szövetszelektív ásványkémiai elemzések) szükségesek. Mindezeket figyelembe véve megállapítható, hogy a tágabb korreláció során a Szalatnaki Agyagpala Formáció képződményei olyan törmelékes rétegsornak tekinthetők, ami kifsokú, közepes nyomású regionális metamorfózison esett át, 310 millió év körüli variszkuszi csúcsmetamorfózissal és ~ 290 millió éves (posztvariszkuszi) kiemelkedéssel (Mészáros et al. 2019).

Az üledékes összlet metamorf átkristályosodását és képlékeny deformációját követően fellépő fluidummigrációs folyamatok közül az adulártartalmú kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek mindkét egységben jellemzőek, ezért korrelációs szempontból paleohidrologiai kapcsolat jelzésére alkalmasak lehetnek. A kifejlődési területek közötti hasonlóságok/különbségek megadásakor meg kell említeni a Horváthertelendi-egységben nyomozható fiatal (miocén?) átalakulási folyamatokat is, amelyek az opak fázisok (pl. pirit) oxidációját, a limonitos impregnációt, továbbá a fészkekben és erekben kimutatható kaolinit megjelenését okozták (Mészáros et al., 2016a). A Szalatnaki-egység típuszelvevényében ettől nagy valószínűséggel a fedőközetek védték meg a szilur összlet jelentős részét, ami megmagyarázza a kapcsolódó petrográfiai különbségeket.

2.1.5. *A Szalatkai Agyagpala Formáció összehasonlítása a környező alsó paleozoikumi metaüledékes képződményekkel (Ófalui Formációcsoport, Bátaapáti Metahomokkő Formáció): lokális korreláció*

A Tiszai-főegység dél-dunántúli részén két olyan ópaleozoikumi képződmény ismert, amelyeket a lokális korreláció szempontjából tárgyalni szükséges. A jelenlegi hivatalos nevezéktan szerint az Ófalui Formációcsoportban (Kövespataki Kvarcfillit Formáció) és a Bátaapáti Metahomokkő Formációban fordulnak elő karbonnál idősebb törmelékes eredetű metaüledékes kőzetek (Balla et al., 2009).

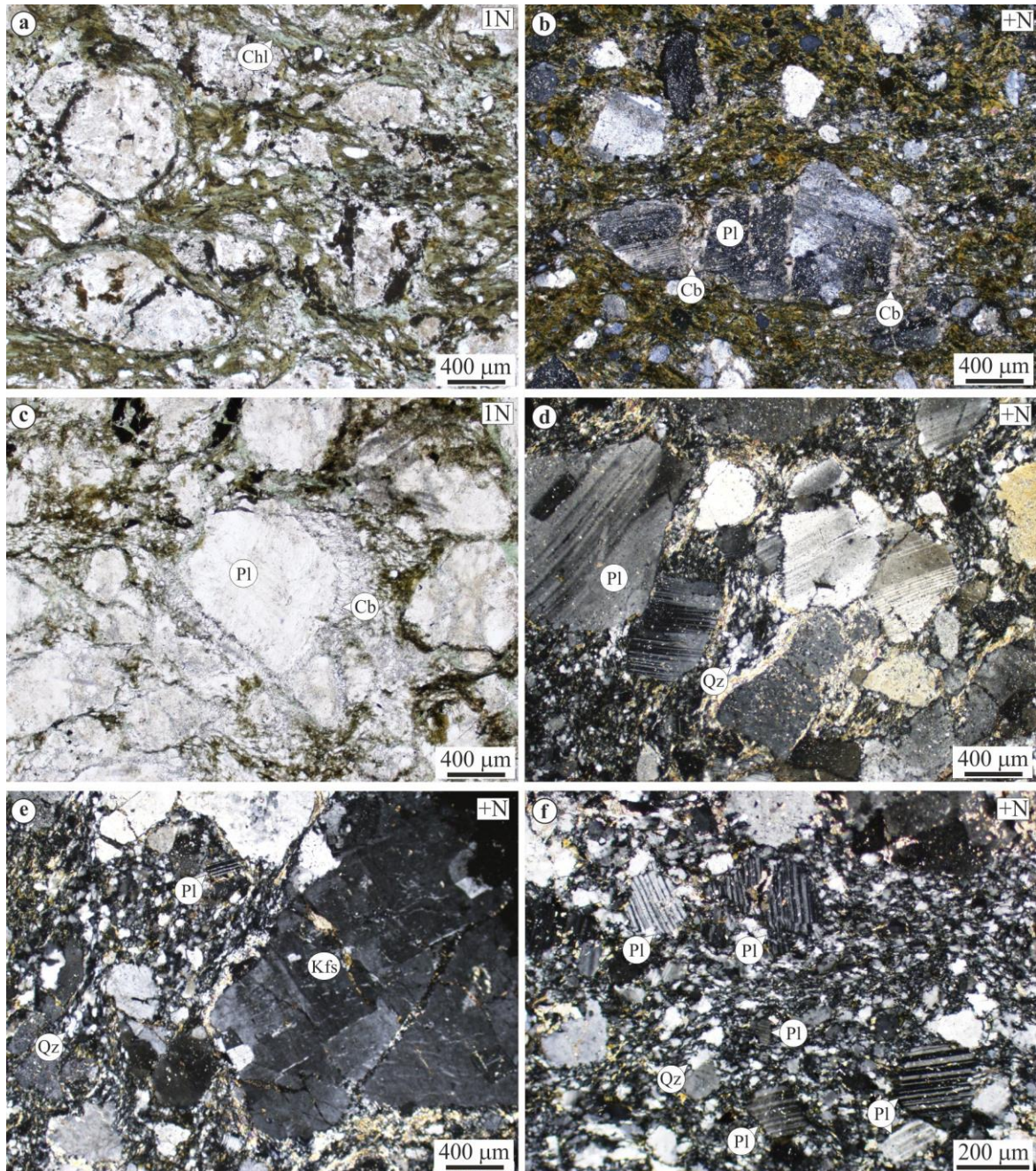
Szederkényi (1998) a Szalatkai Agyagpala Formáció és az „Ófalui Fillit Formáció” bizonyos kőzetei közötti rokonságot vetette fel, ami megjelent Császár (2005) összefoglaló munkájában is. Az Ófalu környéki földtani alapszelvények kutatása során megállapították, hogy ez a korábbi rétegtani egység metavulkanitokkal társult metagrauwacke rétegsort tartalmaz, Bátaapáti környezetében pedig metahomokkő és metakonglomerátum váltakozása található (Szederkényi, 1987; Fülöp, 1994; Szederkényi et al., 2012 és az általuk hivatkozott irodalmak). Az egykori leírások szerint a kistektonikus metagráuwacke filloszilikátokból álló mátrixban (pl. ~20–25% klorit, csillámok) plagioklász-törmelék (~20%) tartalmaz, kőzettörmeléként metabazalt (spilit, diabáz), andezit és tűzkő fordul elő. Gyakori továbbá a kvarc (~20%) megjelenése, ami többnyire nyírás következtében kihengerelt kvarclencséket alkot (Fülöp, 1994). A metagrauwackében minden esetben hipidiomorf–idiomorf mikroklin is megjelent (max. 20–25%). Ez az összetétel látszólag valóban hasonlíthat a Szalatkai Agyagpala jellemző kőzetösszetételére, azonban a mikroklin a szilur képződményekben nem fordult elő.

Az Ófalu térségében végzett reambulációs vizsgálatok eredményei szerint (M. Tóth et al., 2005; Balla et al., 2009 és az általuk hivatkozott irodalmak) a Mecsek-alja-zónában tanulmányozható kőzetek (Ófalui Formációcsoport) tektonikus eredetűek (metamorfizált tektonikus megabreccsa), továbbá intenzív képlékeny nyírás (milonitosodás) estek át. A milonitosodás kora (poszt)variszkuszi (270–303, illetve 294–307 millió év). Megállapították, hogy a korábban bázisos–neutrális metavulkanitnak és metagrauwackénak tartott kőzetek valójában gneisz/(meta)granitoid nyírásos deformációt szenvedett változatai.

A Szalatkai Agyagpala Formáció metagrauwacke kőzettípusának korrelációja érdekében petrográfiai összehasonlítást végeztem a Juhodály-völgyben található alapszelvényből származó, makroszkóposan eredetileg metatufának, illetve metagrauwackénak dokumentált minták felhasználásával (33. ábra). Ezek a kőzetek kloritgazdag mátrixban nagyméretű, nem sajátalakú, sűrűn ikerlemezes (albit?) plagioklász-klasztokat tartalmaznak, kisebb arányban polikristályos kvarc, továbbá plagioklász±kvarc±fehércsillám összetételű, gneisz/(meta)granitoid eredetű kőzettörmelék, valamint nagyméretű káliföldpát (mikroklin) azonosítható a klasztok között. A klasztok helyenként irányítottan helyezkednek el, a plagioklászok körül gyakori a karbonát anyagú nyomásárnyék szerkezet megjelenése. Metavulkáni vagy metaüledékes kőzettörmelék nem figyeltem meg. Eredményeim szerint ezek a kőzetek nem párhuzamosíthatók a Szalatkai Agyagpala Formáció Horváthertelendi- vagy Szalatkai-egységéből származó metagrauwacke kifejlődésekkel (14. és 22. ábra). Összetételi és szöveti jellemzőik alapján nagy valószínűséggel a Studervölgyi Gneisz Formáció földpát-klasztokat tartalmazó, változó mértékben milonitosodott kőzeteinek (pl. Balla et al., 2009) felelnek meg.

Az Ófalui Formációcsoportban a variszkuszi metamorfózis során sziliciklasztos üledékekből képződött metaüledékes összlet az érvényes rétegtani besorolás szerint a Kövespataki Kvarcfillit Formációban található. Ezek általában kemény, palás, nagy kvarctartalmú, sötétzöld–zöldesszürke kőzetek, amelyeket kvarc, csillámok (muszkovit, biotit), klorit és kevés földpát (max. 10%) alkot (Balla et al., 2009). A szerzők a képződmény jellemzésekor kvarcszegény – metaaleurolita, illetve agyagpalára

emlékeztető – kőzetváltozatokat is leírtak, amelyekben helyenként ősmaradványok mészvázára emlékeztető „mészszemcséket” figyeltek meg. Összehasonlító petrográfiai vizsgálatra nem került sor, de a kőzettani leírás alapján – megítélésem szerint – ez a képződmény sem feleltethető meg a plagioklászban és kőzettörmelékben gazdag, durvatörmelékessé szakaszokat is tartalmazó Szalatkai Agyagpala Formációnak.



33. ábra

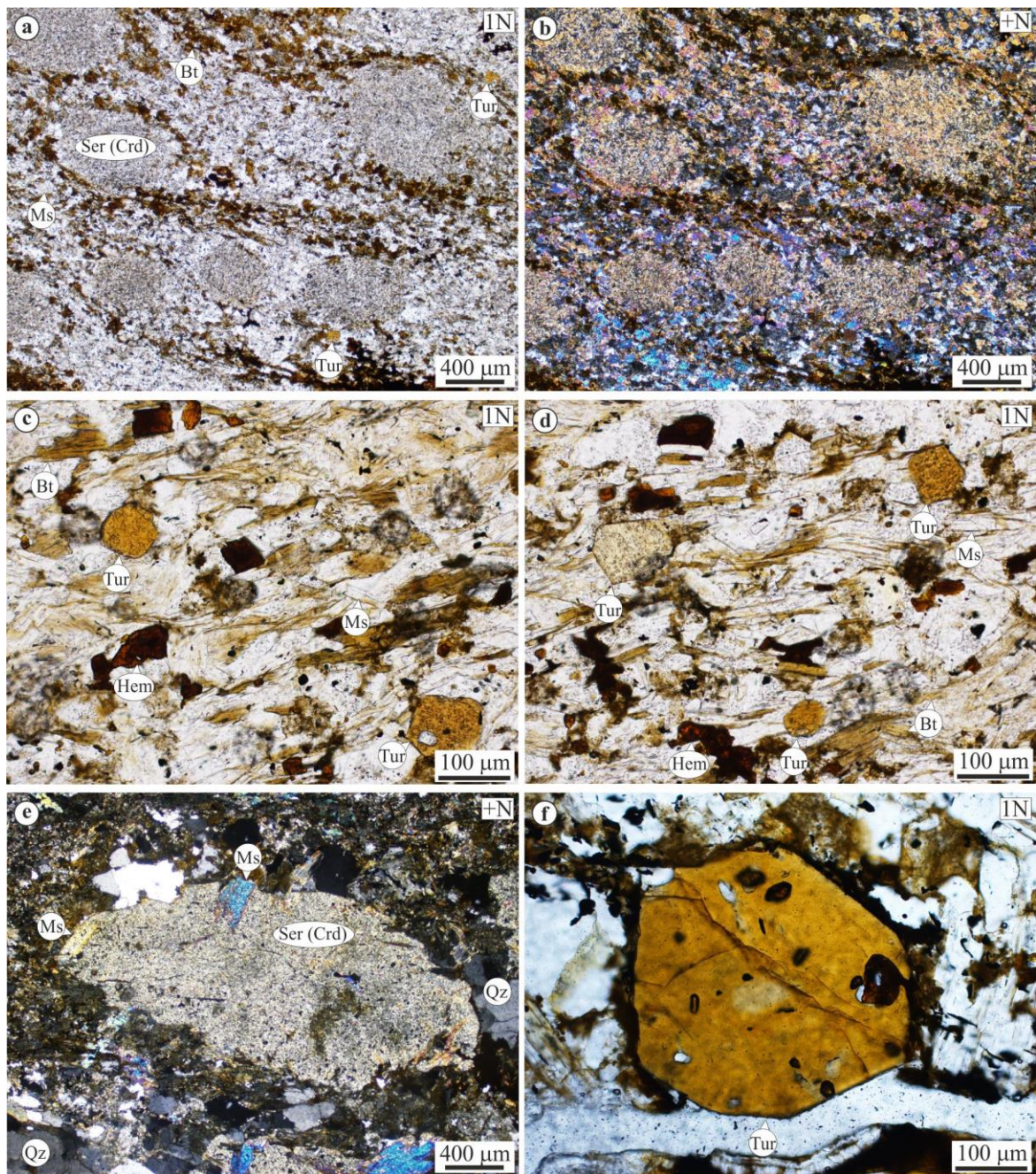
Az ófalui Juhhodály-völgyből származó „metatufa”, illetve „metagrauwacke” megnevezésű reprezentatív gyűjteményi minták szöveti jellemzői (SZTE ÁGK csiszolatgyűjtemény)
 (a) Helyenként irányított, enyhén szigmoid alakú plagioklászklasztok kloritgazdag (+ biotit, opak ásvány) mátrixban (ÁGK 16: „kovás metatufa”); (b) Karbonátosodott plagioklászklaszt kloritgazdag mátrixban (ÁGK 17: „bázikus metatufa”); (c) Karbonát nyomásárnyék szerkezet plagioklászklaszt körül (ÁGK 20: „metagrauwacke”); (d) Plagioklász+kvarc+muszkovit összetételű klaszt (ÁGK 28: „metagrauwacke”); (e) Nagyméretű perthites káliföldpátklaszt (ÁGK 28: „metagrauwacke”); (f) Plagioklászklasztok irányított, finomszemcsés kvarcból és szericitből álló mátrixban (ÁGK 33: „metagrauwacke”). Rövidítések:
 Cb = karbonát; Chl = klorit; Kfs = káliföldpát; Pl = plagioklász; Qz = kvarc

Az ófalui területen önálló litosztratigráfiai egységként elkülönített Bátaapáti Metahomokkő Formációt uralkodóan sötétszürke–barnásszürke, finom–középszemcsés metahomokkő, aleurolit- és agyagpala alkotja, amelyek makroszkópos megjelenése gyakran kvarcit- vagy csillámpalaszzerű (Gyalog & Budai, 2004; Király & Koroknai, 2004; Balla et al., 2009). Ez utóbbi változatok szövete jellemzően lepidó-granoblasztos. Ásványos összetételük erősen változó, a mintákat általában kvarc (20–40%), földpát (5–50%), muszkovit (0–50%), biotit (0–35%) és opak ásvány (<10%) alkotja, a klorit mennyisége alárendelt. A képződmény kontaktmetamorf változatokat (pl. csomópala) is tartalmaz, amelyekben jellemzőek a finomszemcsés muszkovitból felépülő, hintve apró opak ásványokat tartalmazó, elnyúlt–ovális, pár mm-es pszeudomorfózák, amelyek feltehetőleg cordierit után képződtek. Jellemző akcessória továbbá a turmalin (Balla et al., 2009). Ennek kémiai összetétele a drávitnak (magnéziumban gazdag változat) felel meg, ami metamorf képződési körülményekre utal (Horváth et al., 2003a; Varga et al., 2009).

Tekintettel arra, hogy a Szalatnaki Agyagpala Formációban a metahomokkő gyakori kőzetváltozat, továbbá cordierit utáni pszeudomorfózák és turmalin megjelenése – ez utóbbi különösen a Horváthertelendi-egységben – szintén bizonyított (13., 24. és 25. ábra), a lokális korreláció szempontjából felmerült a két képződmény összehasonlításának igénye. Ennek megvalósításához az Ófalu környéki térképezés során készített csiszolatokat és kőzetmintákat (MBFSz Gyűjteményi Osztály) használtam fel.

Petrográfiai megfigyeléseim során a metahomokkő mintákban az eredeti üledékes szövetre utaló bélyegeket nem fedeztem fel, a Szalatnaki Agyagpala Formáció metahomokköveire jellemző, törmelékes plagioklászban és vulkáni kőzettörmelékben gazdag összetétellel (14., 16. és 23. ábra) nem talákoztam. A finomszemcsés, kontakt kőzetváltozatok szövete, továbbá azokban a karakterisztikus ásványok (cordierit utáni pszeudomorfóza, turmalin) megjelenése szintén lényegesen eltérő (34. ábra). A tájékoztató jellegű XRPD vizsgálatok eredményei szerint (Raucsik, 2020, publikálatlan adatok) a csomópala–metaaleurolit ásványos összetétele hasonló, a kimutatható fázisok mennyiségi arányában mutatnak eltéréseket. Valamennyi mintában a 10 Å-ös fázisok (fehércsillám±illit, továbbá biotit, ~40–80%) és a kvarc (~10–40%) a domináns alkotó, járulékos elegyrészként többnyire 14 Å-ös fázis (klorit±vermikulit, ~5–10%) jelentkezik. Több minta kis mennyiségű földpátot (plagioklász: <10%, káliföldpát: nyomnyi mennyiség) is tartalmaz. Vékonycsiszolatban a kissé szabálytalan, ovális jellegű cordierit utáni szericit pszeudomorfózák mm-es nagyságrendűek, helyenként jól fejlett muszkovitot tartalmaznak. Bennük a foliáció nem követhető, finomszemcsés csillámokban (muszkovit, biotit) gazdag mátrixban jelennek meg. A turmalin sajátalakú, oszlopos, zárványgazdag kristályokat alkot, pleokroizmus halványsárga–sárgásbarna. Ez a megjelenés semmilyen hasonlóságot nem mutat a Horváthertelendi-egységben megfigyelt parányi tús turmalinokkal. Tekintettel arra, hogy a turmalin kiváló petrogenetikai indikátor (pl. Henry & Guidotti, 1985; Henry & Dutrow, 1996; Varga et al., 2009 és az általuk hivatkozott irodalmak), az eltérő petrográfiai bélyegek – ásványkémiai összehasonlítás nélkül is – egyértelműen különböző genetikát jeleznek. Megállapítható tehát, hogy a Szalatnaki Agyagpala Formáció metaüledékes kőzetei a Bátaapáti Metahomokkő Formáció ópaleozoos rétegsorával sem rokoníthatók.

Lokális korrelációs eredményeim szerint a Szalatnaki Agyagpalával analóg képződmény jelenleg nem igazolt az Ófalu környéki alsó paleozoikum metaüledékes összletekben. Figyelemre méltó viszont a Szalatnaki Agyagpala metamorfózisát, továbbá képlékeny deformációját (Mészáros et al., 2019) és az Ófalui Formációcsoporthoz intenzív képlékeny nyírását (milonitosodás) jelző korok (Balla et al., 2009 és az általuk hivatkozott irodalmak) átfedése. A regionális korreláció szempontjából ez a deformációs esemény fontos és kiterjeszthető fázist jelenthet a Dél-Dunántúlon mélyfúrásból, illetve felszíni feltárásból ismert paleozoikum képződemények értékelésekor.



34. ábra

A Bataapati Metahomokkő Formáció reprezentatív mintáinak (metahomokkő, kontakt pala) szöveti megjelenése (MBFSz csiszolatgyűjteménye)

(a) és (b) Cordierit utáni szericit–muskovit pszeudomorfózák csilámgazdag mátrixban (P199 minta, csiszolatazonosító: 150435820); (c) és (d) Sajtá alakú, halványsárga–sárgásbarna pleokroizmusú turmalin csillámdús kőzetben (G144c minta, csiszolatazonosító: 150422808); (e) és (f) Cordierit utáni szericites pszeudomorfóza jól fejlett muszkovittal, illetve zárványokban gazdag turmalin (P96A minta, csiszolatazonosító: 150435816). Rövidítések: Bt = biotit; (Crd) = cordierit utáni pszeudomorfóza; Hem = hematit; Ms = muszkovit; Qz = kvarc; Ser = szericit; Tur = turmalin

2.1.6. A Szalatnaki Agyagpala Formáció regionális korrelációja

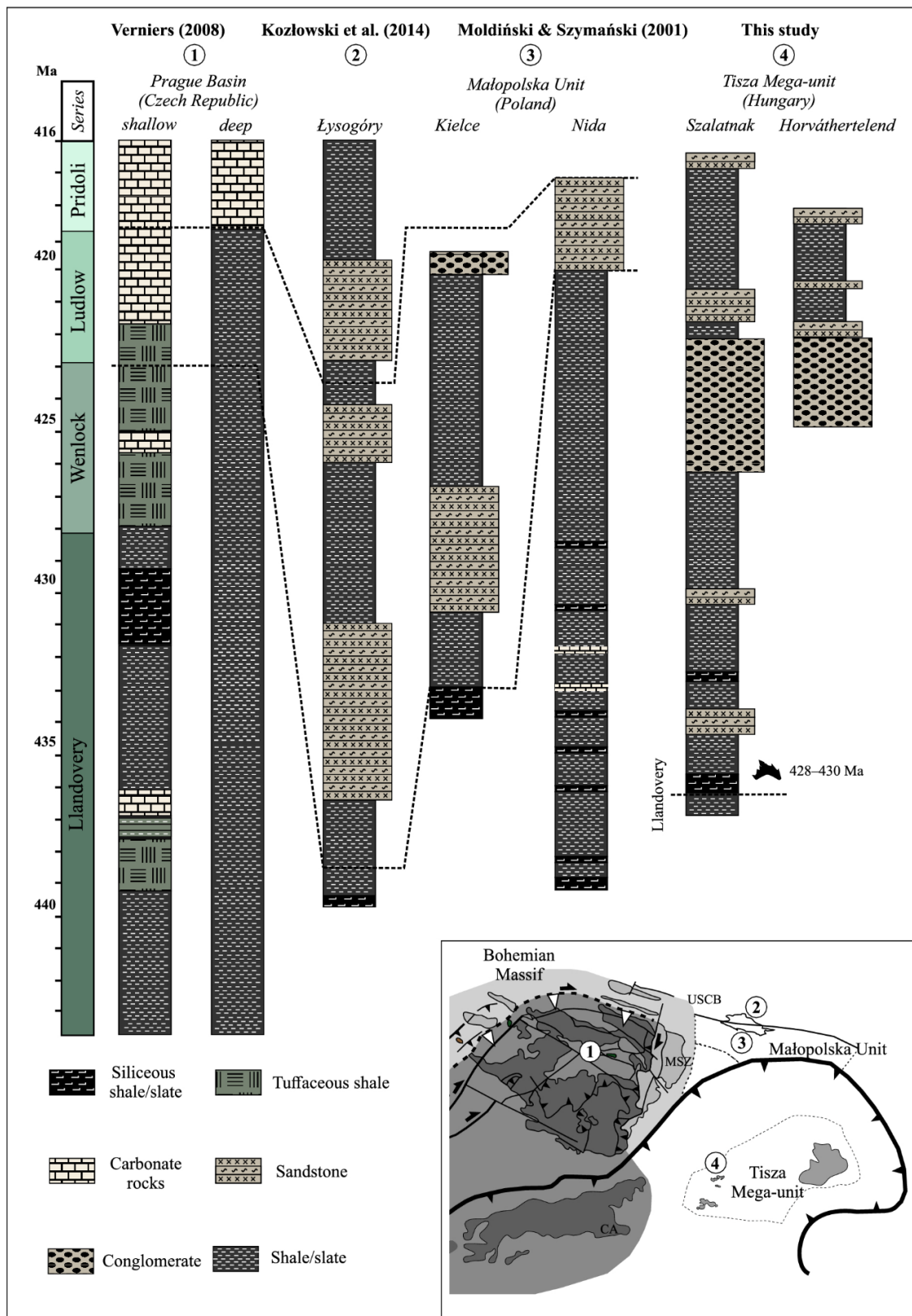
A közép-európai szilur üledékek a nagyméretű Baltikán, a gondwanai peremen (Északi-Gondwana), kisebb paleolemezeken (pl. Avalonia) és több további Gondwana körüli térrénumon (Perigondwana) ülepedtek le. Ezek közül a legnagyobb kiterjedésű és legrészletesebben tanulmányozott területeken – Perigondwana és Északi-Gondwana – nagyon hasonló volt a szilur üledékképződés jellege, azt két típus, a proximális és a disztális kifejlődés jellemezte (Verniers et al., 2008 és az általuk hivatkozott irodalmak). A szerzők kiemelték, hogy a proximális kifejlődés durvaszemcsés sziliciklasztos terrigén üledékeket tartalmaz az észak-afrikai szárazulati területek közelében (Közép-Európában ez a típus nem jelenik meg). A kis terrigén beszállítással jellemezhető disztális típus többnyire vékony (helyenként 50 m-nél kisebb vastagságú) szilur rétegsor formájában jelenik meg. Ez általában fekete palából vagy mészkő és meszes agyagkő váltakozásából épül fel.

A Tiszai-főegység egyik legrészletesebben tanulmányozott paleozoos metaüledékes összletét a szlavóniai szigethegységekben (Psunj, Papuk és Krndija, Horvátország) találjuk (pl. Pamić & Jamičić, 1986; Balen et al., 2015, 2018). A Radlovaci Komplexumot agyagpala, fillit, metagrauwacke és metakonglomerátum váltakozásából álló rétegsor alkotja, amiben alsó paleozoikumi (meta)gabbroid intrúziók (piroxén–amfibol gabbrónórit, középső kambrium–kora ordovicium) találhatóak (Pamić & Jamičić, 1986; Jamičić, 1988; Slovenec et al., 2020). A komplexumban – a perigondwanai Nori–Boszniai-térrénumhoz tartozó (Verniers et al., 2008) – felső szilur agyagpalák előfordulásának lehetőségét Jerenić et al. (1994) vetették fel. Mindazonáltal a Radlovaci Komplexum döntően felső karbon és permotriász kőzeteket tartalmaz, amelyek alpi kishőmérsékletű regionális metamorfózist szenvedtek (Biševac et al., 2010, 2011, 2013). A Szalatnaki Agyagpala Formáció jellegzetes durvatörmelékes kifejlődése, továbbá a metamorf fejlődési út lényeges különbsége alapján attól egyértelműen eltérő képződmény (Mészáros et al., 2019).

A Tiszai-főegység közvetlen környezetében graptolitákat tartalmazó szilur rétegsor ismert a Medvednica-hegységből (Horvátország), ez szintén a perigondwanai disztális üledékes rétegsorok (Keleti-Alpok, Verniers et al., 2008) egyik képviselője, valamint progresszív alpi metamorfózison esett át (Judik et al., 2008; Rantitsch & Judik, 2009). A Karni-Alpok szilur kifejlődései (Proto-Alpi-térrénum) északi-gondwanai bélyegeket viselnek, ezen a területen fekete pala vagy meszes, lemezes agyagkő és mészkő váltakozásából álló, kis terrigén beszállítást tükröző rétegsorok ismertek (Verniers et al., 2008). Nyilvánvaló, hogy a Tiszai-főegység déli–nyugati szomszédságában található területek szilur kőzetei nincsenek közvetlen kapcsolatban a Szalatnaki Agyagpala durvatörmelékes, proximális jellegű rétegsorával (Mészáros et al., 2019), ezért az ösföldrajzi korrelációhoz további szilur kifejlődéseket szükséges megvizsgálni.

Figyelembe véve a Tiszai-főegység korábbi regionális korrelációjakor felmerült rokonsági lehetőségeket (pl. Bohémiai-masszívum Moldanubiai-zónája, Szudéták, illetve Felső-Szilézia; Haas et al., 1999; Buda et al., 2000, 2004; Varga et al., 2003; Klötzli et al., 2004; Kovács et al., 2009, 2016), először a Bohémiai-masszívum szilur képződményeivel célszerű folytatni az összehasonlítást. A Bohémiai-masszívumban számos területen (pl. Prágai-medence) fordulnak elő ősmaradványokban gazdag szilur képződmények, a teljes terület azonban az Északi-Gondwana és Perigondwana disztális kifejlődését képviseli. Ennek megfelelően fekete palák, meszes agyagkövek, medencefáciesű mészkövek vesznek részt a felépítésében, amelyekhez vulkáni aktivitásra utaló lávafolyások, tufák és vulkanoklasztitok társulnak (35. ábra; Verniers et al., 2008 és az általuk hivatkozott irodalmak). Nyilvánvaló, hogy a Szalatnaki Agyagpala Formáció karbonátkőzeteket nem tartalmazó, ősmaradványokban szegény kifejlődése, továbbá ősmaradványmentes, polimikt, uralkodóan sziliciklasztos metahomokkővet és metakonglomerátumot tartalmazó

rétegsora nem párhuzamosítható ezekkel a disztális képződményekkel (Mészáros et al., 2019).



35. ábra

A Szalatnaki Agyagpala Formáció regionális korrelációja Mészáros et al. (2019) alapján
 Rövidítések: CA = Karni-Alpok; MSZ = Morva-Sziléziai-zóna; USCBA = felső-sziléziai kőszénmedence. A szelvények magyarázata a szövegben található.

A Bohémiai-masszívumtól keletre, a variszkuszi hegységrendszer előterében – a Baltika-terrénumhoz tartozva (Verniers et al., 2008) – találhatók proximális jellegű, nem metamorfizált szilur képződmények (Szentkereszt-hegység, Lengyelország). A hegység északi részén (Łysogóra) a szilur rétegsor fekete graptolitás palával kezdődik (Ilandoveryi–wenlocki), majd homokos agyagpala, agyagkő és grauwacke váltja fel (Iudlowi–pridoli). Ebben a rétegsorban a karbonátközetek alárendeltek, betelepülésként, illetve lencsék formájában jelennek meg (Kozłowski, 2008). Ettől délre, a Małopolska-masszívum északi részén (Kielce térsége) hasonló alsó szilur képződmények találhatók: Ilandoveryi–wenlocki graptolitás pala lidit betelepülésekkel, majd wenlocki–Iudlowi lemezes, meszes agyagkő. A felső szilur üledékes összletben viszont már a grauwacke, az aleurolit és a finomszemcsés homokkő az uralkodó kőzettípus (35. ábra; Malec, 1993; Kozłowski, 2008; Kozłowski et al., 2014). A Iudlowi grauwacke törmelékanyaga a térségtől nyugatra elhelyezkedő, áthalmozott (inaktív) kontinentális szigetív forrásterületről származhatott (Kozłowski et al., 2014). A szemcsék között idősebb üledékes és metaüledékes kőzetek (pl. tűzkő), továbbá változó mértékben differenciált vulkanitok (andezites–dácitos összetétellel) jelentek meg (Kozłowski, 2008; Kozłowski et al., 2014). A szerzők szerint az éretlen összetételért felelős gyors üledékképződés zagyártevékenységhez (turbidit) kapcsolható.

Konglomerátumot tartalmazó durvatörmelékes képződmények kizárólag a Małopolska-masszívum területén belül (Nida és Kielce térsége) találhatók (Verniers et al., 2008; Malec et al., 2016). Nida környezetében a szilur rétegsor lidit és karbonát betelepüléseket tartalmazó graptolitás palával indul, amit a pridoliban aleurolit, grauwacke és fosszíliamentes konglomerátum követ (Miedziana Góra Konglomerátum; Malec, 1993; Moldiński & Szymański, 2001). Ez a konglomerátum ordoviciumi homokkő és kambriumi kvarcit törmelékét tartalmazza (Kozłowski et al., 2014). A Małopolska-masszívum legkeletibb részét valószínűleg a kárpáti előtér képviseli, ahol a nidai területhez hasonló, de változatosabb üledékképződési környezet alakult ki (Verniers et al., 2008). Kielce térségében (Niestachów) 400 m-nél vastagabb, graptolitás agyagkő felett települő agyagkő–aleurolit, homokkő és konglomerátum betelepüléseket tartalmazó grauwacke összlet („Niewachlów rétegek”) ismert. Ennek alsó és felső szakaszát finom- és középszemcsés grauwacke alkotja agyagkő–aleurolit betelepülésekkel, középső részén durvaszemcsés homokkő és polimikt konglomerátum különíthető el. A kőzettani vizsgálatok alapján a litarenit–litikus grauwacke törmelékes szemcséit – az ásványtöredékek mellett – elsősorban savanyú–intermedier vulkáni (riolit, dácit, trachit, továbbá „diabáz”, azaz metadolerit/metabazalt), valamint üledékes kőzettörmelék alkotja, alárendelten metamorf és plutoni kőzet eredetű szemcséket is azonosítottak (Malec et al., 2016).

Figyelembe véve a Szalatkai Agyagpala Formáció metaüledékes rétegsoráról rendelkezésre álló ismereteket (kor, vastagság, kőzettani jelleg, szemcseösszetétel és forrásterület), a közép-európai szilur rétegsorok közül jelenleg a Małopolska-masszívum területéről ismertek hasonló jellegű képződmények. Különösen a Horváthertelendi-egység szövetileg és összetételileg éretlen, vastag polimikt konglomerátumot tartalmazó kőzeteivel kapcsolatban fedezhető fel szignifikáns hasonlóság. Feltételezhető, hogy ezek ösföldrajzilag rokon képződmények, továbbá a Horváthertelendi-egység kőzeteinek forrásterülete a lepusztuló orogénhez közelebbi, proximálisabb helyzetben lehetett (Mészáros et al., 2019).

A regionális korrelációkor viszont tekintetbe kell venni, hogy a két területet ért utólagos hatások lényegesen eltérőek: míg a Horváthertelendi- és a Szalatkai-egység variszkuszi metamorfózison esett át, addig a Małopolska-masszívum szilur rétegsora nem szenvedett el metamorf átalakulást. Hasonló jellegű, de variszkuszi metamorf szilur képződmények a Bohémiai-masszívum fő tömege és a Małopolska-masszívum közötti területen, a Morva-Sziléziai-zónában találhatók (35. ábra). A Sziléziai-blokkban, illetve a

Małopolska-masszívum és a Felső-Sziléziai-masszívum határ régiójában (Krakkó–Lubliniec-vetőzóna) ~300–280 millió éves korok társulnak a posztorogén felzikus magmatizmushoz (Żelaźniewicz et al., 2008; Schulmann et al., 2014). Mészáros et al. (2019) ezért feltételezték, hogy a Szalatnaki Agyagpala Formáció képződményei a Małopolska-masszívum déli, illetve a Morva-Sziléziai-zóna északkeleti részéről ismert, Baltika eredetű szilur képződményeivel rokoníthatók. Ez a rekonstrukció összhangban van a felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció korábbi, felső-sziléziai rokonságot valószínűsítő korrelációs eredményeivel (Varga et al., 2003).

2.2. A Tésenyi Homokkő Formáció fűrómagmintáinak komplex kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei: integrált értelmezés és korreláció

2.2.1. A Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai (különös tekintettel az érkitöltésekre) reprezentatív fűrások rétegsorai alapján

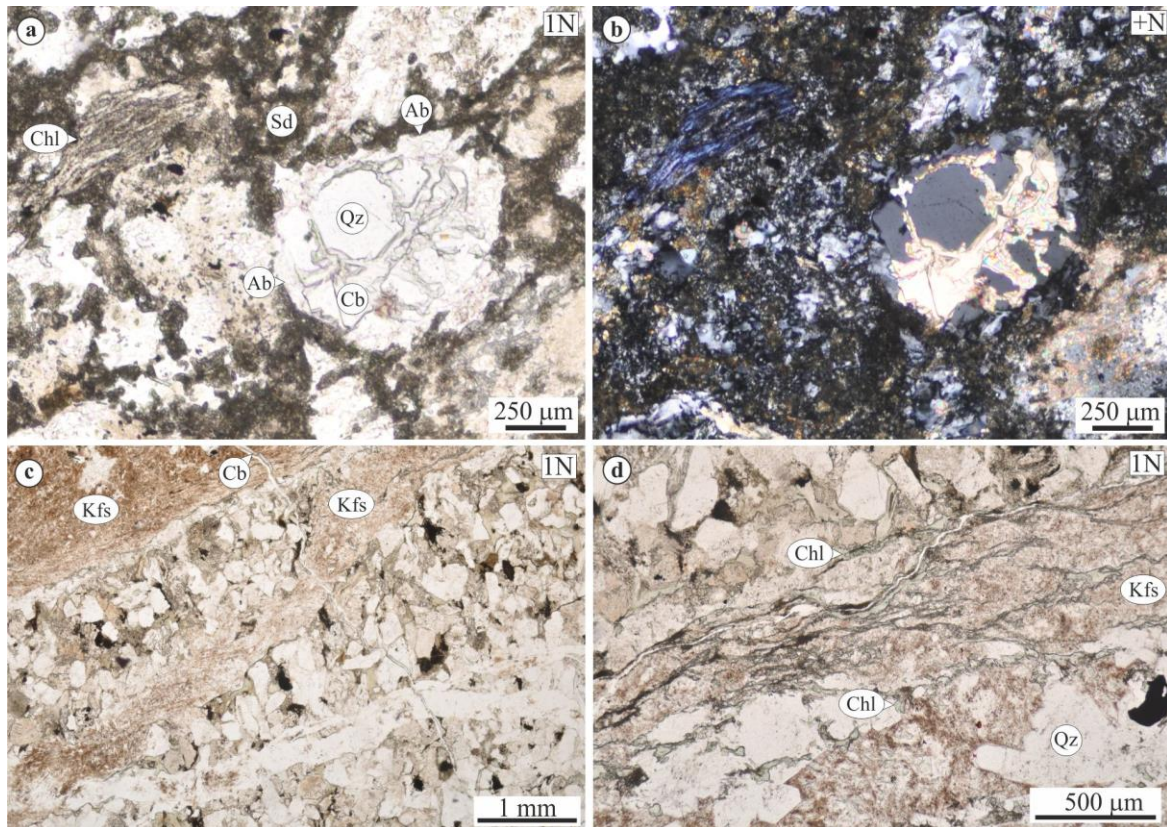
A kontinentális (folyóvízi) környezetben leülepedett, maximálisan ~1500 m vastag, kőszéntartalmú felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció uralkodóan szürke, fekete agyagkőből, aleurolitból, homokkőből, továbbá polimikt konglomerátumból áll (Jámbor, 1969; Hetényi & Ravaszné Baranyai, 1976; Fülöp, 1994; Jámbor, 1998). A képződmény kőzettani jellemzését, továbbá a forrásterület kőzettani és geokémiai behatárolását PhD kutatásaimhoz kapcsolódva végeztem el (Varga et al., 2001, 2003, 2007; Varga, 2009), ezért ezek részletes bemutatására – terjedelmi okokból – ebben a fejezetben nem térek ki. A lokális és a regionális korreláció szempontjából kiemelendő, hogy a felső karbon összlet törmelékanyaga egyrészt újrafeldolgozott variszkuszi orogén területről (Varga et al., 2001, 2003), másrészt a kiemelkedett aljzat plutoni eredetű kőzeteinek lepusztulásából, továbbá egy feltehetően variszkuszi magmás ív eróziójából (Varga et al., 2007) származott. A későbbi átalakulási folyamatok részletes vizsgálata és jellemzése nem történt meg, bár az intenzív kémiai mállásnak kitett forrásrégióból származó üledékes összlet különböző mértékű K-metaszomatózisát korábban sikerült igazolni (Varga, 2009).

A felső karbon molasz üledékes rétegsor metamorf fokának megítélése – a publikált vizsgálati eredmények ellenére – ellentmondásos. Több összefoglaló tanulmány szerint a Tiszai-főegység kristályos aljzatát nem metamorf (esetleg lokálisan anchimetamorf) molasz-típusú rétegsor fedi (pl. Fülöp, 1994; Haas & Péro, 2004; Vozárová et al., 2009; Szederkényi et al., 2012). A Villányi-hegység északi előterében feltárt Tésenyi Homokkő kőzetegyüttesének nagyon kismértékű (betemetődési) metamorfózisára Jámbor (1998) és Szederkényi et al. (2012) tettek utalást. Megjegyzendő, hogy a dél-dunántúli permokarbon törmelékes formációk korábbi vizsgálati eredményei közül a metamorf fok megítéléséhez elsősorban a vitrinitreflexiók (R_o) adatokat vették figyelembe, azonban a metaüledékes képződmények arányát az érvényes litosztratigráfiai leírások nem tükrözték (Varga & Raucsik, 2009). Varga & Raucsik (2009) a <2 μm szemcseméretű frakcióban az illit kristályosság (IC) foka, továbbá az R_o adatok alapján hívták fel a figyelmet arra, hogy a Tésenyi Formáció üledékes rétegsora nagyon kismértékű (az anchizóna tartományának megfelelő) metamorf átalakulást szenvedett, továbbá a Bm-1 fűrás alsó szakaszában nem zárható ki a lokálisan epimetamorf átalakulás sem (Raucsik, publikálatlan adatok, in Szakmány, 2001). Ez utóbbi megállapítás összhangban van Hetényi & Ravaszné Baranyai (1976) kőzettani eredményével, akik megállapították, hogy a Bm-1 és az Sb-1 fűrásokban a mélyebb szintek felé a szemcsék erőteljesebben préseltek, a „palásodás” fokozódik, valamint a konglomerátumban a magmás eredetű kavicsok zöldpala fáciesű átalakulást mutatnak (Varga & Raucsik, 2009).

Annak ellenére, hogy a Magyar Rétegtani Bizottság Paleozoos Albizottsága 2011-ben jóáhagyta a metamorf átalakulásra utaló Tésenyi Metahomokkő Formáció nevet (Varga et al., 2012b), az nem terjedt el a szakmai köztudatban. Tekintettel arra, hogy a metamorf jelleg makroszkóposan kevésbé tükröződik, az aktuális törekvések szerint az üledékes litológiára utaló kőzetnév használata javasolt, ezért a továbbiakban ezt alkalmazom.

A Tésenyi Homokkő Formáció kőzeteit ért deformációs és fluidummigrációs hatásokra változatos érkitöltések és metasztatikus bélyegek utalnak (36. ábra). A képződmény korábbi leírásakor alapvetően két érgenerációt különítettek el (Jámbor, 1969): egy idősebb karbonát-földpát kitöltésű értípust, ami szideritet, káliföldpátot és kloritot tartalmazott, továbbá fiatalabb, monomineralikus kvarcereket. A Bm-1 és az Sb-1 fűrásokból leírtak továbbá mm–cm nagyságrendű „aplit teléreket”, amelyek kvarc, dolomit,

káliföldpát és klorit kitöltést tartalmaztak (Hetényi & Ravaszné Baranyai, 1976). A Tésenyi Homokkő Formáció kőzetei – részben az érkitöltésekhez kapcsolódva – helyenként kiterjedt hidrotermális átalakulást is mutatnak, hintett szulfidkiválás (piritesedés), karbonátosodás, kovásodás, kloritosodás és szericitesedés figyelhető meg (Varga & Szakmány, 2004; Varga et al., 2004, 2007, 2012b; Fintor & Varga, 2020). Ezek fontos szerepet kapnak a paleohidrologiai viszonyok feltárásában, ezért a forrásterület meghatározását követően munkámban kiemelt szerepet kaptak (Varga et al., 2012b; Fintor & Varga, 2020).



36. ábra

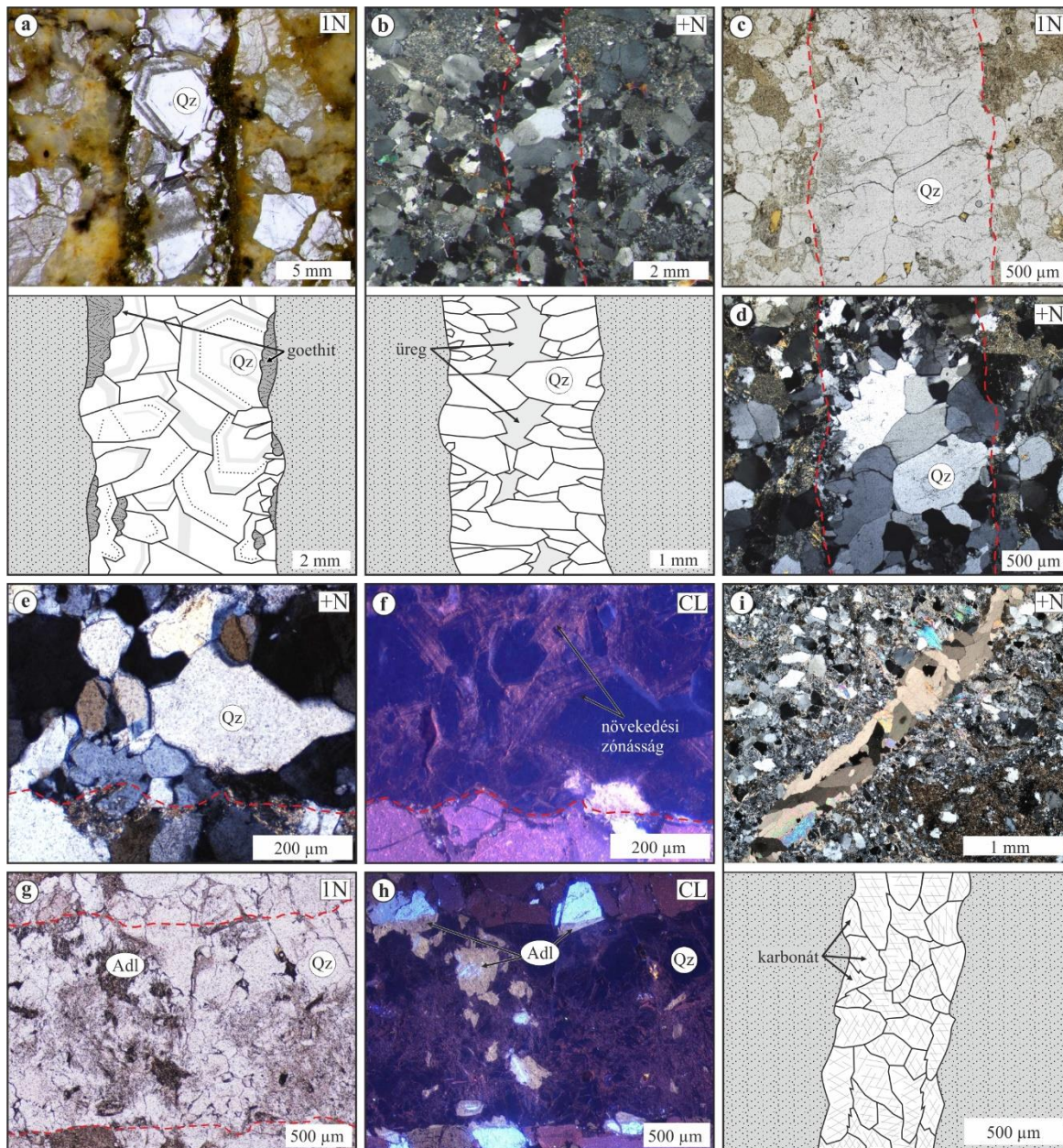
A Tésenyi Homokkő Formáció kőzeteinek jellemző átalakulási folyamatai (Varga et al., 2012b; Fintor & Varga, 2020, módosítva)

(a) és (b) Érkitöltés közelében megfigyelhető hidrotermális átalakulás a mellékkőzetben: törmelékes kvarcsezemcsék oldódása, amihez a peremeken albitosodás, átható karbonátosodás és kloritosodás társul (Bm–1 1062,3 m); (c) és (d) Vékony érkitöltések klorit, kvarc, hematit-zárványos káliföldpát, majd karbonát kristályosodásával (Bm–1 1062,1–1062,3 m).

Rövidítések: Ab = albit; Cb = karbonát; Chl = klorit; Kfs = káliföldpát; Qz = kvarc; Sd = sziderit

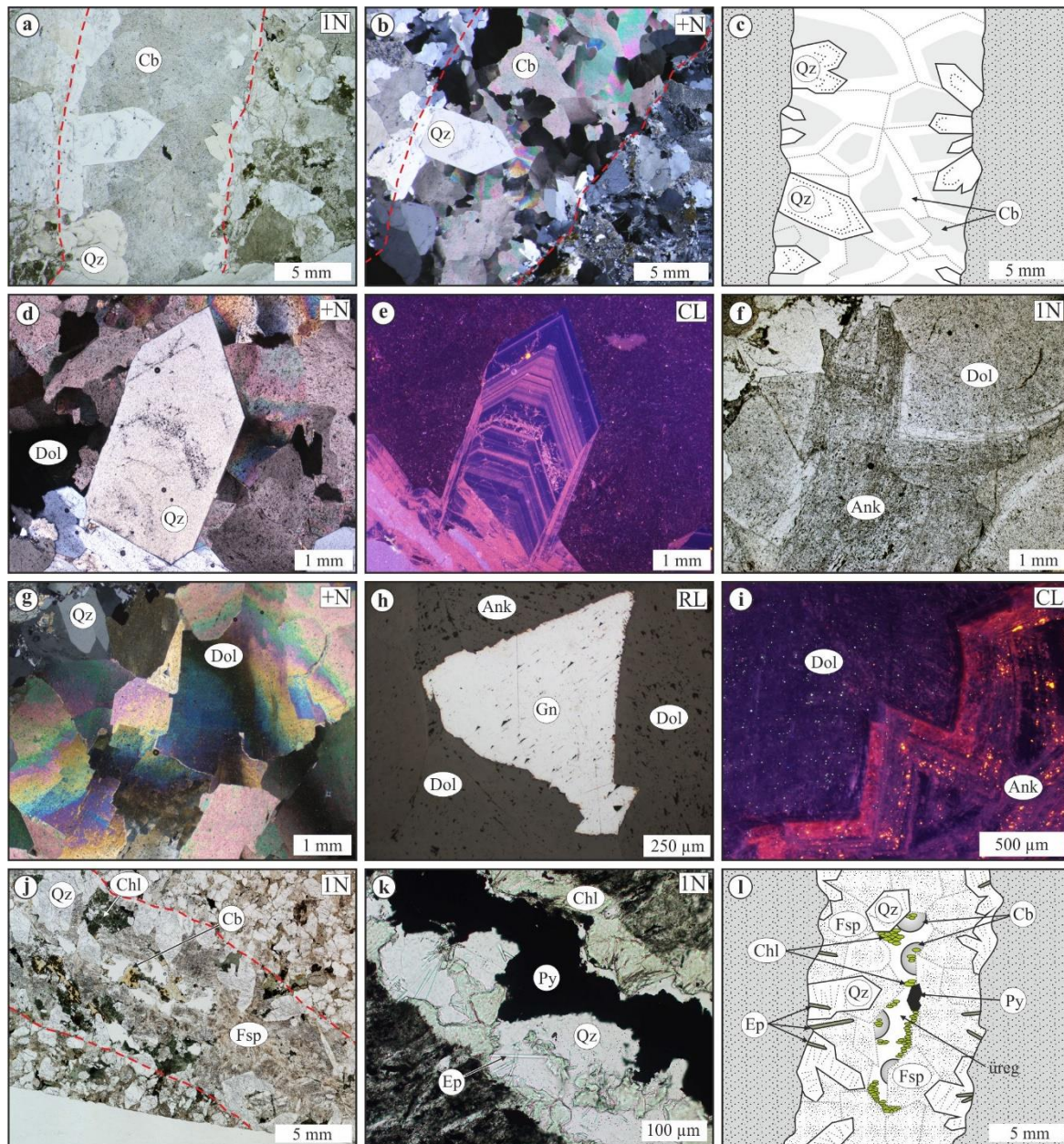
A Tésenyi Homokkő Formáció kiemelt fontosságú rétegsoraiban (Téseny körüli fúrások és a Bm–1 fúrás típusszelvénye; 9. ábra) a geometriai, a szöveti és az ásványtani jellemzőket figyelembe véve négy alapvető értípust lehetett elkülöníteni (Varga et al., 2012b; Fintor & Varga, 2020): tömbös, rostos (karbonát és kvarc nyúlt rostos kristályaival, antitaxiális növekedési morfológiával), megnyúlt és többféle szövetű (*polytextured*) ereket (37–39. ábra). Ezek közül a leggyakoribb és korrelációs szempontból a legtöbb információt hordozó a tömbös típus, ami további alcsoportokra bontható a kitöltés ásványos összetétele szerint: kvarcerek (alárendelten ± goethit, adulár), karbonátterek (általában pátos dolomit kitöltéssel), szimmetrikus kitöltésű kvarc-karbonát, továbbá kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek különböztethetők meg (37. és 38. ábra).

A kvarc-karbonát kitöltésű erekben a kvarc gyakran növekedési zónás megjelenésű, továbbá fluidumzárványokat tartalmaz. A karbonátfázist kémiaiilag homogén, döntően zárványgazdag, CL lumineszcenciát nem mutató maggal, továbbá vörösen lumineszkáló, vékony, zárványmentes peremmel rendelkező, unduláló kioltású dolomitkristályok alkotják, amelyek helyenként a sztöchiometrikustól kissé eltérő tömegszázalékos összetételű galenitszemcséket (~86% Pb és ~14% S) zárnak közre. Ezt követően ankerit jelenik meg, ami zónás lumineszcenciával rendelkezik (38. ábra). A dolomittal közvetlenül érintkező zóna mangándús, amit normál ankerites összetétel követ (Fintor & Varga, 2020).



37. ábra

A Tésényi Homokkő képződményeinek tömbös szövettű értépusai (Fintor & Varga, 2020 alapján) (a) Euhedrális kvarc tömbös kvarcérben, fotó és szöveti rajz (T-5 60,8 m); (b)–(d) Nyúlt tömbös kvarcerek, fotó és szöveti rajz (T-7/1 148,8 m és T-7/3 150,6 m); (e) és (f) Tömbös szövettű kvarcér kvarckristályaiban megfigyelhető zónásság CL mikroszkópi felvételen; (g) és (h) Zárványgazdag anhedrális adulár megjelenése nyúlt tömbös kvarcérben: a mellékkőzetben a törmeléken káliföldpátszemcsék kék lumineszcenciát mutatnak, amelyeket az érhez kapcsolódóan részlegesen vagy teljesen barna lumineszcenciájú adulár helyettesít (T-7/3 150,6 m); (i) Tömbös szövettű karbonátér (dolomit), fotó és szöveti rajz (Bm-1 973,8 m). Rövidítések: Adl = adulár; Qz = kvarc



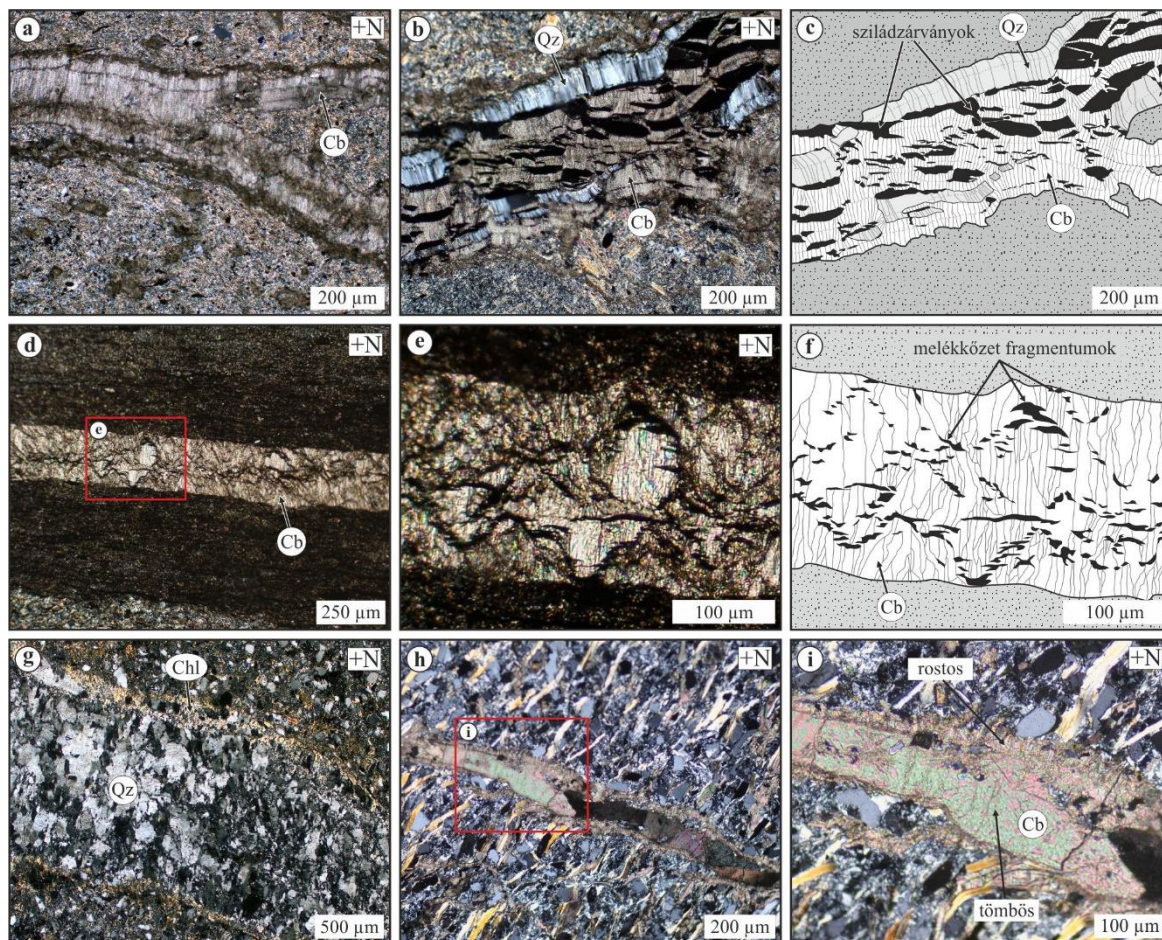
38. ábra

A Técsényi Homokkő Formáció képződményeinek polimineralikus, tömbös szövetű értípusai
(Fintor & Varga, 2020 alapján)

(a)–(c) Kvarc-karbonát kitöltésű értípus, fotó és szöveti rajz (Bm–1 875,0 m); (d) és (e) Fluidumzárványok által kirajzolódó növekedési zónásság az érfalon nőtt sajátalakú kvarckristályban (Bm–1 875,0 m); (f) A kvarc-karbonát kitöltésű ér euhedrális kvarckristályai között elhelyezkedő karbonátfázisok petrográfiai jellemzői. Megjegyzés: a dolomit görbült kristálylapokkal rendelkezik; (g) Unduláló kioltású dolomit (Bm–1 875,0 m); (h) Szubhedrális galenitkristály jellegzetes háromszög metszetű bemélyedésekkel, ráesőfényes (reflexió, RL) felvétel (Bm–1 875,0 m); (i) Különböző karbonátgenerációk eltérő lumineszcenciája kvarc-karbonát kitöltésű érben. Az ankerit zónáin belül fényes narancssárga lumineszcenciájú kalcit szilárdzárványok jelennek meg; (j)–(l) A kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű tömbös értípus jellemző megjelenése, fotó és szöveti rajz (T–3/1 95,3 m és Bm–1 1290,5 m). Rövidítések: Ank = ankerit; Cb = karbonát; Chl = klorit; Dol = dolomit; Ep = epidot; Fsp = földpát; Gn = galenit; Py = pirit; Qz = kvarc

A kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erekben sajátalakú kvarc, hematitzárványokat tartalmazó, pátos alkáliföldpát (pl. adular), klorit, botriodális karbonát, szulfidásványok

(elsősorban pirit), epidot és Ti-oxid fázis jelenik meg (38. ábra). A Bm-1 fúrás legalsó szakaszából származó mintában a klorit és/vagy pirit (+ szerves anyag) társaságában sajátalakú monacit és/vagy xenotim kristályai figyelhetők meg (40. ábra; Varga et al., 2012b; Fintor & Varga, 2020).



39. ábra

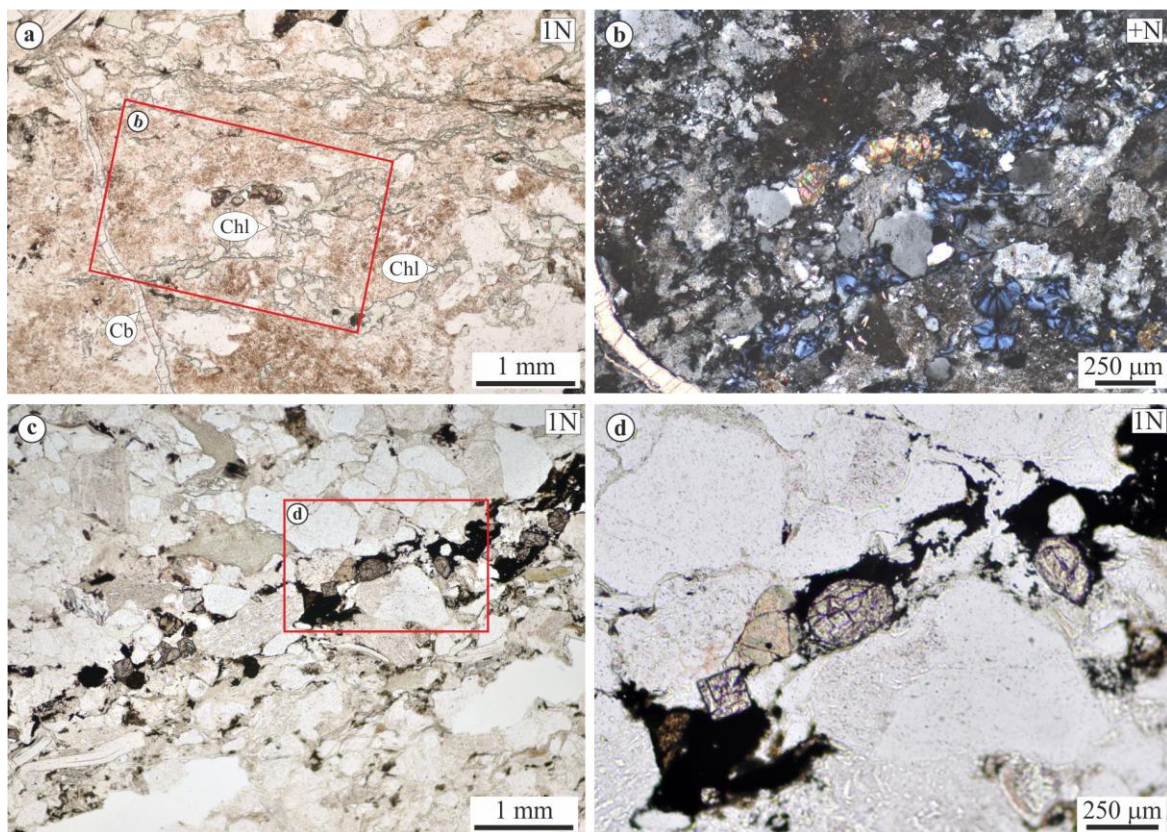
A Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek rostos, megnyúlt és többféle szövetű értípusai (Fintor & Varga, 2020 alapján)

(a)–(c) Rostos karbonát és kvarc-karbonát kitöltésű erek antitaxiális növekedési morfológiával fotó és szöveti rajz (Bm-1 927,0–929,4 m); (d)–(f) Jellegzetes elrendeződésű mellékkőzet fragmentumok rostos karbonátérben, fotó és szöveti rajz (Bm-1 901,5–904,2 m); (g) Megnyúlt szövetű kvarcér, az érfalon kis mennyiségben klorit figyelhető meg (Bm-1, 1224,7 m); (h) és (i) Többféle szövetű karbonátér az érfalon rostos szövettel, a középső részen tömbös kitöltéssel (Bm-1 1027,6 m).

Rövidítések: Cb = karbonát; Chl = klorit; Qz = kvarc

A kvarc és a kvarc-karbonát kitöltésű erekben az euhedrális kvarckristályok, illetve a dolomit és az ankerit olyan elsődleges fluidumzárvány generációkat tartalmazott, amelyek petrográfiai és mikrotermometriai eredményei hozzájárultak a szülőfluidum jellemzéséhez. A kvarc-karbonát típusú erek karbonátjából stabilizotópos (C, O) elemzésekre is lehetőség nyílt. Fintor & Varga (2020) megállapította, hogy a kvarcban csapdázódott elsődleges vizes zárványok homogenizációs hőmérséklete 42–153 °C, a tömegszázalékban kifejezett sótartalma 10,3–23,6% NaCl ekvivalens és 1,6–15,6% CaCl₂ ekvivalens közötti. A dolomitban található fluidumzárványok valamivel magasabb homogenizációs hőmérsékletűek (127–167 °C) és nagy szalinitásúak (22,8–24,2% CaCl₂ ekvivalens),

továbbá viszonylag kis fluidum $\delta^{18}\text{O}$ értékkel jellemezhetők ($-1,7$ -től $+2,3\%$ V-SMOW). Ettől eltérően az ankeritben csapdázódott zárványok homogenizációs hőmérséklete és szalinitása kicsi (61 – 109 °C és $2,7$ – $4,6\%$ NaCl ekvivalens), valamint a szülőfluidumra kalkulált $\delta^{18}\text{O}$ értékek is kisebbek ($-7,3$ -tól $-2,3\%$ V-SMOW). Az eredmények értelmezése alapján az ásványkiválást okozó paleofluidum két fő típusát sikerült elkülöníteni: (i) a kvarcban és a karbonátban (dolomit) egyaránt megjelenő, nagy szalinitású vizes fluidumot, továbbá (ii) az ankeritben kimutatható kis szalinitású fluidumot. Ezek az információk lehetővé teszik a fluidum potenciális eredetének és geológiai kapcsolatának nyomozását, ezért felhasználhatók a nagyobb léptékű (akár regionális szintű) korrelációban.



40. ábra

Euhedrális monacit és/vagy xenotim megjelenése a Tésényi Homokkő Formáció poliminerális, tömbös szövetű értípusában (Fintor & Varga, 2020 alapján)

(a)–(d) A felső karbon szakasz legelső részén (Bm–1 1062,1 m; fedett gyűjteményi vékonycsiszolat) szerves anyag, klorit és/vagy pirit társaságában sajátalakú monacit és/vagy xenotim kristályok jelennek meg. Az erek egymást metsző viszonya szintén látható (hematitdús alkáliföldpát érkitöltés → klorit és monacit/xenotim kitöltésű erek → karbonátér). Rövidítések: Cb = karbonát (kalcit); Chl = klorit

A rostos, a megnyúlt és az összetett szövetű erek alárendelt mennyiségben jelentek meg a kutatási területen, ezért reprezentatív módon nem használhatók fel a korrelációban. A rétegzéssel párhuzamos, rostos kalcit-kvarc kitöltésű erek a diagenetikus környezetre viszont utalnak (pl. Hilgers & Urai, 2005; Rodrigues et al., 2009). A felső karbon Tésényi Homokkő Formáció szerves anyagban gazdag (ma vékony kőszénzsinórokat, antracit betelepüléseket tartalmazó; Hetényi & Ravaszné Baranyai, 1976; Fülöp, 1994; Jámbor, 1998) kőzetei ugyanis érett, illetve túlérlett anyakőzetnek tekinthetők ($R_o = 3,35\%$; Varga et al., 2004), ezért a rostos kitöltésű horizontális repedések valószínűleg a szeves anyag betemetődés által kiváltott érése (szénhidrogén képződése) következtében megnövekedett porusfluidum nyomás (túlnyomás) eredményeként jöhettek létre (pl. Rodrigues et al., 2009).

2.2.2. A Tésenyi Homokkő Formáció összehasonlítása a Radlovaci Komplexumban (Papuk, Horvátország) elkülönített karbon képződményekkel: lokális korreláció

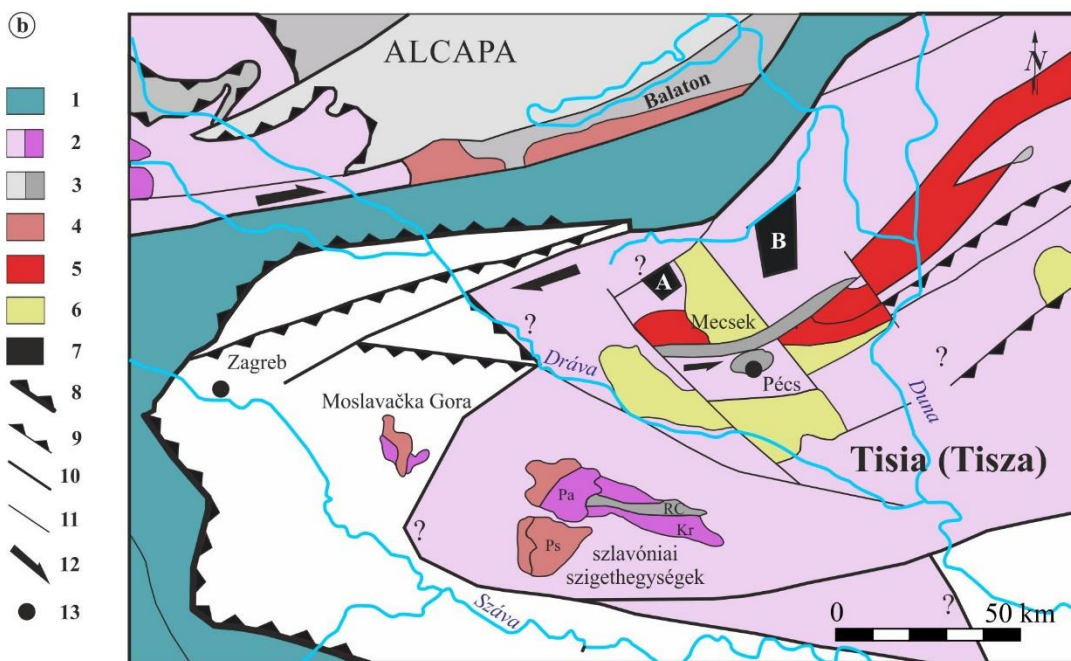
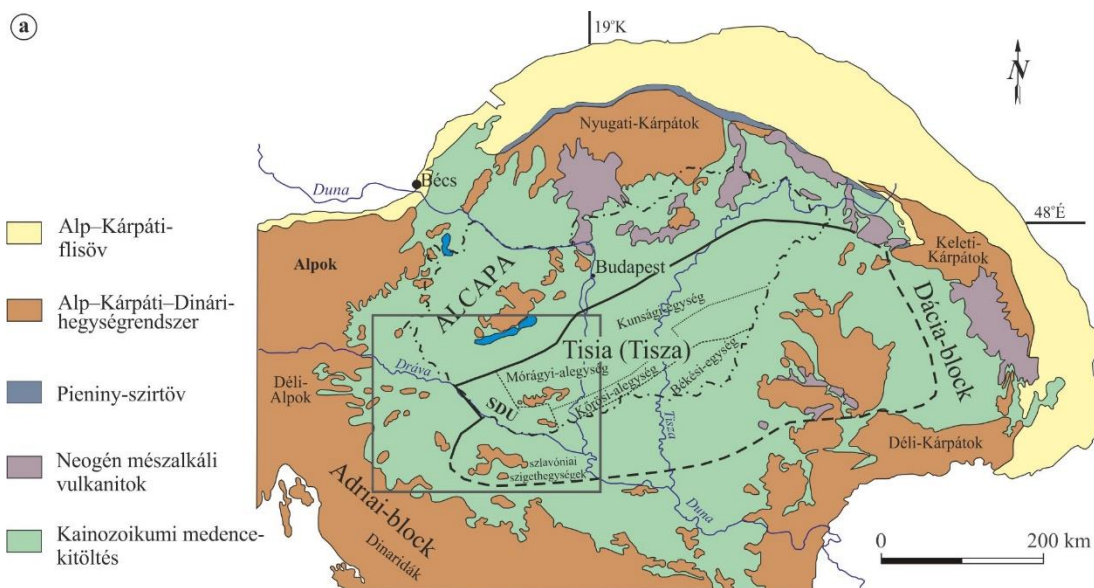
A Tiszai-főegységen belül a Tésenyi Homokkő Formáció elterjedési területéhez legközelebb eső, hasonló kifejlődésű karbon képződmények a Szlavóniai–Drávai-terrénum déli folytatásában, a szlavóniai szigethegységekben (41. ábra; Papuk, Radlovaci Komplexum) találhatóak (pl. Jamičić, 1983, 1988; Pamić & Jamičić, 1986; Fülöp, 1994). A Radlovaci Komplexumot nagyon kistökű és kistökű metamorfitek, alapvetően sekélytengeri eredetű protolitból keletkezett metapelitok (agyagpala és alárendelten fillit), metahomokkövek (metagrauwacke) és metakonglomerátum betelepülések építik fel (Jerinić et al., 1994; Biševac et al., 2013). A metamorf rétegsor középső részén, agyagpalából kerültek elő a felső karbon (weszfáliai) töredékes növénymaradványok (Brkić et al., 1974). A szerzők által azonosított makroflóra együttes *Asterophyllites*, *Pecopteris*, *Neuropteris* és *Cordaites* maradványokat tartalmazott, ezért ezt a metaüledékes összletet korábban a Tésenyi Homokkő Formációval párhuzamosították (Fülöp, 1994; Jámbor, 1998).

A Radlovaci Komplexum részletes kőzettani és geokémiai vizsgálatát – beleértve a felső karbon metahomokkövek lehordási területének meghatározását – a közelmúltban valósították meg (Biševac et al., 2009, 2010, 2013). A kutatások eredményei alapján a leggyakoribb metaüledékes kőzettípusok a finomszemcsés metapelitok (>70% mátrixtartalom), továbbá a mérsékeltlen osztályozott metahomokkövek (metapszammitok, <40% mátrix). A képződményt ért metamorfózis maximális hőmérséklete – az illit és a klorit kristályossági paramétereire épülő módszerek szerint – 250–300 °C lehetett, kis–közepes nyomású környezetben (Biševac et al., 2009). Az illit/fehércsillám K–Ar korok (szeparált agyagfrakció) alapján késő kréta (~100–80 millió év) nagyon kistökű–kistökű regionális metamorfózist igazoltak, ami az értelmezés szerint a fő takaróképződést eredményező kompressziós eseményhez kapcsolódott. A szerzők megállapították továbbá, hogy az adataikra és Árkai (2001) eredményeire építve szoros kapcsolat mutatható ki a Tisia magyar és horvát részterületeinek metamorf fejlődése között (Biševac et al., 2010).

A Radlovaci Komplexumból származó, karbonba sorolt képződmények petrográfiai és XRPD vizsgálatai alapján a metaüledékes kőzetek ásványos összetétele hasonló (Biševac et al., 2009, 2010): uralkodó komponens a kvarc, az illit/muszkovit, a klorit és a plagioklász, alárendelt a káliföldpát, a paragonit, a hematit, továbbá a karbonátfázis. Számottevő mennyiségű szerves anyagot nem sikerült kimutatniuk a mintákból. A metahomokkőben a gyengén átkristályosodott törmeléken kvarc a leggyakoribb szemcse, a plagioklász alárendelt mennyiségű, a finomszemcsés mátrixot szericit és átkristályosodott kvarc alkotja. A megnyúlt kvarcsejtek és a csillámok orientált elrendeződést mutatnak. Ez utóbbiak határozzák meg a metapelitok összetételét és szövetét, folytonos klivázst és foliációt kijelölve (Biševac et al., 2009). A nehézasványokra (monacit, xenotim) épülő részletes elemzések segítségével kimutatták, hogy a Radlovaci Komplexum kőzeteinek egyik fő forráskőzete variszkuszi felzikus magmatit lehetett. A teljes kőzet geokémiai vizsgálati eredmények a metapelitokra és a metahomokkőkre egyaránt alátámasztották a kontinentális szigetív lemezt tektonikai helyzetnek megfelelő felzikus magmás kőzetekből álló lehordási területet (Biševac et al., 2013).

Az uralkodóan felzikus jellegű forráskőzet látszólag jó egyezést mutat a Tésenyi Homokkő Formáció lehordási területéről rendelkezésre álló adatokkal (pl. Varga et al., 2001, 2003, 2007). Megjegyzendő azonban, hogy a Tésenyi Homokkő szemcseösszetétele jóval változatosabb és éretlenebb jellegű, abban számottevő mennyiségű savanyú vulkanit, továbbá üledékes és metamorf kőzettörmelék szintén megtalálható. A két képződmény makroszkópos és mikroszkópos bélyegei számos különbséget mutatnak, amit – a Radlovaci Komplexumra vonatkozóan kis mintaszámon (6 db kőzetminta) végzett – összehasonlító vizsgálataim is megerősítettek. Amíg a Tésenyi Homokkő Formáció felső karbon rétegsora

agyagkő–konglomerátum kőzetváltozatokat egyaránt tartalmaz, továbbá makroszkóposan a metamorf folyamatok szövete gyakorolt hatása általában nem észlelhető, a Radlovaci Komplexum karbon kifejlődése alapvetően finomszemcsés, továbbá határozottan foliált megjelenésű metamorfitokból áll (42. és 43. ábra).



41. ábra

A Radlovaci Komplexum elhelyezkedése a Tiszai-főegységben belül (Mészáros et al., 2019 és Fintor & Varga, 2020 alapján, módosítva)

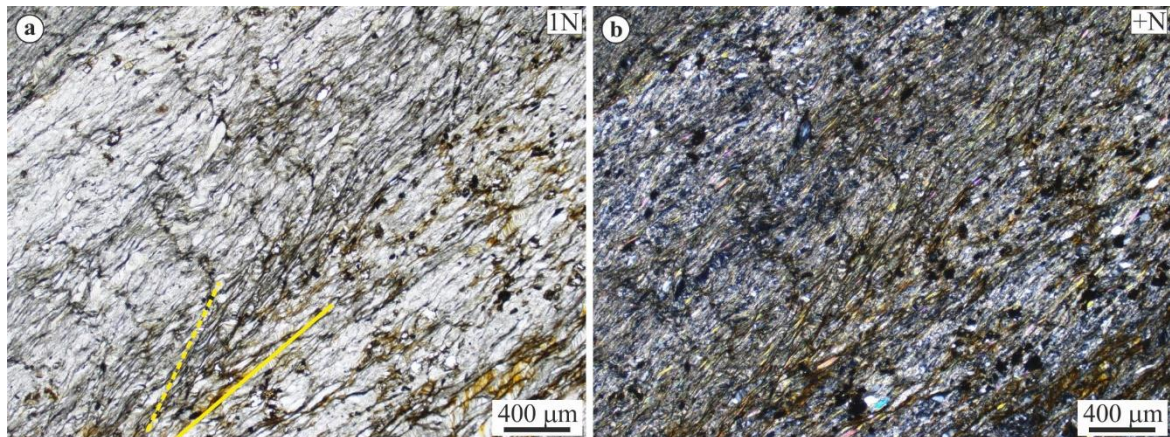
(a) A Tiszai-főegység (Tisia) elhelyezkedése a Kárpát–Pannon-térségben; (b) Az érintett terület tektonosztratigráfiai térképe a késő variszkuszi környezetek feltüntetésével Vozár et al. (2010) alapján módosítva. Jelmagyarázat: 1 = tengeri üledékes fedő; 2 = közepes–nagyfokú prealpi metamorfitok; 3 = kiskfokú prealpi metamorfitok; 4 = granitoidok általában; 5 = késő variszkuszi granitoidok; 6 = felső karbon–perm kontinentális üledékes kőzetek; 7 = szerves anyagban gazdag, kiskfokú variszkuszi metaüledékek (Szaltnaki Agypala Formáció); 8 = elsőrendű áttolódás; 9 = másodrendű áttolódás; 10 = elsőrendű normálvető, rátolódás, oldalelmozdulás; 11 = másodrendű normálvető, rátolódás, oldalelmozdulás; 12 = elmozdulási irány; 13 = jelölt városok; A = Horváthertelendi-egység; B = Szaltnaki-egység. Rövidítések: Kr = Krndija; Pa = Papuk; Ps = Psunj; RC = Radlovaci Komplexum



42. ábra

A növénymaradványokkal igazolt karbon (weszfáliai B és C) agyagpala és metahomokkő feltárása a Radlovaci Komplexumban (Radlovaci-patak völgye/Radlovački potok, Orahovicától délnyugatra, Papuk Geopark 2012, kísérő: Goran Pavić)

(a) és (b) A feltárásban a foliált, sötétszürke–fekete agyagpala elválási felületein csillámok figyelhetők meg.



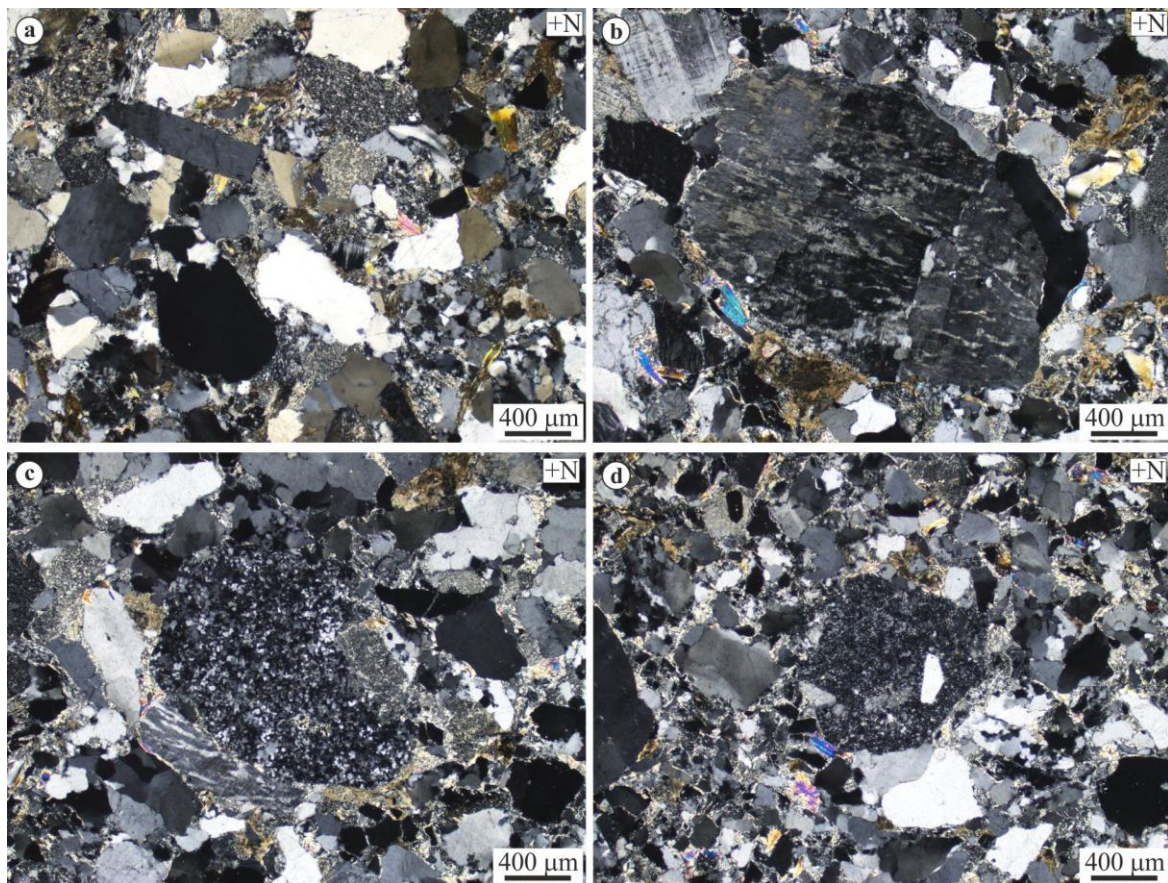
43. ábra

Összetett mikroszerkezetű agyagpala átlósan megfigyelhető fő foliációval (sárga vonal), amit gyengén fejlett krenulációs klivázs (középen, sárga szaggatott vonal) ír felül (D-1 minta, Papuk, Radlovaci Komplexum, Dubočanka, weszfáliai B–C lelőhely, Domagoj Jamičić gyűjtése, 2001; ELTE Közöttan–Geokémiai Tanszék gyűjteménye)

A Tésenyi Homokkő Formáció finomszemcsés kőzeteiben gyakori a szénült szerves anyag megjelenése, a polimikt homokkövek felépítésében pedig – a kvarc és a plagioklász mellett – a kálföldpát szintén szerepet kap. Ki kell emelni továbbá a kőzettörmelék (vulkáni, üledékes, metamorf eredetű egyaránt jellemző, arányuk területileg változó) jelentőségét (44. ábra), ami viszont sem az általam tanulmányozott radlovaci mintákban (45. ábra), sem a vonatkozó szakcikkekben (Biševac et al., 2009, 2010) bemutatott vázalkotó szemcsék között nem jelent meg.

Petrográfiai megfigyeléseim szerint a Radlovaci Komplexumból származó karbon metahomokkő szemcséi uralkodóan kvarcból, kisebb arányban plagioklászából és muszkovitből (+ klorit, biotit) állnak, közöttük a mátrix döntően szericitből és finomszemcsés kvarcból épül fel. Mikroszöveti alapon a vizsgált karbon metahomokkő–metagrauwacke két altípusba sorolható (45. ábra). A kisebb mátrixtartalmú mintákban gyengén fejlett, nyomási oldódásos eredetű foliáció figyelhető meg, ami a klasztok között hajladozik. A rétegszilikátok és a kisebb, ellapult klasztok ennek a foliációs iránynak

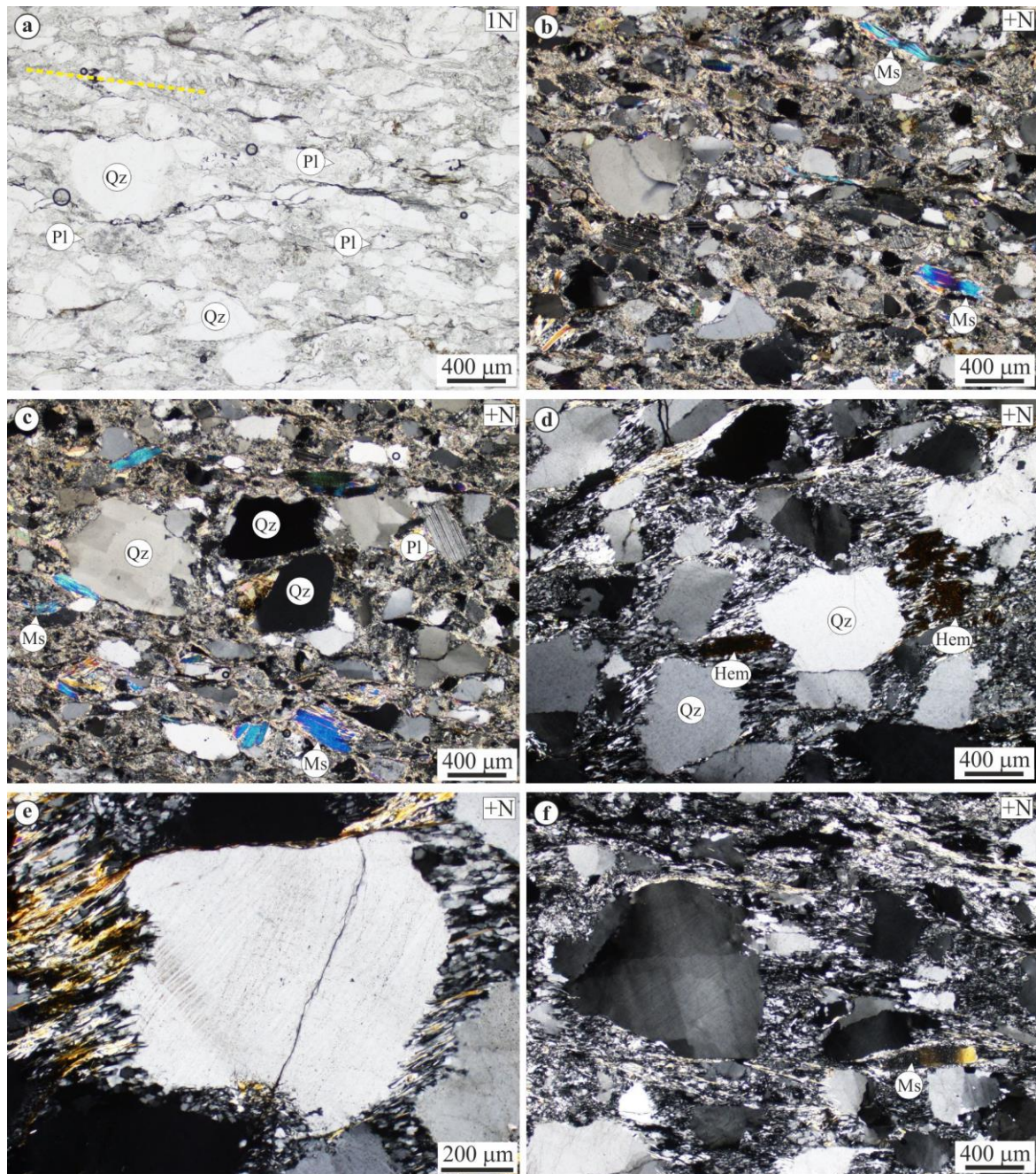
megfelelően irányított elrendeződésűek. A ridegebb klasztok (kvarc, földpát) – a nyomási oldódáson kívül – jelentősebb belső deformáció jegyeit nem mutatják, szárnyaikon helyenként gyengén fejlett nyomásárnyék szerkezet (továbbnövekedés) figyelhető meg, amit kvarc, szericit vagy karbonát alkot. A másik típusban fejlettebb a foliáció, jellemző bélyeg továbbá, hogy a domináns kvarcklasztok között a foliációval párhuzamosan rendeződött, finomszemcsés, szálaskvarc-csillám szerkezetek alakultak ki. A nagyobb kvarcsejtszomszomszág mikroszkópi megjelenése egyértelműen belső deformáció és képlékeny átkristályosodás bélyegeit (mikrorepedések, deformációs lamellák megjelenése, alszemcséképződés) tükrözi. A klasztok peremén új, finomszemcsés, szutúrás határu, dinamikus átkristályosodott kvarc azonosítható. Annak ellenére, hogy a mintavétel nem volt orientált, ezek a szöveti különbségek eltérő mértékű képlékeny deformációt jeleznek a Radlovaci Komplexum karbonba sorolt metaüledékes összetételében. A kvarc képlékeny deformációja 200 °C feletti hőmérsékleten indul meg, az unduláló kioltást követően a deformációs lamellák kialakulása azonban kisfokú 300–400 °C körülmények között jellemző (Blenkinsop, 2000; Paschier & Trouw, 2005). Az intenzívebben deformált mintákban az átkristályosodás hőmérséklete ezért – véleményem szerint – biztosan meghaladta a 300 °C-ot. A deformáció jellegének pontosításához további, célzott mikroszerkezeti vizsgálatok szükségesek.



44. ábra

A Tésenyi Homokkő Formáció jellemző törmelékes szemcséi a bizonyítottan karbon makroflórát (wesztfáliei) tartalmazó Bm–1 fúrás mintái alapján

- (a) Polimikt homokkő általános szöveti képe: ásványtöredékként kvarc, káliföldpát (mikroklin), muszkovit jelenik meg változó összetételű és szövetű, magmás, üledékes és metamorf kőzettörmelék társaságában (Bm–1 278,4 m); (b) Nagyméretű, helyenként albitosodott káliföldpát (mikroklin) a karbon homokkőben (Bm–1 955,6 m); (c) és (d) Különböző szövetű vulkáni kőzettörmelék-szemcsék (alpanyag mikrofenokristályokkal) közepesen–gyengén osztályozott homokkőben (Bm–1 955,6 m)

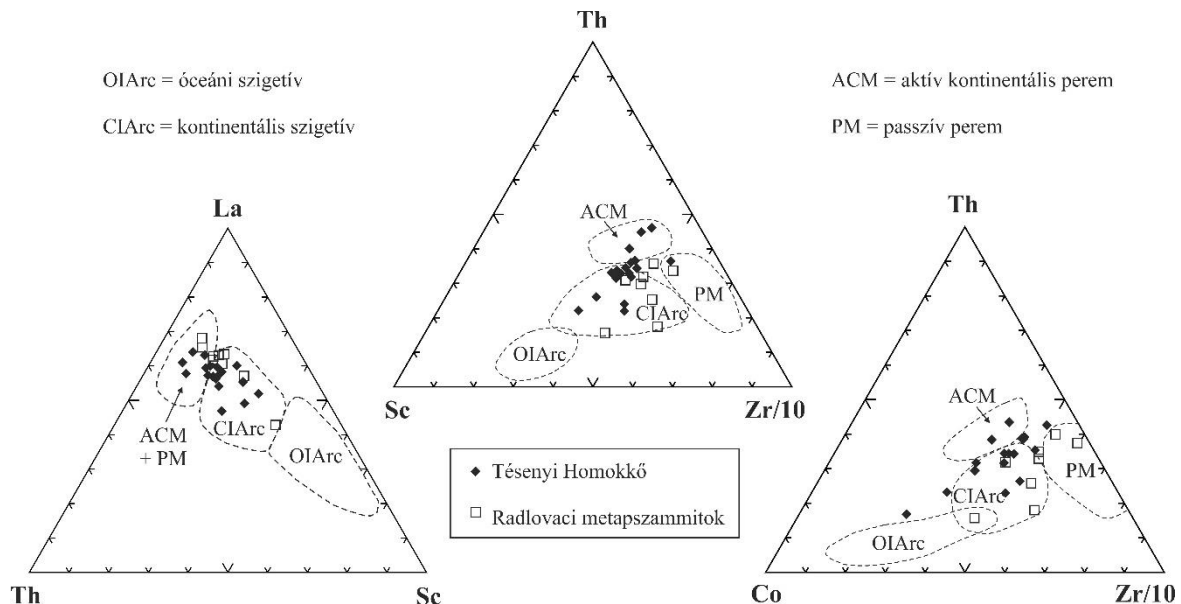


45. ábra

A Radlovaci Komplexumból származó karbon metahomokkő szöveti megjelenése (Papuk, Domagoj Jamičić gyűjtése, 2001; ELTE Közettan–Geokémiai Tanszék gyűjteménye)

(a)–(c) Kvarc, plagioklász és muszkovit enyhén irányított elrendeződése szericites mátrixban, a klaszterek orientációja a gyengén fejlett, nyomási oldódásos eredetű, hajladozó foliáció irányát (sárga szaggatott vonal) követi (M4/1 minta, Radlovac); (d) Közepesen fejlett, nyomási oldódásos eredetű foliáció, valamint orientált csillámok által kijelölt, a klaszterek között hajladozó másodlagos foliáció megjelenése; a kvarcsemmecskék körül a foliációval párhuzamosan rendeződött (szintektonikus), finomszemcsés, szálas kvarc-csillám szerkezetekkel. A szemcseperemeken új, apró, szutúrás határú, dinamikusan átkristályosodott kvarc jelenik meg. A kvarc-csillám szálak között megfigyelhető nyúlt, opak fázis (valószínűleg hematit) fluidumhatásra hívja fel a figyelmet (Rad-1 minta, Radovanci); (e) Dinamikusan átkristályosodó kvarc fluidumzárványsíkok által kijelölt mikrorepedésekkel (a szemcsetöréssel párhuzamos elrendeződésben) és kissé hajladozó deformációs lamellákkal (Rad-1 minta, Radovanci); (f) Dinamikusan átkristályosodó kvarc deformációs lamellákkal és alszemcsék képződésével (Rad-2 minta, Radovanci). Rövidítések: Hem = hematit; Ms = muszkovit; Pl = plagioklász; Qz = kvarc

A két kifejlődési terület homokköveinek geokémiai jellege szintén eltérő (46. ábra). Az üledékes és kistokú metamorf környezetben általában immobilisnak tekintett nyomelemekre (pl. nagy térerejű elemek, ritkaföldfémek) épülő diagramokon a két rétegsor mintáit jelölő mintapontok viszonylag tág tartományon belül mozognak, azonban csekély átfedés mutatható ki a csoportok között (Fintor & Varga, 2020).



46. ábra

A Tésenyi Homokkő Formáció homokköveinek (Varga et al., 2007) és a Radlovaci Komplexum felső karbon meta-homokköveinek (Biševac et al., 2013) összehasonlítása az üledékgyűjtő medence lemeztettonikai helyzetét tükröző háromszögdiagramokon (Bhatia & Crook, 1986): a két képződmény geokémiai elkülönül (Fintor & Varga, 2020, módosítva)

Tekintettel arra, hogy a Radlovaci Komplexum felső karbon képződményei szervesen kapcsolódnak az idősebbnek vélt metaüledékes rétegsorhoz, továbbá az üledékképződésre (pl. forrásterület jellege) és az utólagos folyamatokra (pl. metamorfózis, deformáció jellege) utaló kőzettani és geokémiai bélyegek eltérőek, a két képződmény közvetlenül nem feleltethető meg egymásnak. Az egykori üledékgyűjtő medencék térben és/vagy időben elkülönültek egymástól (Fintor & Varga, 2020), továbbá eltérő fejlődési utat jártak be a jelenleg megfigyelhető bélyegek kialakulásáig.

Eredményeim tükrében részben megkérdőjelezhető Biševac et al. (2010) azon megállapítása, amely szerint a Tisia magyar és horvát részterületeinek metamorf fejlődése között szoros a kapcsolat. Az értekezésemben eddig bemutatott paleozoos metaüledékes rétegsorokban – Szalatnaki Agypala és Tésenyi Homokkő Formáció – nem igazolódott a késő kréta nagyon kistokú–kistokú regionális metamorfózis. Árkai (2001) viszont összefoglaló munkájában kiemelten fontos adatokat közölt az érintett terület alpi regionális metamorfózisáról. Megjegyezte, hogy a rendelkezésre álló korlátozott mennyiségű adat tükrében elfogadható, hogy a Dél-Dunántúlon bizonyos területeket nem érintett az alpi metamorfózis, az aljzati képződmények retrográd átalakulásával kapcsolatban pedig az alpi és a prealpi események elkülönítése további vizsgálatokat igényel. A Tiszai-főegység magyar részterületeinek dél-dunántúli részén egyértelműen prograd alpi metamorfózist Barcstól nyugatra, a Dráva-medence aljzatában mutattak ki (Árkai, 2001 és az általa hivatkozott irodalmak; Haas et al., 2014). Ezen a területen a szénhidrogénkutató fúrások a prealpi polimetamorf aljzaton, áttolódott helyzetben belső-dinári jellegű mezozoos képződményeket tártak fel. A metariolitból és metariolituffból, meta-homokkőből, fillitből,

márványból és cipollino-szerű kőzetekből felépülő mezozoos képződmények a különböző fúrásokban szabályos rétegsort mutatnak. Hasonló kifejlődés egyrészt a Dráva-medence horvát részterületén, másrészt a Közép-dunántúli-egységben (Igali-zóna) található, ami tektonikus kapcsolatot teremt a Belső-Dinaridák és a Bükk-egység között. A Barcs-Ny területen feltárt mezozoos rétegsor főleg anchizónás, részben epizónás, közepes nyomású kréta regionális metamorfózist szenvedett, ami mezoalpi (~30 millió év) termális felülbélyegzésen esett át (Árkai, 2001 és az általa hivatkozott irodalmak).

Figyelembe véve Árkai (2001) megállapításait, illetve a Barcstól északkeletre található karbon Tésenyi Homokkő (4. ábra) kifejlődési jellemzőit, a Barcstól nyugatra feltárt, prograd alpi metamorfózison átesett, belső-dinári jellegű képződmények nem a Tiszai-főegységet képviselik. Véleményem szerint az eddigi szerkezeti besorolástól eltérően (pl. Árkai, 2001; Haas et al., 2014) a kérdéses terület már a Zagorje–Közép-dunántúli-övhöz (Pelsői összetett terrén; Kovács et al., 2011) tartozhat, megerősítve Császár (2005; Közép-Dunántúli/Szávai szerkezeti egység, Dél-zalai-, illetve Medvednicai-egység) megállapítását. Ez a felvetés a Tiszai-főegység délnyugati határának reambulációját teszi szükségessé a jövőben.

2.2.3. *A Tésenyi Homokkő Formáció összehasonlítása a dél-alföldi aljzatban (Üllés, Szeged térsége) elkülönített kontinentális karbon képződményekkel: lokális korreláció*

A dél-alföldi aljzatban Szeged környezetében (Békésia-terrénum) számos szénhidrogénkutató fúrás olyan ősmaradványmentes, zöldesszürke–sötétszürke törmelékes kőzetet (breccsa) harántolt, amelyet korábban kontinentális karbon kifejlődésnek véltek (T. Kovács & Kurucz 1984; Jámbor, 1998 és az általa hivatkozott irodalmak). A kérdéses breccsa csillámdús mátrixban elhelyezkedő, maximálisan 10 cm átmérőjű, orientálatlan, szögletes csillámpala, gneisz és kvarcit fragmentumokból állt. A breccsa reambulációja során Lelkes-Felvári et al. (2005) ultrakataklaizitot azonosítottak az érintett szakaszban, ezért a kifejlődést a kristályos aljzat tektonizált részéhez sorolták át.

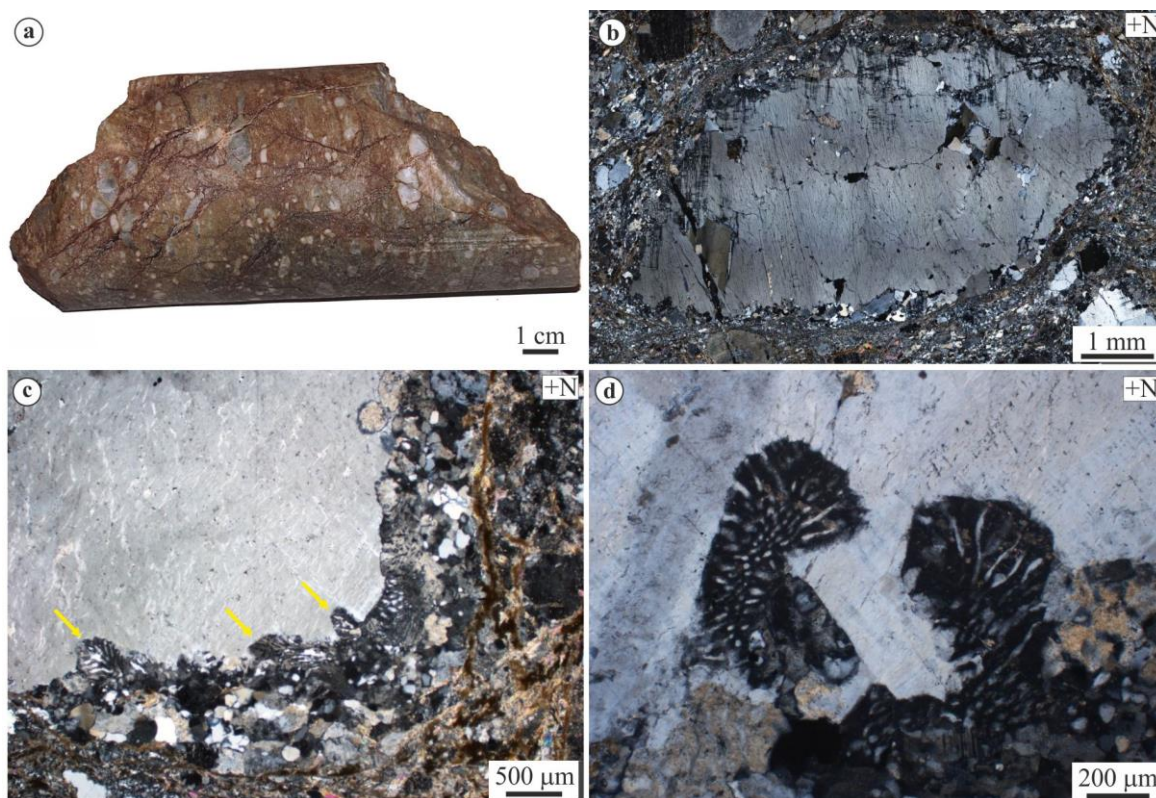
Az Algyői-aljzatmagaslat térségében mind a repedezett metamorf kőzetek, mind az azokat fedő triász rétegsor (Jakabhegyi Homokkő és Szegedi Dolomit Formáció) különböző mértékű töréses (és helyenként képlékeny) deformáción esett át, továbbá hidrotermális átalakulás nyomait mutatja. Az Üllés–Szeged–Kiskundorozsma–Mórahalom térségében létesített mélyfúrások kőzeteinek komplex reambulációs vizsgálata során kontinentális felső karbon képződményeket nem találtunk (pl. Varga et al., 2015; Garaguly et al., 2017; Papp et al., 2017). Fluidumevolúciós szempontból viszont kiemelendő, hogy a breccsásodott aljzati és triász üledékes képződményekben a deformációs és hidrotermális eseményekhez kapcsolódó ereket és oldódási üregeket részlegesen pátos dolomit tölti ki (pl. M. Tóth, 2008; Garaguly et al., 2017, 2018; Papp et al., 2017; M. Tóth & Vargáné Tóth, 2020). Ez az unduláló kioltású, görbült lapokkal határolt dolomit szénhidrogéntartalmú vizes fluidumzárványokat rejt, amelyek mikrotermometriai vizsgálati eredményei forró (135–235 °C) és mérsékelt szalinitású (4–9% NaCl ekvivalens) fluidumra utalnak (Garaguly et al., 2018). A középső triász utáni érgenerációban megjelenő dolomit lényegesen eltérő szülőfluidumot jelez, mint ami a dél-dunántúli felső karbon homokkő érkitöltéseinek karbonátfázisát létrehozta (Fintor & Varga, 2020). Megerősítve Lelkes-Felvári et al. (2005) véleményét, nem igazolható törmelékes karbon kifejlődés a vizsgált területen, továbbá nem mutatható ki semmilyen kapcsolat a dél-dunántúli karbon előfordulással, azaz a Tésenyi Homokkő Formáció őskörnyezeti és paleohidrologiai kapcsolatrendszere ebben az irányban nem terjeszthető ki (Fintor & Varga, 2020).

A dél-alföldi aljzatban, az Üllés–15 szénhidrogénkutató fúrás rétegsorában bizonytalan korbesorolással szintén említettek újpaleozoos metakonglomerátum betelepülést (T. Kovács & Magyar, 1979). A ~2780 m mélységben feltárt világosszürke, kemény, rideg kőzetben különböző nagyságú, szögletes kvarcit és földpát anyagú szemcséket figyeltek meg. Vékonycsiszolatok vizsgálta alapján megállapították, hogy a metakonglomerátum főleg apró kvarciszemcsékből (+ muszkovit) áll, amelyek a palásságnak megfelelően rendeződtek. A nagyobb szemcsék anyaga kvarcit, ortoklász és mikroklin; gyakori a megnyúlt, orsó formájú kvarcitlencse (Csongrádi, 1978; ópaleozoikum korbesorolással). Ezt a kifejlődést T. Kovács & Kurucz (1984) már migmatitként tárgyalta, mint a területen (Üllés–Forráskút) lezajlott „erős ultrametamorfózis” kőzettani bizonyítéka.

Korrelációs szempontból megemlítendő, hogy Szepesházy (1979) a dél-alföldi aljzatban (kisebb foltokban Szeged és Ásotthalom környékén) feltárt kisfokú metamorfitek egy részét – feltételesen – az Erdélyi-középhegységéből ismert, paleozoikumi metakonglomerátumot tartalmazó, variszkuszi metamorfózist szenvedett Pajzsi-sorozattal (Păiușeni) hozta összefüggésbe.

A reambulációs vizsgálat során az üllési fúrásból származó, eredetileg újpaleozoos metakonglomerátumnak leírt minta milonitosodott ortogneisz/metapegmatitnak bizonyult (47. ábra). A kőzet jól fejlett foliációval rendelkezik, amelyet az irányítottan elrendeződött muszkovitlemezek és a dinamikusán átkristályosodott kvarcszalagok jelölnek ki. Véleményem szerint korábban ez utóbbiakat dokumentálták kvarcitnak, illetve

kvarcitlencsének. A kőzet finomszemcsés mátrixában gyakran cm-es nagyságrendű (<4 cm), lekerekített, szericitesedett és káliföldpátosodott plagioklász- és lencseszerű vagy szigmoid mikroklinklasztok figyelhetők meg. Ez utóbbiak peremén finomszemcsés plagioklász+kvarc szegély található, amely beöblösödő felület mentén érintkezik a káliföldpáttal. A foliációhoz viszonyított $\sim 45^\circ$ -os szögben lángpertit gyakori a klasztban, valamint a foliációval párhuzamos térszögben mirmekites lóbák (a szöveti helyzet alapján deformációs mirmekit) hatolnak a klaszt belsejébe (Varga et al., 2015; Décsei et al., 2016). Az intenzív mirmekitképződéssel társuló káliföldpát átkristályosodás, továbbá a kvarc dinamikus átkristályosodása és az ehhez kapcsolódó szöveti termometria alapján a képződmény képlékeny nyírásos deformációja valószínűleg a középső–felső zöldpala ($\sim 400^\circ\text{C}$) fáciesnek megfelelő hőmérsékleten játszódhatott le (Décsei et al., 2016).



47. ábra

Az üllési milonitosodott ortogneisz/metapegmatit (protomilonit) makro- és mikroszkópos megjelenése (Üllés–15 2778,0–2780,5 m; Varga et al., 2015; Mészáros et al., 2016b és Décsei et al., 2016 alapján)

- (a) és (b) Nagyméretű földpát (mikroklin) porfiroklasztok, amelyek „metakonglomerátum” megjelenést kölcsönöztek a kőzetnek. A klasztban zárványként plagioklász és kvarc figyelhető meg;
 (c) és (d) Átkristályosodott káliföldpát lángpertittel és mirmekites lóbákkal (sárga nyilak)

A fenti eredményeket figyelembe véve az üllési területen feltételezett paleozoikumai metakonglomerátum nem metaüledékes kőzet, ezért nem hozható genetikai kapcsolatba sem a felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció, sem a szilur Szalatnaki Agyagpala Formáció durvatörmelékes szakaszaival. A jelenlegi ismertségi szinten a dél-alföldi aljzatban nem különíthetők el kontinentális karbon (meta)üledékes képződmények.

2.2.4. A Tésenyi Homokkő Formáció regionális korrelációja

Tekintettel arra, hogy a Tiszai-főegységen belüli korreláció nem vezetett eredményre, a kiterjeszhetőség érdekében a Tésenyi Homokkő Formáció átalakulási és fluidumevolúciós folyamatairól rendelkezésre álló adatokat a kapcsolódó kristályos aljzati képződményekkel (9. ábra) célszerű összevetni, amit Fintor & Varga (2020) foglalt össze (pl. 48. ábra). A potenciális forrásközetekkel történő összehasonlítás szerint ugyanis a Baksai Komplexum a legvalószínűbb forrása az üledékben gyakori gneisz/metagranitoid, továbbá csillámpala klasztoknak, a finomszemcsés plutoni közetek (aplit) pedig nagy valószínűséggel a Mórágyi Komplexumból (Kunsági-egység, Mórágyi-alegység) származtak (Varga et al., 2007).

Korábbi munkák (pl. Szederkényi, 1979; Tarnai, 1997, 1998) rámutattak arra, hogy a Baksai Komplexum polimetamorf összletében olyan jól fejlett érkitöltő hálózat alakult ki, amely Ca-Al-szilikátokat és/vagy szulfidokat (Fe-Zn-Pb; döntően pirit és szfalerit) tartalmaz. A szilikátban gazdag paragenezisben klinopiroxén-domináns, epidot-domináns, illetve földpát-domináns erek különböztethetők meg (Fintor et al., 2009, 2010, 2011), ezeket később kvarc-karbonát (dolomit, kalcit) kitöltésű erek követték (Fintor et al., 2008, 2009).

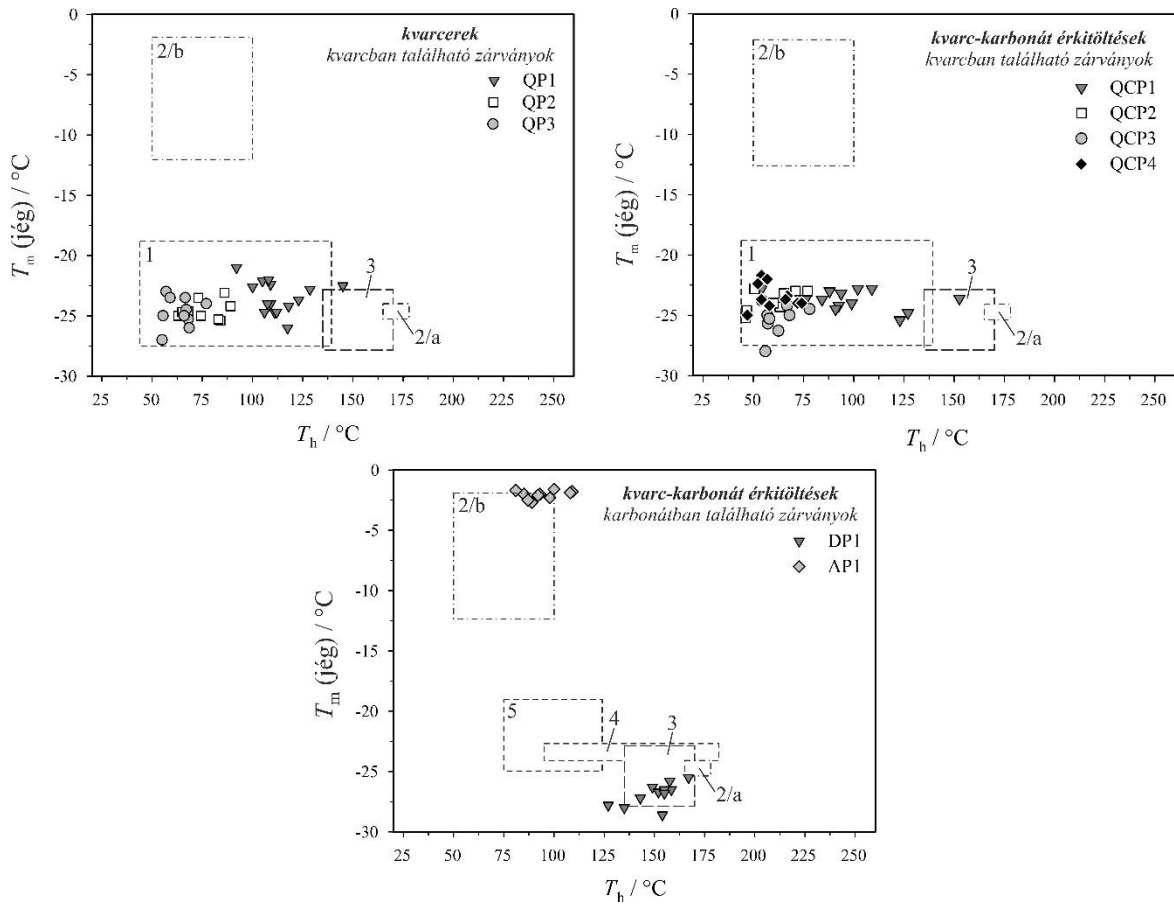
Az idősebb hidrotermális események jellemző paragenezise a következő (Fintor et al., 2009, 2010, 2011): diopszid → epidot ± klinozoit → szfalerit → albit ± káliföldpát → klorit ± adular ± prehnit → pirit → kalcit (kalcit1+kalcit2+kalcit3), ami propilites affinitást tükröz. A diopszidban és az epidotban található elsődleges fluidumzárványok mikrotermometriai adatai (homogenizációs hőmérséklet, diopszid: 276–362 °C, epidot: 180–360 °C; szalinitás: 0,7–2,9% és 0,2–1,2% NaCl ekvivalens) alapján a kapcsolódó ásványosodás mindkét esetben nagy hőmérsékletű és kis szalinitású környezetben játszódtott le (Fintor et al., 2009, 2011). Sajnos a földpátokból nem álltak rendelkezésre adatok.

Ezek a Ca-Al-szilikát ásványosodási fázisok hintett és erekhez kapcsolódó szulfidos ásványtársulás megjelenéséhez is vezettek a Baksai Komplexumban (Tarnai, 1997, 1998; Fintor et al., 2009; Varga et al., 2017). A ~0,1–7 cm vastagságú erekben elsősorban szulfidok (pirit, markazit, pirrotin, szfalerit, kalkopirit, galenit, pentlandit és covellin), kevés kvarc, továbbá ritkán hematit fordult elő. Az érkitöltő kvarc fluidumzárványai (homogenizációs hőmérséklet: 235–295 °C, szalinitás: 3,5–5,1% NaCl ekvivalens) posztmagmás hidrotermális eredetre utaltak (Tarnai, 1997, 1998).

A Baksai Komplexumban a hidrotermális fluidumok a mellékközetet (gneisz, csillámpala) is változó mértékben átalakították. Helyenként intenzíven átalakult, epidotosodott, kloritosodott, albitosodott és szericitesedett kőzetváltozatok figyelhetők meg (Szederkényi, 1979; Fintor et al., 2010). Az átható hidrotermális kioldás másodlagos porozitást (üregképződés) okozott az érintett zónákban, az oldódási üregeket részlegesen albit és epidot töltötte ki, továbbá a kvarc teljes hiánya jellemzi ezeket a metasomatizált közeteket. Az üregkitöltő epidot fluidumzárványai hasonló jellegűek (homogenizációs hőmérséklet: 180–360 °C; szalinitás: 0,2–1,6% NaCl ekvivalens), mint a Ca-Al-szilikát kitöltésű erek epidotja (Fintor et al., 2010).

A Baksai Komplexum képződményeiben a kalcit egyrészt a Ca-Al-szilikát kitöltésű erekben fennmaradó pórusteret foglalta el (első és második kalcitgeneráció), másrészt a kőzetet átmetező önálló ereket képzett (második és harmadik kalcitgeneráció). Az egymást követő kalcit1 és kalcit2 fázisban található elsődleges zárványok mikrotermometriai vizsgálati eredményei (homogenizációs hőmérséklet és szalinitás: 75–124 °C és 17,5–22,6% CaCl₂ ekvivalens, illetve 106–197 °C és 2,9–6,3% NaCl ekvivalens) lényeges változást jeleztek az érrendszer fejlődésében (Fintor et al., 2011). A legidősebb kalcitgeneráció zárványainak viszonylag kis hőmérsékleti tartománya és nagy szalinitása lefelé szivárgó, üledékes eredetű, túlsós fluidumot (*brine*) vagy evaporitos összetlen átszivárgó meteorikus eredetű felszín alatti vizet jelez. Ezt az értelmezést erősítette meg a

fluidum kalkulált $\delta^{18}\text{O}$ értéke (-13 -tól -4% , V-SMOW). A Ca-Al-szilikát kitöltésű erekben található kalcit ezért valószínűleg azt a későbbi fluidumcirkulációs eseményt képviseli, amelyik a kvarc-karbonát kitöltésű erekben a kvarc, a dolomit és a kalcit kiválását eredményezte (Fintor et al., 2009, 2011).



48. ábra

A Tésenyi Homokkő Formációból származó kvarcerekben, illetve a kvarc-karbonát kitöltésű erekben csapdázódott elsődleges fluidumzárvány-együttesek jellemzői (Fintor & Varga, 2020) Rövidítések: $T_m(\text{jég})$ = jégolvadási hőmérséklet; T_h = homogenizációs hőmérséklet; QP1–QP3 = egymást követő elsődleges zárványegyüttesek a kvarcerek kvarc fázisában; QCP1–QCP4 = egymást követő elsődleges zárványegyüttesek a kvarc-karbonát kitöltésű erek kvarc fázisában; DP1 = elsődleges zárványegyüttes a kvarc-karbonát kitöltésű erek dolomit fázisában; AP1 = elsődleges zárványegyüttes a kvarc-karbonát kitöltésű erek ankerit fázisában. Az összehasonlításban feltüntetett, jellegzetes posztvariszkuszi érrendszerrel rendelkező területek fluidumzárványainak adatai (tárgyalásuk a szövegben): 1 = a Baksai Komplexum kvarc-karbonát kitöltésű ereinek érkitöltő kvarc fázisa (Fintor et al., 2008); 2/a = korai kvarc fázis az uránércesedést követő ásványképződési eseményhez kapcsolódva, Rožná uránérctelep, Bohémiai-masszívum (Kříbek et al., 2009); 2/b = késői kvarc fázis az uránércesedést követő ásványképződési eseményhez kapcsolódva, Rožná uránérc-telep, Bohémiai-masszívum (Kříbek et al., 2009); 3 = posztvariszkuszi érkitöltések, Oberpfalz (Behr & Gerler, 1987; Behr et al., 1987); 4 = a Baksai Komplexum kvarc-karbonát kitöltésű ereinek dolomitja (Fintor et al., 2008); 5 = a Baksai Komplexum Ca-Al-szilikát-domináns ereinek kalcit1 fázisa (Fintor et al., 2011)

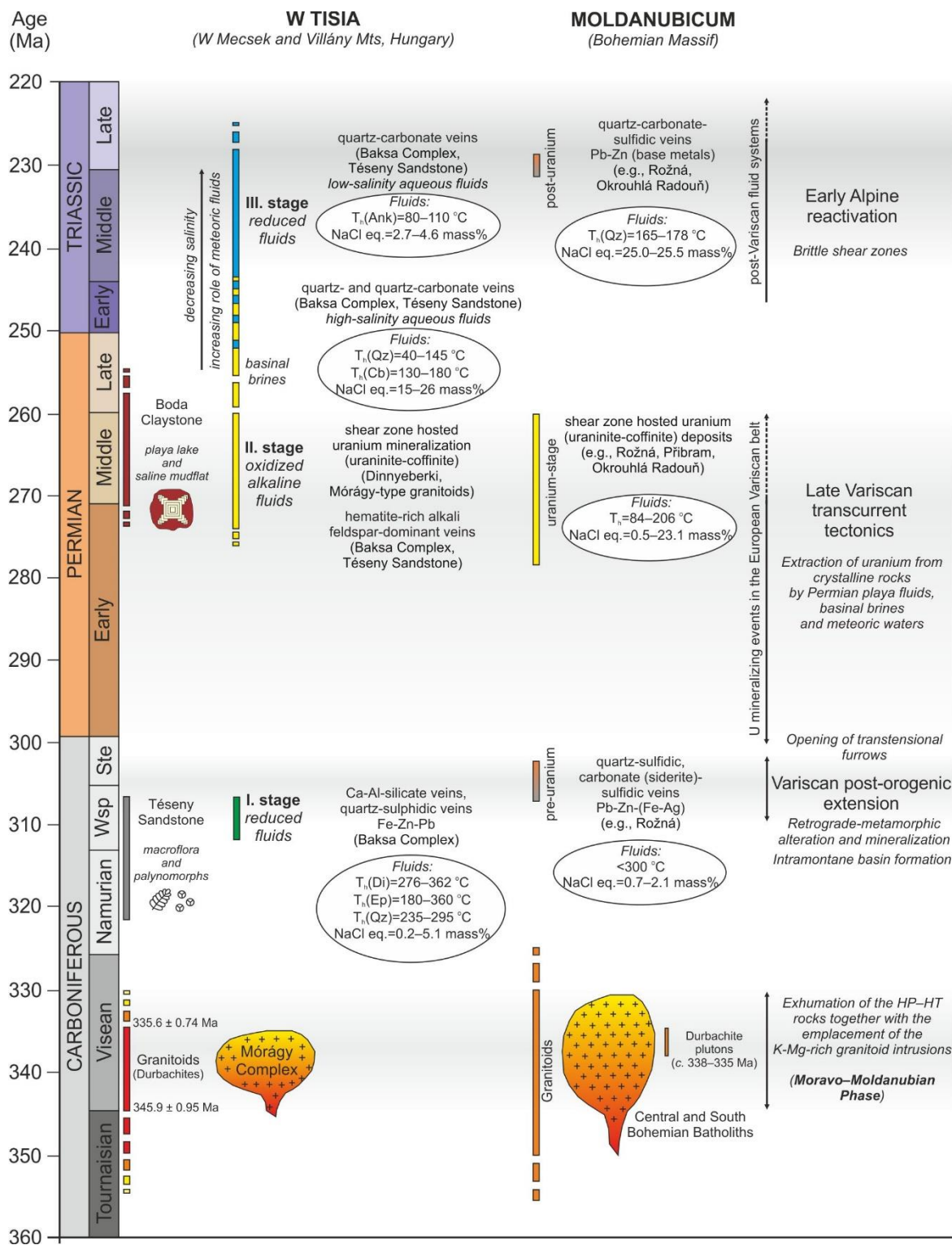
A viszonylag késői mineralizációs fázist jelző posztmetamorf kvarc-karbonát kitöltésű erekben kvarc \rightarrow dolomit + kalcit1 \rightarrow kalcit2 ásványkiválási sor jött létre, továbbá nagy szalinitású fluidumok jelentek meg (Fintor et al., 2008, 2009). A kvarcban csapdázódott elsődleges fluidumzárványok homogenizációs hőmérséklete 44 – 139 °C, ami jelentős szalinitással társul ($20,1$ – $25,6\%$ NaCl ekvivalens + $1,5$ – $6,0\%$ CaCl₂ ekvivalens). A dolomitban és a kalcit1 fázisban csapdázódott zárványok homogenizációs hőmérséklete 95 –

182 °C, becsült szalinitása 23,9–24,6% NaCl ekvivalens. Ezt a sós paleofluidumot a területen előforduló permiai és/vagy triász evaporitos összletekhez kötötték, ami egyértelműen jelzi a kristályos aljzat és a fedő felső karbon üledékes összlet közötti fluidummigrációs eseményt (Fintor et al., 2008, 2009).

Fluidumevolúciós szempontból kiemelt jelentőségű, hogy a vizsgált terület nyugati részén, Dinnyeberki közelében (Mórággyi Komplexum, 9017. sz. fúrás; 9. ábra) vékony, kvarc- és uránérc-tartalmú karbonátos teléreket, ereket tártak fel a mérsékelten átalakult, mórággyi-típusú granitoidban (Fehér & Molnár, 1989; Vincze et al., 2011). A gazdaságilag jelentéktelen ércesedés a milonitosodott granitoid kőzetek repedéseit töltötte ki. A legidősebb kvarcerek kvarcot és kevés kloritot tartalmaztak, a valamivel fiatalabb repedéseket több generációból álló kalcit, továbbá kevés dolomit és sziderit töltötte ki. A karbonátokban uraninit, coffinit, pirit, kalcit, továbbá U-Ti-oxidok (pl. brannerit), monacit, Th-szilikát, xenotim és cirkon jelent meg. Az uránásványok P, Y és ritkaföldfém dúsulása jellemző bélyeg. Az értelmezés szerint ez az ér-típusú uránásványosodás valószínűleg felszálló hidrotermális (epi-telettermális) fluidumhoz köthető egy prealpi esemény alpi felújulásához kapcsolódva (Vincze et al., 2011 és a hivatkozott irodalmak).

Korábbi tanulmányok már felvetették a paleohidrologiai kapcsolatot a kristályos aljzat kőzetei és a Tésenyi Homokkő Formáció képződményei között a kvarc-karbonát kitöltésű ereket eredményező cementációs fázis során (Fintor et al., 2009, 2010, 2011). Az összehasonlító kőzettani és geokémiai eredményekre építve a Baksai Komplexum kőzetei és a felső-karbon összlet átalakulási folyamatai közül a nagy szalinitású vizes fluidumot tartalmazó kvarc és dolomit fázisok valószínűleg ugyanazt az eseményt rögzítették (48. ábra; Fintor & Varga, 2020). A Baksai Komplexum Ca-Al-szilikát kitöltésű érrendszere és a Tésenyi Homokkő kvarc-szilikát-karbonát tömbös értípusa közötti genetikai kapcsolat szintén felmerült (Varga et al., 2012b). Ez lehetővé teszi, hogy a Tésenyi Homokkő Formációt tágabb (kristályos) környezetével együtt, mint paleohidrologiailag összefüggő terület (Ny-Tisia) hasonlítsuk össze a regionális korrelációban.

A bemutatott eredmények alapján a vizsgált területet ért hidrotermális átalakulási folyamatok több fő fázisba sorolhatók. Ezek közül az első fázist a Baksai Komplexumban kloritosodás, epidotosodás és szericitesedés kísérte a mellékkőzetben, az erekben pedig nagy hőmérsékletű és kis szalinitású fluidumból Ca-Al-szilikát, illetve szulfidos ásványtársulás (diopszid → epidot ± klinozoit → szfalerit, pirit) jelent meg (Tarnai, 1997, 1998; Fintor et al., 2009, 2010, 2011). Korábban ezt a paragenézist propilites metasomatikus átalakulásként értelmezték (Fintor et al., 2010), azonban Fintor & Varga (2020) rámutatott arra, hogy a piritesedéssel társult, kiterjedt kloritosodás és szericitesedés – legalább részben – az általában reduktív retrográd metamorf fluidumokhoz is kapcsolódhat (pl. Křibek et al., 2009). A vonatkozó hidrotermális esemény időbeli behatárolásához a Ny-Tisia metamorf aljzatából rendelkezésre álló fehércsillám $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ és K–Ar korok használhatók fel, amelyek 307 és 312 millió év között viszonylag szűk időintervallumot jeleztek (Lelkes-Felvári & Frank, 2006). A vizsgált területre jellemző fehércsillám-képződés időben megfeleltethető a variszkuszi kéreg posztorogén extenziójának, amihez az orogén mélyebb régiójának gyors exhumációja társult (Varga et al., 2012c). Ez a folyamat számos európai területen (pl. Massif Central, Bohémiai-masszívum) a nagyfokú metamorfítok késő wesztfáliai retrográd átalakulását eredményezte (Lapierre et al., 2008; Křibek et al., 2009). Mindezeket figyelembe véve feltételezhető, hogy a klinopiroxén-domináns és az epidot-domináns érkitöltéseket létrehozó fluidum a Baksai Komplexum amfibolit-fáciesű ásványparagenézisének zöldpala-fáciesű retrográd metamorf folyamatához kapcsolódott (49. ábra). Ehhez az értelmezéshez jól illeszkedik az a megfigyelés, hogy a klinopiroxén- és az epidot-domináns értípusok a wesztfáliai Tésenyi Homokkő kőzeteiben nem jelentek meg (Fintor & Varga, 2020).



49. ábra

A Ny-Tisia hidrotermális ásványosodásának változása a közép-európai variszcidákat (pl. Bohémiai-mászívum) érintő események feltűntetésével (Fintor & Varga, 2020)

Az események magyarázata a szövegben található. Rövidítések: Wsp = wesztfáliai; Ste = stephaniai. A feltűntetett adatok forrásai: Žák et al. (2001), Buda et al. (2004), Klötzli et al. (2004), René (2005, 2017), Kříbek et al. (2009), Dolníček et al. (2014)

A Baksai Komplexumban található Ca-Al-szilikát kitöltésű ereknek megfelelő, hematitot, kloritot (\pm epidot) és kalcitot is tartalmazó alkáliföldpát-domináns erek a Tésényi

Homokkő Formációban szintén megjelennek. A homokkő mellékkőzetben az albitosodás, a kloritosodás és a karbonátosodás jellemző átalakulási folyamat (36. ábra; Varga et al., 2004, 2007). Ez az ásványképződési esemény egyértelműen olyan oxidáló, alkáli jellegű fluidumhoz kapcsolható, ami időben elkülönült a korábbi fázistól. A legfiatalabb kalcit zárványaiban csapdázódott, alacsony homogenizációs hőmérsékletű és nagy szalinitású zárványegyüttes a lefelé szivárgó fluidumok hatását támasztja alá (Fintor et al., 2008, 2009).

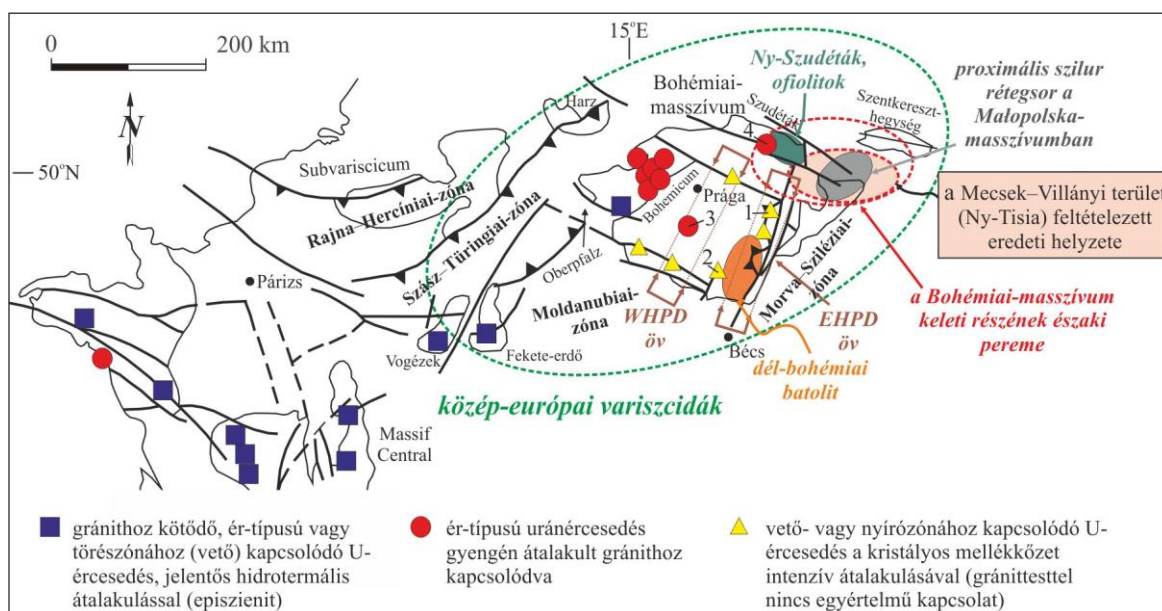
A mecseki permi üledékes rétegsorban olyan playa iszaplapály és playa tavi képződmények (Bodai Agyakő Formáció, kunguri–capitani) ismertek, amelyek evaporitokat (gipsz, anhidrit, nagyon ritkán „hopper” halit utáni pseudomorfozák) tartalmaztak (Árkai et al., 2000; Varga et al., 2005; Konrád et al., 2010; Máthé & Varga, 2012). Ennek megfelelően a Na-gazdag playa eredetű fluidumok a késő permiben rendelkezésre álltak a vizsgált területen. A nagy szalinitású zárványokat tartalmazó monomineralikus kvarcerek és a kvarc-karbonát kitöltésű erek mind a Baksai Komplexum, mind a Tésenyi Homokkő Formáció kőzeteiben nagy valószínűséggel kapcsolatban álltak ezekkel a playa oldatokkal (Fintor & Varga, 2020). Hasonló jellegű (homogenizációs hőmérséklet: 75–123 °C, végső jégolvadási hőmérséklet: –24.6-tól –16.9 °C) fluidum jelent meg a Mecsekalja-zónában feltárt metamorf képződmények kvarclencséiben, amit a Mórágyi Komplexumot érintő vetőgenerációk egyikéhez kapcsoltak (Dabi et al., 2011, 2017). A szerzők szerint a nagy szalinitású fluidum a Mecsekalja-zónát érintő mezozoos töréses deformációt megelőző regionális fluidumáramlási eseményhez tartozhatott, továbbá evaporitos rétegsorból származott. Ez a megállapítás alátámasztja a nagy szalinitású fluidumáramlási esemény késő permi besorolását. A következő ásványparagenezisben a galenit és az ankerit megjelenése azonban egyértelműen reduktívabb környezetet jelez, egy későbbi (triász?) fázist képviselve (Fintor & Varga, 2020).

Annak ellenére, hogy közvetlen módon nem volt lehetőség a második (késő variszkuszi) és a harmadik (posztvariszkuszi vagy kora alpi) fő mineralizációs esemény korának meghatározására, a Tésenyi Homokkő Formáció kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű ereiben megjelenő, klorittal, pirittal és opak fázissal együtt előforduló, sajátalakú monacit és/vagy xenotim segítségével közvetett behatárolása megadható (36. és 40. ábra). A megfigyelt átalakulási bélyegek azt sugallják, hogy időben ez a második fázis a mórágyi-típusú granitoidhoz (Dinnyeberki) kapcsolódó, teléres–eres uránércesedéssel (Vincze et al., 2011) fed át, az ehhez társuló átalakulási zóna peremi része érintheti a Tésenyi Homokkő rétegsorának alsó – a kristályos aljzathoz közeli – részét (Fintor & Varga, 2020).

A ritkaföldfémek és az Y hidrotermális mobilizációja szorosan kapcsolódik a Zr és az U mobilizációjához, ami általában oxidált alkáli fluidumok hatásával függ össze (Rubin et al., 1993; René, 2015). Az európai variszcidákban viszonylag szinkron (300–270 millió év) eseményként jelent meg az az U-ércesedéssel járó fázis, amit a felső–középső kéregbe hosszútávon beszivárgó oxidáló fluidumok uránmobilizáló hatására vezettek vissza. A késő karbon–perm extenziós események során a nyomelemekben gazdag kristályos kőzetekből oldódtak ki a későbbi ércesedést kialakító ritka elemek (Ballouard et al., 2017). A kvarc intenzív kioldódásával, átható albitosodással, majd kloritosodással járó átalakulás az episzienitek jellemző képződési mechanizmusa (Ziegler & Dardel, 1984; Dill, 1985; Žák et al., 2001; René, 2005, 2017; Dolníček et al., 2014; Ballouard et al., 2017), amit az európai variszkuszi öv számos U-telepéből leírtak (hidrotermális ér-típusú, vető- és nyírózónához kötődő ércesedések; Kříbek et al., 2009). Európában a Bohémiai-masszívum az egyik legfontosabb uránérc lelőhely (Žák et al., 2001; René, 2005, 2017; Kříbek et al., 2009), ahol az episzienitesedés és a kapcsolódó U-ércesedés nemcsak gránitban (pl. Schlemma-Alberoda, Annaberg, Příbram, Okrouhlá Radouň, Alsó-Szilézia), hanem nagyfokú metamorfitokban (pl. Vítkov II, Okrouhlá Radouň, Rožná, Olší) is megjelent.

A Bohémiai-masszívum Moldanubiai-zónájában az U-mineralizációt a felső stephaniai–alsó perm medencékhez köthető oxidált, Na-gazdag playa és/vagy túlsós medence eredetű fluidumok kristályos aljzatba történő beszivárgása okozta (René, 2005; Kříbek et al., 2009; Dolníček et al., 2014). Ezek a fluidumok a késő variszkuszi tektonika és árokképződés következtében kialakult mély töréses szerkezeti elemek mentén migráltak (49. ábra). A túlsós oldatok (*brine*) beszivárgása hatékonyan járult hozzá az urán kioldásához a kristályos aljzat közeteiben lévő U-tartalmú ásványokból. Ezt követően (280–260 millió év) több fázisban ásványkiválás (pl. hematit-zárványos albit, kis mennyiségben adular) történt. A kataklázitok kloritosodott, piritesedett zónáiban az ércképző fluidumok és a mellékkőzet redukív komponensei közötti kölcsönhatás következtében folyamatosan zajlott az U, Ti, Zr, Y, P és ritkaföldfémek kiválása (Kříbek et al., 2009; Dolníček et al., 2014). Ezt követően (240–220 millió év, kora alpi transzzenzió) kvarc-karbonát-szulfid kitöltésű erek jelentek meg (Žák et al., 2001; Kříbek et al., 2009).

A fluidumok részletes jellemzésére az érkitöltő fázisokból számos esetben (pl. Příbram, Okrouhlá Radouň, Rožná) fluidumzárványokat vizsgáltak, a kapcsolódó mikrotermometriai adatokat Fintor & Varga (2020) összefoglalása alapján a 49. ábra mutatja be. Nagyon hasonló késő variszkuszi és posztvariszkuszi hidrotermális eseményeket írtak le a Bohémiai-masszívum szomszédos területeiről is (pl. Harz, Feketeerdő, Oberpflanz; Behr & Gerler, 1987; Behr et al., 1987), ami azt jelzi, hogy ezek a jellegzetes fluidumrendszerek (pl. metamorfózishoz kapcsolódó fluidumok, perm medence eredetű túlsós fluidumok) regionális elterjedésűek voltak a közép-európai variszkuszi övben. Ez alapján kijelenthető, hogy a Tisia vizsgált részén (Mecsek–Villányi-terület) feltárt legfontosabb érkitöltő fázisok a közép-európai variszcidákra jellemző hidrotermális eseményekkel párhuzamosíthatók (50. ábra), ezért a regionális korreláció független eszközeként a paleofluidumokra épülő ujjlenyomat szintén felhasználható az ősföldrajzi helyzet pontosításakor (Fintor & Varga, 2020).



50. ábra

A Ny-Tisia (Mecsek–Villányi-terület) ősföldrajzi kapcsolata az európai variszcidákhoz viszonyítva (Fintor & Varga, 2020)

A jelölt kifejlődési területek magyarázata a szövegben található. Jelölések és rövidítések: 1 = Rožná lelőhely; 2 = Okrouhlá Radouň lelőhely; 3 = Příbram lelőhely; 4 = Alsó-Szilézia; WHPD = nyugati nagynyomású (HP) és durbachit; EHPD = keleti HP és durbachit.

A közép-európai variszcidákon belül a lehetséges rokoni kapcsolatok feltárásához a nagyobb léptékű regionális keret mellett a lokális jellemzőket célszerű összehasonlítani. A korábban publikált korrelációs próbálkozások számos hasonlóságot mutattak ki a Ny-Tisia kora karbon (mississippi) fejlődéstörténete és a Bohémiai-masszívum Moldanubiai-zónája között (Horváth et al., 2003b; Buda et al., 2004; Klötzli et al., 2004). Ebből kiindulva elsőként célszerű a két terület viséi plutoni (granitoid) kőzeteit összevetni (49. ábra). Ezek közül a széles körben elterjedt durbachitok olyan erősen gazdagodott köpenylitoszféra forrásból származtak, amelyek – geodinamikai markerként – jól elkülönülő, magnéziumban és káliumban gazdag magmás kőzettípust képviselnek az európai variszkuszi aljzatban (von Raumer et al., 2014). A Bohémiai-masszívum moldanubiai szektorában az (ultra)káli intrúziók a nagynyomású (HP) kőzetek tektonikus felemelkedését követően jöttek létre egy viszonylag szűk időintervallumban, 335 és 338 millió év között (Finger et al., 2007; Janoušek & Holub, 2007). Finger et al. (2007) alapján ezek a durbachitos plutonok két párhuzamos övbe rendeződtek, a nyugati és a keleti HP és durbachit öveknek megfelelően.

A kiterjedt Barrow-típusú regionális metamorfózison túl, a HP kőzetek és a granitoidok (durbachit) együttes megjelenése a Ny-Tisia területére szintén jellemző (Ravasz-Baranyai, 1969; Horváth et al., 2003b; Buda et al., 2004; Klötzli et al., 2004; Szederkényi et al., 2012; M. Tóth, 2014). Nagy K- és Mg-tartalmú granitoidok ismertek a vizsgált területtől ~50 km-re északkeletre, Mórágysíkság térségében, amelyek nagy hasonlóságot mutattak a dél-bohémiai Rastenberg-pluton keleti részének intrúzióival (Buda et al., 2004). A Mórágysíkságból szeparált cirkonkristályok U–Pb korhatározása alapján Kis et al. (2017) pontosította a mórágysíksági granitoidokról rendelkezésre álló genetikai képet: bimodális koreloszlást mutattak ki, továbbá viszonylag hosszú időn keresztül tartó ($335,6 \pm 0,74$ millió év és $345,9 \pm 0,95$ millió év) folyamatos kristályosodást jeleztek (49. ábra).

A nagynyomású (HP) metamorfózis nyomait a Baksai Komplexumban eklogit és amfibolit vizsgálata igazolta (Ravasz-Baranyai, 1969; Szederkényi, 1996; Horváth et al., 2003b; M. Tóth, 2014). A Tisia délnyugati részén feltárt eklogit a Moldanubiai-zónán belül a „Monoton-sorozat” eklogitjaival rokonítható. A gránátos amfibolit K–Ar geokronológiai vizsgálata 348 ± 13 millió éves hülési korokat eredményezett (Horváth et al., 2003b). A Baksai Komplexum mafikus és ultramafikus kőzetei nagy valószínűséggel egy felemésztődő óceán különböző részeit képviselték (M. Tóth, 2014). A szerző szerint a Baksai Komplexum alsó amfibolit egységének HP metamorfózisa szubdukcióhoz kapcsolódott, majd az összlet egy későbbi fázisban kiemelkedett és exhumálódott. Ezek a bizonyítékok egyértelműen variszkuszi tektonometamorf eseményt jeleznek, ami valószínűleg a Morvai–Moldanubiai-fázisnak (345–330 millió év; Finger et al., 2007) felel meg, szoros genetikai kapcsolatot jelezve a Ny-Tisia kristályos kőzetei és a keleti HP és durbachit öv között (Fintor & Varga, 2020). Ezt a területi korrelációt támasztja alá a Baksai Komplexum variszkuszi közepes fokú metamorfítjaihoz és a mórágysíksági granitoidokhoz kapcsolódó serpentinittestek (Gyód, Helesfa) kőzettani és geokémiai kutatásának eredménye. Kovács et al. (2016) alapján ezek összetétele és fejlődéstörténete a Szudétákban található ofiolitokkal (Góry Sowie-masszívum) mutat nagyfokú hasonlóságot. Ezek az adatok a Ny-Tisia aljzatának eredeti pozícióját a Bohémiai-masszívum keleti részének északi peremén valószínűsítik (50. ábra).

Visszatérve a fluidumevolúciós bélyegek korrelációs szerepéhez, figyelembe kell venni, hogy a vizsgált területen ér-típusú uránércesedés alakult ki a gyengén–közepesen átalakult mórágysíksági granitoidokhoz kapcsolódva (Dinnyeberki; Vincze et al., 2011). A Bohémiai-masszívum hidrotermális U-ércesedéseit szem előtt tartva, gránitokhoz kötődő, ér-típusú telepek az északi perem környezetében találhatóak (Alsó-Szilézia; Kříbek et al., 2009), ami indirekt módon szintén alátámasztja a Ny-Tisia fentebb felvázolt ösfdrajzi elhelyezkedését (50. ábra). A bemutatott kőzettani, geokémiai és fluidumevolúciós

jellemzőket más alternatív korrelációs lehetőség (pl. a Bohémiai-masszívum déli, délnyugati részéhez tartozott volna a Tisia) alapján nem lehet maradéktalanul értelmezni.

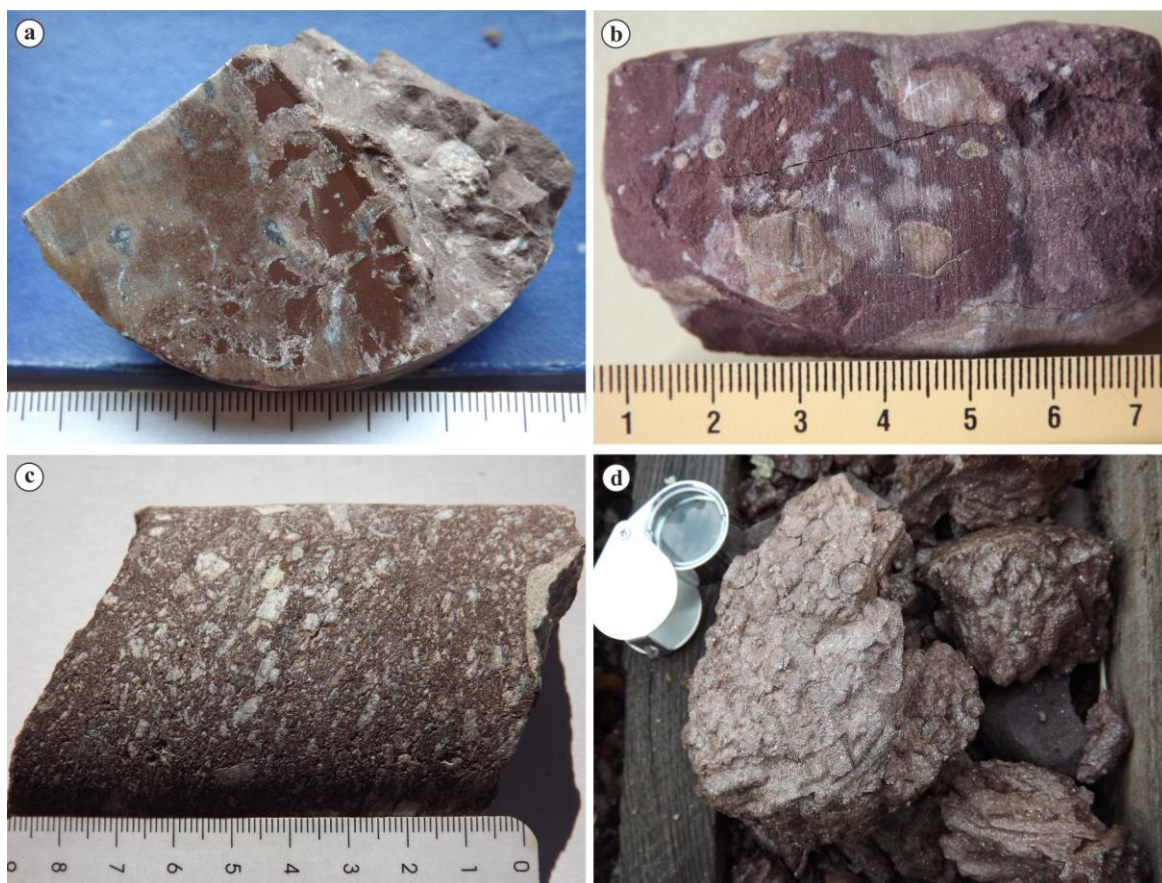
Annak ellenére, hogy a szilur Szalatnaki Agyagpala Formáció jellemző érkitöltő fázisaiból nem készültek fluidumzárvány vizsgálatok, a kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek ásványos összetételéről és szövetéről rendelkezésre álló eddigi ismeretek (pl. 20. és 31. ábra) szintén illeszkednek a felső karbon rétegsor érkitöltő fázisainak segítségével felvázolt fluidumevolúciós keretbe. Figyelembe véve a dél-dunántúli szilur képződmények proximális jellegét és regionális korrelációját (35. ábra; Mészáros et al., 2019), a felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció rétegsorát tartalmazó Ny-Tisia a késő paleozoikumban a Bohémiai-masszívumtól északkeletre, a Morva-Sziléziai-zónától északra helyezkedhetett el (Fintor & Varga, 2020), ami megerősíti Varga et al. (2003) korábbi eredményét.

Az öskörnyezeti viszonyokkal kapcsolatos korábbi megfigyelések segítségével a Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek korrelációja tovább pontosítható. A variszkuszi gyűrtöv kontinentális előtéri medencéjében mind a sziléziai területeken, mind a Małopolska-masszívumban jelentős kőszénkészleteket tartalmazó felső karbon rétegsor ismert (Varga et al., 2003 és az általuk hivatkozott irodalmak), ami viszont nem jellemző a dél-dunántúli kifejlődésre. Figyelembe véve a szemcseméret eloszlását, a korábbi szedimentológiai értelmezés a közeli hegyekből érkező törmelék gyors üledékképződését valószínűsítette az egykori üledékgyűjtő medence proximális részén (Fülöp, 1994; Jámbor, 1998 és az általa hivatkozott irodalmak). A felfelé finomodó ciklusok bázisán durvaszemcsés csatornakitöltéseket figyeltek meg, amelyek alluviális síksági üledékbe mentek át, csupán mm–cm nagyságrendű kőszénzinórokat tartalmazva (Fülöp, 1994; Jámbor, 1998; Szederkényi et al., 2012). Ez alapján nem valószínű, hogy kiterjedt reotróp lág (vö. Bashforth et al., 2010) jellemezte volna a vizsgált területet. A publikált ősnövénytanai összetétel (Fülöp, 1994; Jámbor, 1998; Gulyás-Kis, 2003) euroamerikai affinitású, továbbá kis diverzitásban megjelenő páfrányfélék (*Pecopteris*, *Sphenopteris*), magvaspáfrányok (*Neuropteris*, *Alethopteris*) és őszsurlók dominanciájával (*Sphenophyllum*, *Annularia*, *Calamites*) jellemezhető. Megjegyzendő azonban, hogy a valódi korpafüvek (pl. *Sigillaria*) és a nyitvatermő ősfák (pl. *Cordaites*) maradványai teljesen hiányoznak. A felső karbon ökológiai rekonstrukciók (pl. Bashforth et al., 2010; Opluštil et al., 2014) alapján így nagyon valószínű, hogy az uralkodóan magvaspáfrányokból és páfrányfélékből álló társulás ártéri környezetet jelez. A *Neuropteris* a kevésbé zavart ártereket, az *Alethopteris* a fonatos folyóhoz közelebbi, gyakrabban zavart területeket kedvelte. Az őszsurlók, mint például a kistermetű *Sphenophyllum* egyedei a frissen elhagyott fonatos folyómedreket népesítették be. Ez alapján a Tésenyi Homokkő Formáció rétegsorának megfelelő üledékes fácies olyan árterekkel tagolt fonatos folyóvízi környezet lehetett, ahol időszakosan mocsaras területek alakultak ki a meredek, medenceperemi lejtők környezetében. Ennek megfelelően a Szilézia–Małopolska régió hegylábi–medenceperemi része tekinthető a legközelebbi rokon képződménynek. Tekintettel arra, hogy a Małopolska-masszívum legkeletibb részét valószínűleg a kárpáti előtér képviseli (Verniers et al., 2008), a korreláció további finomításához a nyugati-kárpáti előfordulásokat (pl. zempléni permokarbon, ALCAPA) is figyelembe kell venni a jövőben.

2.3. A Korpádi Homokkő és a Gyűrűfői Riolit Formáció reprezentatív kőzeteinek komplex kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei: integrált értelmezés és korreláció

2.3.1. A Korpádi Homokkő Formáció képződményeinek kőzettani összetétele és átalakulási folyamatai reprezentatív fúrások rétegsorai alapján

A dél-dunántúli permis kontinentális képződmények közül a csak mélyfúrásokból (és kutatóaknából) ismert, változó vastagságú és változatos litológiai felépítésű (uralkodóan vörös színű agyagkő, homokkő, konglomerátum, breccsa) Korpádi Homokkő Formáció alapfúrásaiból származó minták kőzettani és geokémiai jellemzését PhD kutatásaimhoz kapcsolódva végeztem el (Varga et al., 2007; Varga, 2009), ezért ezek részletes bemutatására – terjedelmi okokból – ebben a fejezetben nem térek ki. Az elmúlt évek reambulációs vizsgálatai alapján a Korpádi Homokkő kőzettani kifejlődésében két altípus volt elkülöníthető (51. ábra) attól függően, hogy fedőjében közvetlenül a Gyűrűfői Riolit piroklasztitjai települtek-e, és a finomszemcsés kőzetváltozatokban karbonátkonkréciók jelentek-e meg, vagy a csillámgazdag agyagkő–aleurolit kifejlődésre az intenzív bioturbáció volt a jellemző (Varga et al., 2012a, 2013, 2014, 2017; Varga & Raucsik, 2014; Varga, 2019).



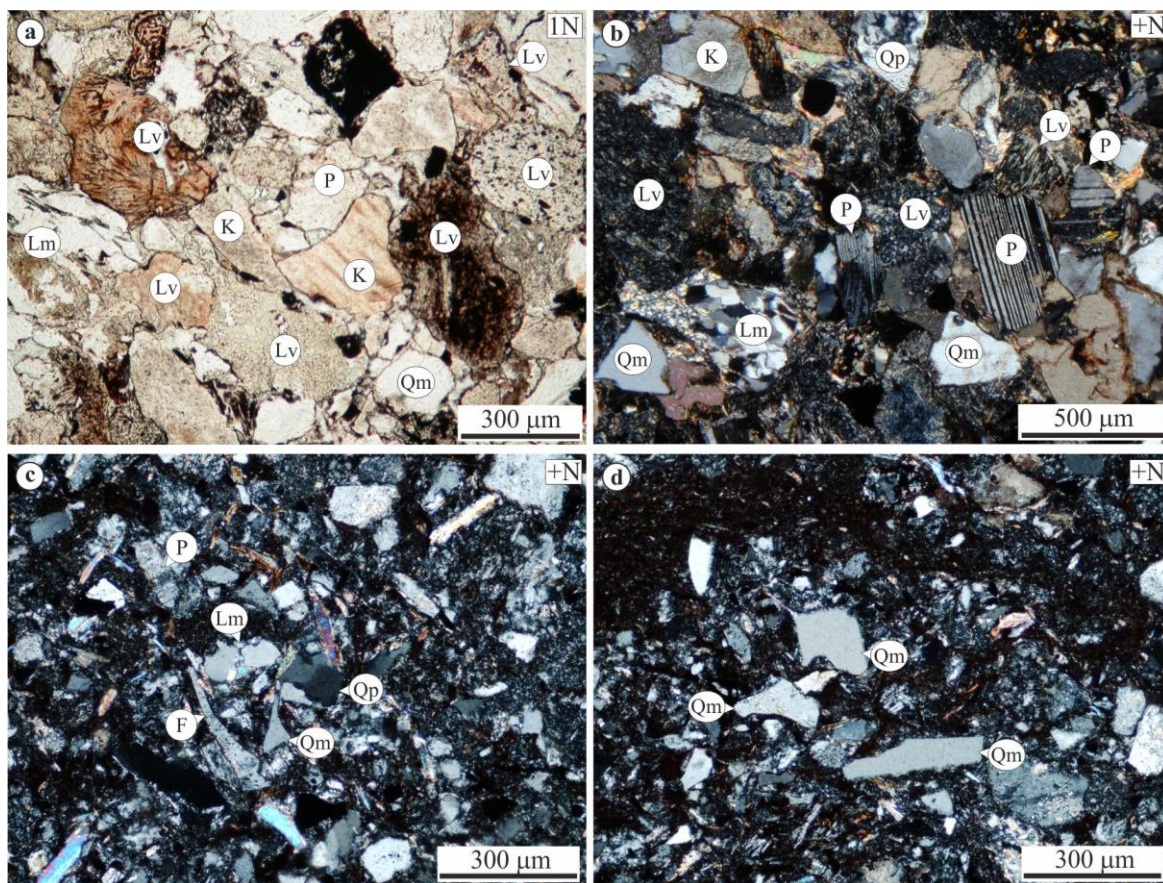
51. ábra

A Korpádi Homokkő Formáció kőzettani kifejlődésének két altípusa

- (a) Karbonátfelhalmozódás (pedogén *calcrete*) a vörös agyagkőben gyökérvonalakkal (9015. sz. fúrás 305,1 m, 15/22 minta; Varga et al., 2012a); (b) Karbonátfelhalmozódás szeptáriás konkréciókkal a vörös agyagkőben (XV. szerk. kut. fúrás 2105,2 m, G-18391 minta); (c) Rosszul osztályozott, mátrixvázú breccsa és kőzettörmelékes homokkő–agyagkő uralkodóan metamorfított törmelékével (Máriagyűd–1, 275. láda); (d) Bioturbált csillámdús agyagkő–aleurolit (Szava–5 ~290 m)

Az első, karbonátgumókat- és konkréciókat tartalmazó altípus a névadó település (Korpád) közvetlen környezetében jelenik meg a Nyugati-Mecsekben (pl. 9015. sz. és XV. szerkezetkutató fúrás, a Gyűrűfői Riolit Formáció felszíni feltárása melletti kutatóakna) és a Villányi-hegység északi előterének egy mélyfúrásában (Bisse–1). Közvetlen fedőjében ezekben az esetekben mindenütt a Gyűrűfői Riolit Formáció képződményei (uralkodóan ignimbritek: különböző mértékben összesült horzsakő- és hamuár üledékek; pl. Hidasi et al., 2015; Szemerédi et al., 2016, 2017, 2020) található meg.

A vörös agyagkő–homokkő kifejlődésben a homokkövek általában közepesen–jól osztályozott arkózák, szubarkózák, illetve kőzettörmelékes arkózák. A vázalkotó szemcséket ásványtörmelékek (kvarc, változó mértékben átalakult földpátok, kevés csillám) és általában jelentős mennyiségű vulkáni kőzettörmelék, továbbá kevés granitoid eredetű szemcsé alkotja. Az üledékes és a metamorf kőzettörmelék mennyisége nem számottevő. A monokristályos kvarc és ritkán a földpát szilánkszerű („*splinter*”) megjelenésű, ami egyértelműen szinkron piroklaszt szórásra utal (pl. Pettijohn et al., 1972; Tucker, 1991; Götze & Zimmerle, 2000), a törékeny forma miatt áthalmozásuk nem valószínű (52. ábra).

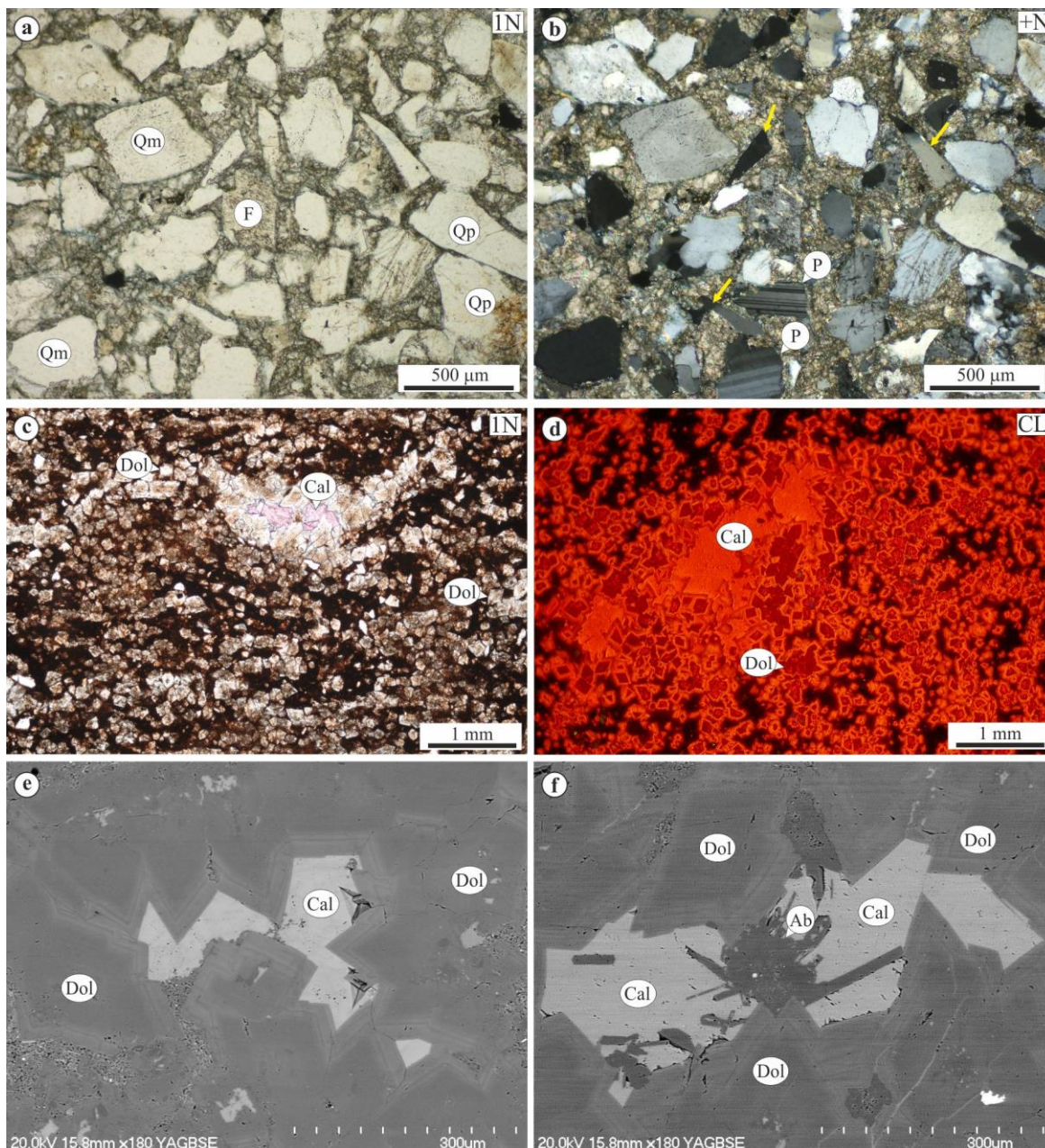


52. ábra

A Korpádi Homokkő Formáció vulkáni kőzettörmelékben gazdag és piroklaszt szórásra utaló szemcséket tartalmazó altípusának törmelékes szemcséi a Nyugati-Mecsek mélyfúrásaiból (a) Éretlen, polimikt szemcsőösszetétel hematittal cementált homokkőben (9015. sz. fúrás 333,9 m; 15/20 minta); (b) Törmelékes szemcsék megjelenése kalcittal és hematittal cementált homokkőben (9015. sz. fúrás 299,3 m; 15/23 minta); (c) és (d) Szinkron piroklaszt szórásra utaló kvarc- és földpáttöredékek (XV. szerk. fúrás 2093,9 m; XV/1 minta). Rövidítések: F = földpát; K = kálicsillám; Lm = metamorf kőzettörmelék; Lv = vulkáni kőzettörmelék; P = plagioklaszt; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc

Hasonló megjelenésű kvarcszilánkok figyelhetők meg a Bisse–1 fúrás Korpádi Homokkőbe sorolt szakaszából származó mintában (53. ábra). Ez a fúrás 1123,0–1223,0 m

közötti tartományban harántolta a képződményt, de korábban – finomszemcsés kifejlődése miatt semmilyen ásványtani vagy kőzettani vizsgálatát nem végezték el (Barabásné Stuhl, 1988b). Az alapvetően kvarc- és földpáttöredékben gazdag, hematittal cementált homokkő foltokban karbonátosodott, a szemcsék között cementként és helyettesítésként kalcit jelenik meg. A finomszemcsés kőzetváltozatban dolomitosodott lemezek (gyakran sajátalakú, felhős magvú és zárványmentes peremű kristályokkal) figyelhetők meg, továbbá zónás dolomitkristályokkal, albittal és kalcittal kitöltött üregek találhatóak (53. ábra).



53. ábra

A Korpádi Homokkő Formáció megjelenése a Bisse-1 fúrásban

(a) és (b) Töviszerű kvarcszilánkok (sárga nyilak) a kalcittal cementált homokkőben (1152 m);
 (c) és (d) Dolomitlemez agyagkő dolomit és kalcit üregkitöltéssel (1135,7 m). A makroszkóposan homokkőszzerű megjelenést a zárványgazdag maggal rendelkező autigén dolomitkristályok megjelenése okozza az agyagos üledékben; (e) és (f) Zónás peremű dolomitkristályok, üregkitöltő kalcit és albit megjelenése SEM/BSE képeken (1135,7 m). Rövidítések: Ab = albit; Cal = kalcit; Dol = dolomit;

F = földpát; P = plagioklász; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc

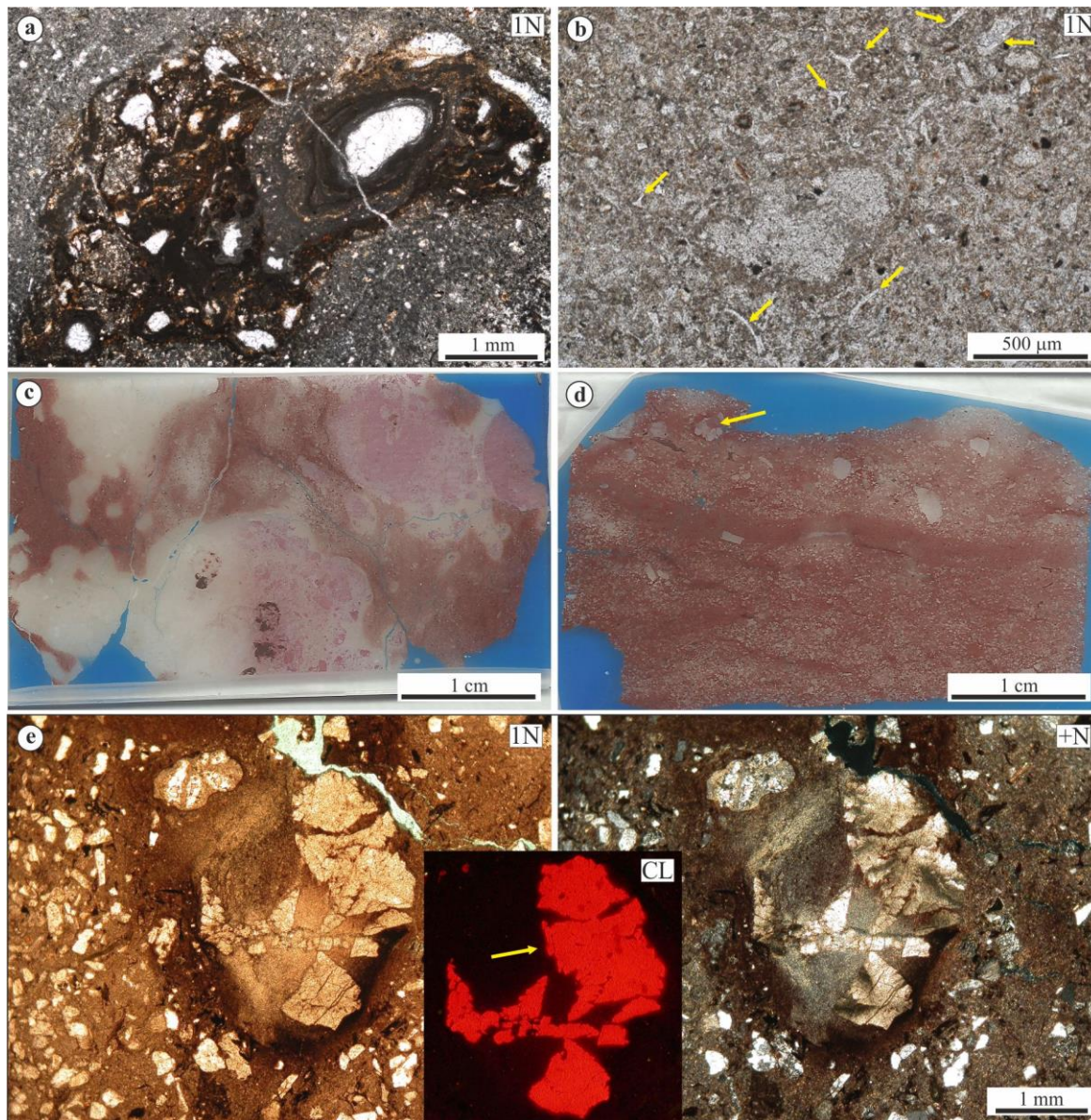
Az altípust képviselő agyagkő–homokkő ásványos összetétele az XRPD vizsgálatok szerint változó, a vizsgált minták legnagyobb mennyiségben kvarcot, albitot, illit±muszkovitot, kalcitot, dolomitot és hematitot tartalmaznak. A petrográfiai megfigyelésekkel ellentétben a káliföldpátok alárendelt szerepe diagenetikus albitosodásra utal. Kisebb arányban változó mennyiségű szmektit (vagy illit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát), klorit és kaolinit azonosítható. A rétegszilikátok jellemző paraméterei alapján a képződményt nem érte számottevő metamorf hatás (diagenetikus zóna), csupán a XV. szerkezetkutató fúrás nagyobb mélységből származó mintájában volt kimutatható – a betemetődés következtében – anchizónás átalakulás (Varga, 2009; Varga et al., 2017).

Korrelációs szempontból kiemelt szerepe van a finomszemcsés sziliciklasztos üledékekben talajosodás hatására kialakult, a karbonátos paleotalajokra (*calcrete*; pl. Alonso-Zarza, 2003) jellemző szerkezeteknek (gumók, konkréciók; 54. ábra). A felszíni kitettséget jelző szintek helyenként erősen átalakult vulkáni üvegszilánkokat tartalmazó sziliciklasztos szubsztrátumon alakultak ki, ahol a kalcium egyik forrása a vulkáni üveg és a plagioklászok hidrolízise lehetett. A karbonátos paleotalajokra jellemző mikroszerkezetek közül mikrites foltok, gumók, gyökérnyomok (rizokonkréciók, kisebb gyökér-öntvények, alveoláris szerkezet) és ezekhez kapcsolódó biogén szerkezetek (pl. mikrites pelleték, átkristályosodott *Microcodium*-szerű aggregátumok; Klappa, 1980 és Kabanov et al., 2008 nevezéktana szerint) alakultak ki (pl. 9015. sz. fúrás rétegsorában). A komplex szerkezetű gyökérnyomok központi csatornája 1 cm-es átmérőt is elérhet, szabálytalan mikrites laminákkal, amelyek koncentrikusan jelennek meg a drúzás kalcitcementtel kitöltött egykori főgyökér körül. A gyökérnyomokat kitöltő kalcitcement részletes vizsgálata alapján a cementáció először oxidatív, meteorikus környezetben zajlott, majd a kezdődő betemetődési diagenézis során redukzív körülmények között vált teljessé. A rizokonkréciók pedogén mikrites lemezei között parányi sajtalakú kvarc jelent meg helyettesítőként, ami a felszín alatti víz szintjének ingadozásához kapcsolható lokális kovásodást jelzi (Varga et al., 2012a, 2013; Varga & Raucsik, 2014; Varga, 2019).

A XV. szerkezetkutató fúrásban a biogén szerkezetek nem jellemzőek, a szerkezet nélküli vörös agyagkőben a karbonátfelhalmozódási szintek foltok, gumók, szeptáriás konkréciók és összeolvadó, szabálytalan konkréciók formájában jelennek meg, amelyek kialakulása elsősorban a felszín alatti víz szintjének változásához köthető („*groundwater calcrete*”; pl. Alonso-Zarza, 2003). A gumók és konkréciók belsejének anyaga kalcit, foltokban és a peremi zónákban viszont dolomit (54. ábra), ami intenzívebb bepárlódásra utal (*dolocrete* képződése; Varga et al., 2013). A gumókban közel koncentrikus, valamint radiális helyzetű, kalcittal kitöltött szeptáriás repedések (pl. Seilacher, 2001) alakultak ki. A fejlettebb karbonát-felhalmozódási szintekben az összeolvadó gumók és a mátrix határán pátos kalcitcementtel kitöltött, szabálytalan alakú repedéshálózat figyelhető meg, ami valószínűleg szintén zsugorodásos eredetű. Ezek a szineretikus repedések és a szeptáriás konkréciók a szeizmikus genetikai modell (Pratt, 2001) alapján az üledékképződéssel egyidős földrengéseket jeleznek, azaz paleoszeizmográfoknak tekinthetők. A Korpádi Homokkő Formáció kőzetanyagában megjelenésük a szinszediment vulkáni aktivitás független bizonyítékeként értelmezhető (Varga et al., 2013). Együttesen ezek a bélyegek viszonylag száraz (100–500 mm/év csapadék) klímát jeleznek a pedogenezis során (Varga et al., 2012a, 2013; Varga & Raucsik, 2014; Varga, 2019).

A XV. szerkezetkutató fúrás által feltárt aleurolit–homokkő közettípusban ritkán olyan áthalmozott agyagkőklasztok is megjelennek, amelyekben unduláló kioltású (betemetődési) dolomitkristályok figyelhetők meg. Ezek jellegzetes vázkristályszerű, illetve bemélyülő oldalú négyzethez hasonló alakja nem felel meg a diagenetikus dolomitra jellemző gyakori metszeteknek, ami a laza üledéken belül keletkezett (kiszorításos) kőso („*skeletal*” és „*hopper*” halit; pl. Warren, 2006; Máthé & Varga, 2012) utáni

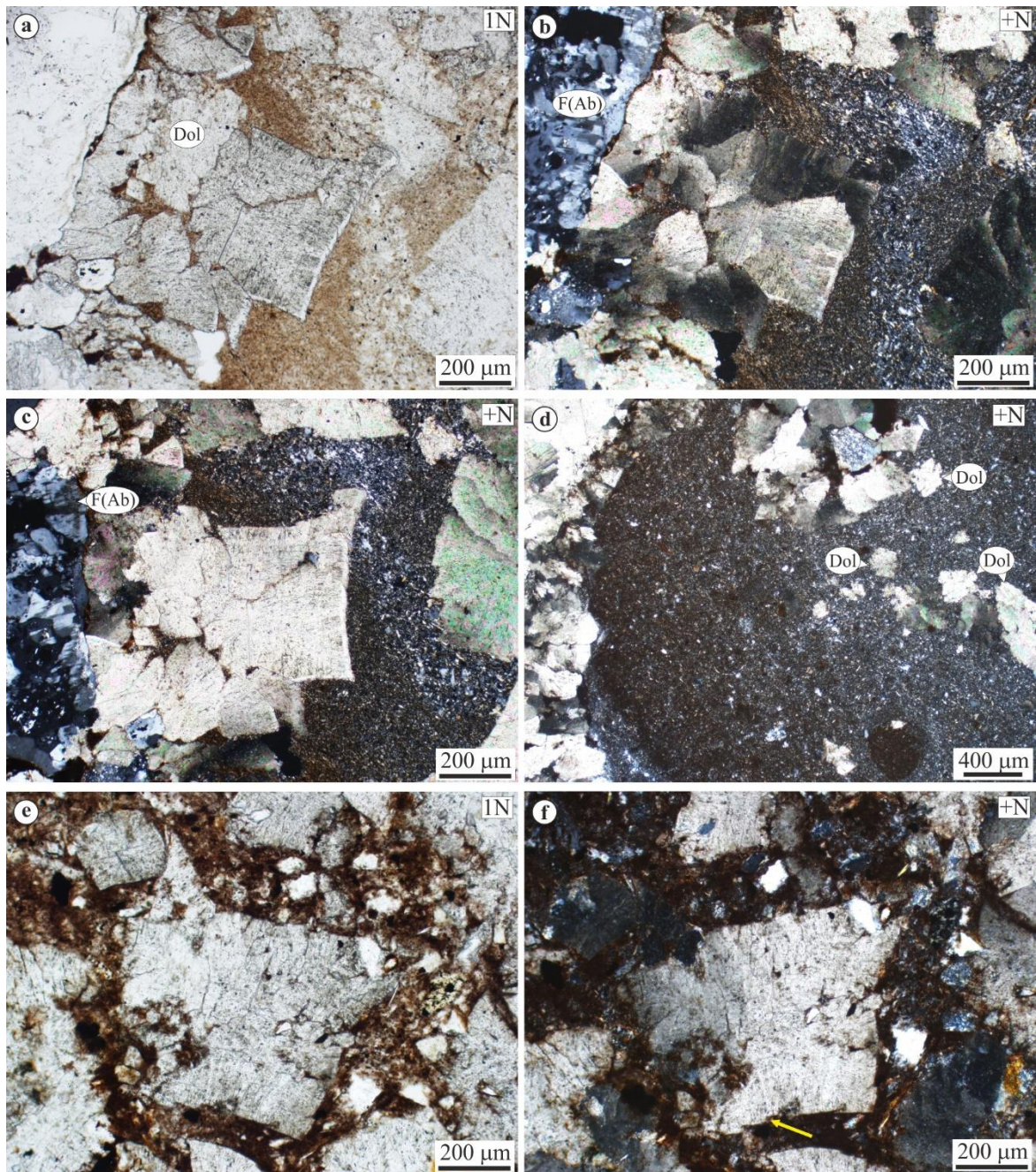
pszeudomorfóza eredetét jelez (54. ábra). Hasonló morfológia jellemzi a 9015. számú fúrás több homokkőmintájában megjelenő cementet. A vulkanitklasztokban és földpátban gazdag homokkőben pátos dolomit a cement, azonban számos helyen négyzet alakú, bemélyedő oldalú, esetleg vázkristályszerű sarkokkal (pagoda) rendelkező kristályok figyelhetők meg (55. ábra). Ezek véleményem szerint szintén kőso utáni pszeudomorfózák, amelyeket a lokális korrelációban és az őskörnyezeti rekonstrukcióban is figyelembe kell venni.



54. ábra

Karbonátos paleotalaj (*calcrete/dolocrete*) szintek kifejlődésére utaló bélyegek a Korpádi Homokkő Formáció nyugati-mecseki rétegsoraiban

(a) Egykori főgyökér (jobbra) csatornája körül pedogén mikritből kialakult rizokonkrécia, a gyökérnyomokat drúzás kalcitpát tölti ki (9015. sz. fúrás 305,1 m; 15/22 minta); (b) Átalakult kőzetüveg szilánkok (sárga nyilak) karbonátgumó környezetében (9015. sz. fúrás 305,1 m; 15/22 minta); (c) Karbonátfelhalmozódás vörös agyagkőben: a szabálytalan alakú konkréciónak magja kalcit (a festett részen rózsaszínű), foltokban és a peremeken festett részén fehér) figyelhető meg (XV. szerkezetkutató fúrás 2080–2090 m, G-18373/1 minta; jobb oldalán festett csiszolat); (d) és (e) Áthalmozott klasztok (sárga nyíl) megjelenése aleurit-agyagkő kőzetváltozatban (XV. szerkezetkutató fúrás 2080–2090 m, G-18373/2 minta). Az áthalmozott agyagkőklasztban megjelenő pátos dolomit a morfológia alapján kőso kristályok utáni pszeudomorfózát képvisel (sárga nyíl: „hopper” halitra utaló metszet, bal alsó csúcsánál vázkristályos növekedéssel)

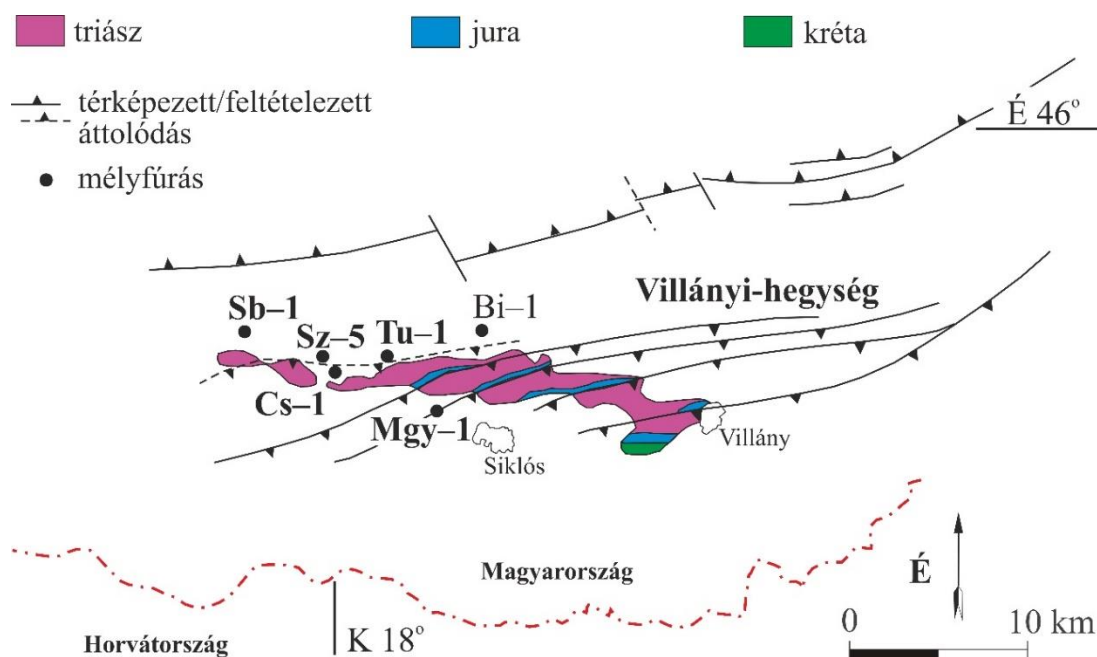


55. ábra

A kőso utáni dolomit pseudomorfózák megjelenése a Korpádi Homokkő Formáció vulkáni kőzettörmelékben gazdag altípusában (9015. sz. fúrás, Mecsekérc Zrt. – egykori MÉV – gyűjteménye) (a)–(c) Dolomit-helyettesítés „hopper” halit (középen) után a homokkő mátrixában: az elsődleges kristályt egymásra merőleges hasadási nyomvonalak jellemzik, illetve jobb felső csúcsán vázkristályos növekedés figyelhető meg (9015. sz. fúrás 257,3 m); (d) Dolomit pseudomorfózákat tartalmazó agyagköklast (9015. sz. fúrás 257,0 m). (e) és (f) Dolomit-helyettesítés „hopper” halit (középen) után: alsó lapja lépcsősen bemélyedő (sárga nyíl), bal felső csúcsán vázkristályos növekedés figyelhető meg (9015. sz. fúrás 257,0 m).
 Rövidítések: Dol = dolomit; F(Ab) = albitosodott földpát

A tárgyalt altípus képviseli a névadó terület (Korpád) kőzettani kifejlődését, ezért véleményem szerint a Korpádi Homokkő Formációt, mint kőzetrétegtani egységet erre a térképezhető kőzetasszociációra lenne célszerű leszűkíteni. A Gyűrűfüi Riolit Formáció korának pontosítását követően (guadalupi, középső perm; Szemerédi et al., 2020) a Korpádi Homokkő Formáció korának módosítása szintén indokolt (Varga, 2019).

A Villányi-hegység északi előterében mélyült fúrások többségében (pl. Siklósbodony–1 fúrás felső szakasza, Szava–5, Csarnóta–1, Túrony–1, Máriagyúd–1; 56. ábra) a Korpádi Homokkő Formációba sorolt képződményeket elsősorban metamorf kőzettörmelékben gazdag, kvarc- és csillámdús breccsa, homokkő és aleurolit jellemzik. Ezen a területen a fedőképződmény általában – tektonikus határral – a triász Jakabhegyi Homokkő Formáció (pl. Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Varga et al., 2014). A részletesen vizsgált fúrási szelvényekben (pl. Sb–1, Tu–1) a Korpádi Homokkőként elkülönített szakasz a feküképződményekkel (Tésenyi Homokkő, illetve Túronyi Formáció) szintén széles vetőzóna mentén érintkezik (Varga et al., 2004, 2014).



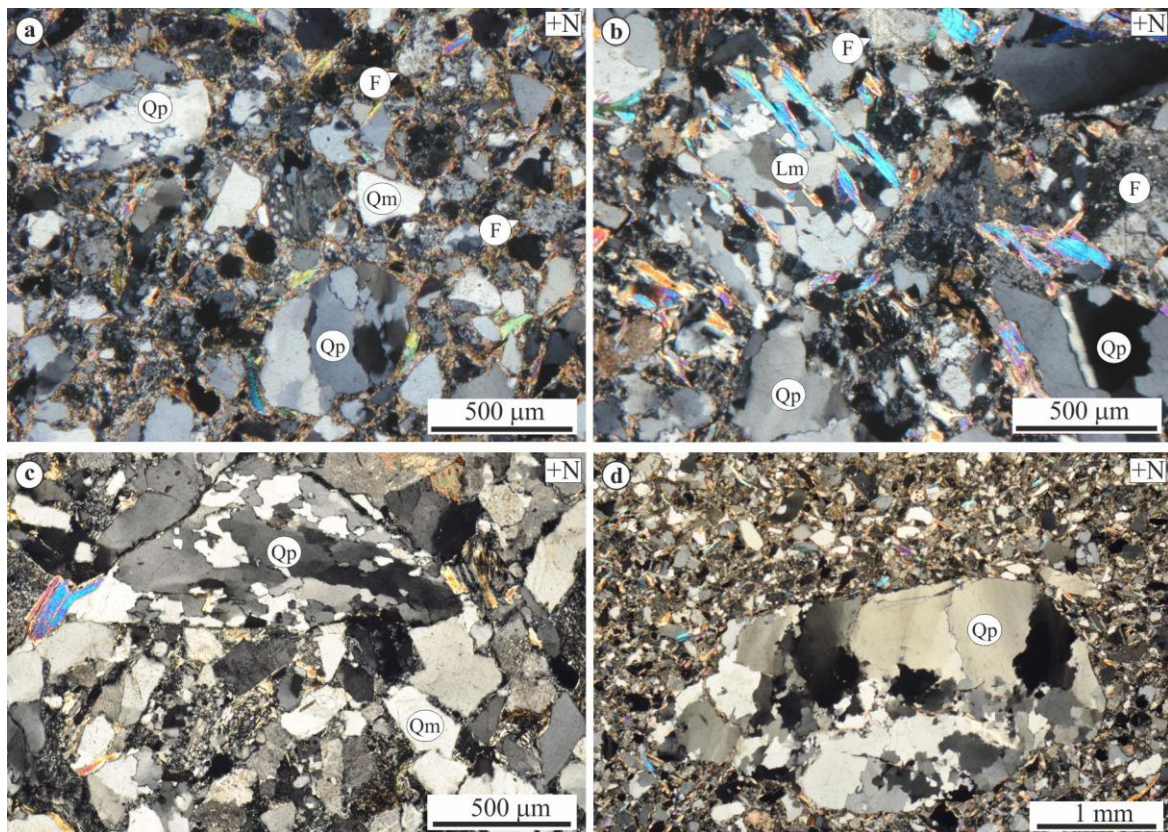
56. ábra

A Korpádi Homokkő Formációt harántoló legfontosabb fúrások elhelyezkedése a Villányi-hegység környezetében (Varga, 2009 alapján, módosítva)

Rövidítések: Bi–1 = Bisse–1 fúrás; Cs–1 = Csarnóta–1 fúrás; Mgy–1 = Máriagyúd–1 fúrás; Sb–1 = Siklósbodony–1 fúrás; Sz–5 = Szava–5; Tu–1 = Túrony–1 fúrás

Ebben az altípusban a homokkövek általában közepesen–rosszul osztályozott szubarkózák, litarenitek és wackék (57. ábra). A vázalkotó szemcsék gyakran szögletesek, anyaguk ásványtörmelék (kvarc, változó mértékben átalakult földpátok a plagioklász dominanciájával, csillámok) és gyakran jelentős mennyiségű metamorf kőzettörmelék (kvarc±földpát±muszkovit uralkodó ásványos összetétellel), továbbá kevés granitoid eredetű szemcse. Az akcesszóriák mennyisége kevés; opakásványok, rutil, cirkon, apatit, gránát és turmalin fordul elő (Varga, 2009, 2019; Varga et al., 2014).

A reambuláció során részletes anyagvizsgálathoz felhasználható fúrómag csupán az Mgy–1 és a Tu–1 fúrásokból állt rendelkezésre. Az XRPD eredmények alapján a vizsgált minták legnagyobb mennyiségben kvarcot, albitot és 10 Å-ös rétegszilikátokat (illit±muszkovit) tartalmaznak. Ásványos összetételükben továbbá – változó arányban – klorit, kaolinit, karbonátásványok (kalcit, dolomit, sziderit), hematit és alárendelten káliföldpát (nagy valószínűséggel mikroklin) jelenik meg (Varga, 2009, 2019; Varga et al., 2014, 2017). A rétegszilikátok kristályossági paraméterei alapján az altípushoz tartozó minták többnyire anchizónás átalakulást szenvedtek, illetve a diagenezis/anchizóna határ környezetének megfelelő értékeket mutatnak (Varga, 2009; Varga et al., 2014).



57. ábra

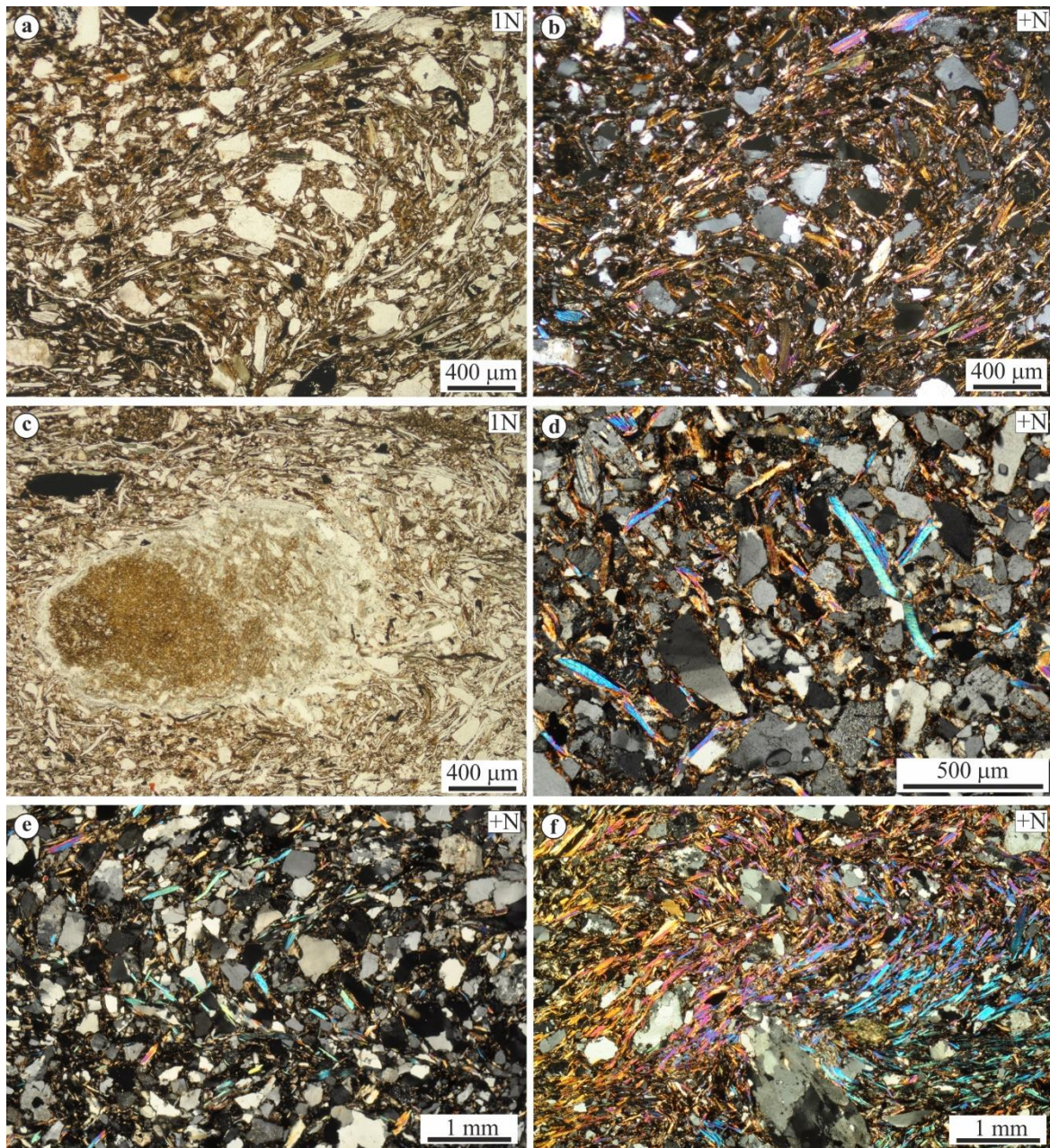
A Korpádi Homokkő Formáció metamorf közettörmelékben gazdag altípusának törmelékes szemcséi a Villányi-hegység környezetének mélyfúrásaiból

(a) és (b) Kvarc- (uralkodóan polikristályos) és földpátszemcsék, továbbá metamorf közettörmelék megjelenése rosszul osztályozott homokkőben (Mgy-1 1402,4 m és 1326,1 m; MGY/18 és MGY/6 minta); (c) és (d) Sok alszemcséből álló, szutúrás alszemesehatáru polikristályos kvarc rosszul osztályozott homokkőben (Túrony-1 1043,3–1047,7 m/1 és 760,0–764,2 m; Tu/4 és Tu/25 minta). Rövidítések: F = földpát; Lm = metamorf közettörmelék; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc

A nyugati-mecseki előfordulásoktól eltérően ezekben a fúrásokban bioaktivitással társult pedogén karbonát-felhalmozódási szinteket (pl. kiszorításos gumók, rizokonkréciók) jelző betelepülések nem ismertek. A metamorf közettörmelékben gazdag breccsához kapcsolódó finomszemcsés, csillámdús kőzetváltozatokban olyan a teljes közettérfogatot érintő bioturbáció figyelhető meg, amelyekben a karbonáttal cementált, konkréciószerű gumók alárendeltek (51. ábra és 58. ábra; Varga, 2019). A csillámos aleurolit–homokkő közettípusban egyenes, illetve enyhén hajladozó, a fűrómagok magtengelyéhez viszonyítva vertikális (~7–8 mm átmérő), ferde és közel horizontális (~3–5 mm átmérő) életnyomok egyaránt megfigyelhetők, utóbbiak domináns jellegével. A nyomok összetétele megegyezik a mátrix anyagával, azok külső felületén mintázat nem azonosítható, keresztirányban azonban óráüvegszerű, homogén, ívelt felületek (meniszkusz) mentén válnak el. A kipergett kitöltések helyén ezek ívelt rovátkái láthatók. Morfológiai alapon ezek az életnyomok a kontinentális területekre jellemző *Scoyenia*-asszociációhoz tartoznak (pl. Collinson & Thompson, 1982; Retallack, 2001; Smith et al., 2008; Neto de Carvalho & Baucon, 2016).

A homogén vörös megjelenésű (hematittal cementált) aleurolit–homokkő törmelékes szemcséi között a kvarc dominál (polikristályos > monokristályos), jelentős a törmelékes rétegszilikátok (muszkovit, klorit, biotit) aránya, továbbá változó mértékben átalakult földpátok (döntően plagioklász) figyelhető meg. A mátrix és a nyomok kitöltése azonos anyagú, üledékfaló életmódra utaló bélyegek (pl. pelletek; Smith et al., 2008) nem jelennek

meg. Belső szerkezetüket tekintve a csatornaszerű, enyhén hajladozó nyomokban meniszkuszszerű lemezek sora figyelhető meg. A lemezeket elsősorban a rétegszilikátok orientációja jelöli ki, amit a kvarc- és földpátszemcsék is követnek (58. ábra).

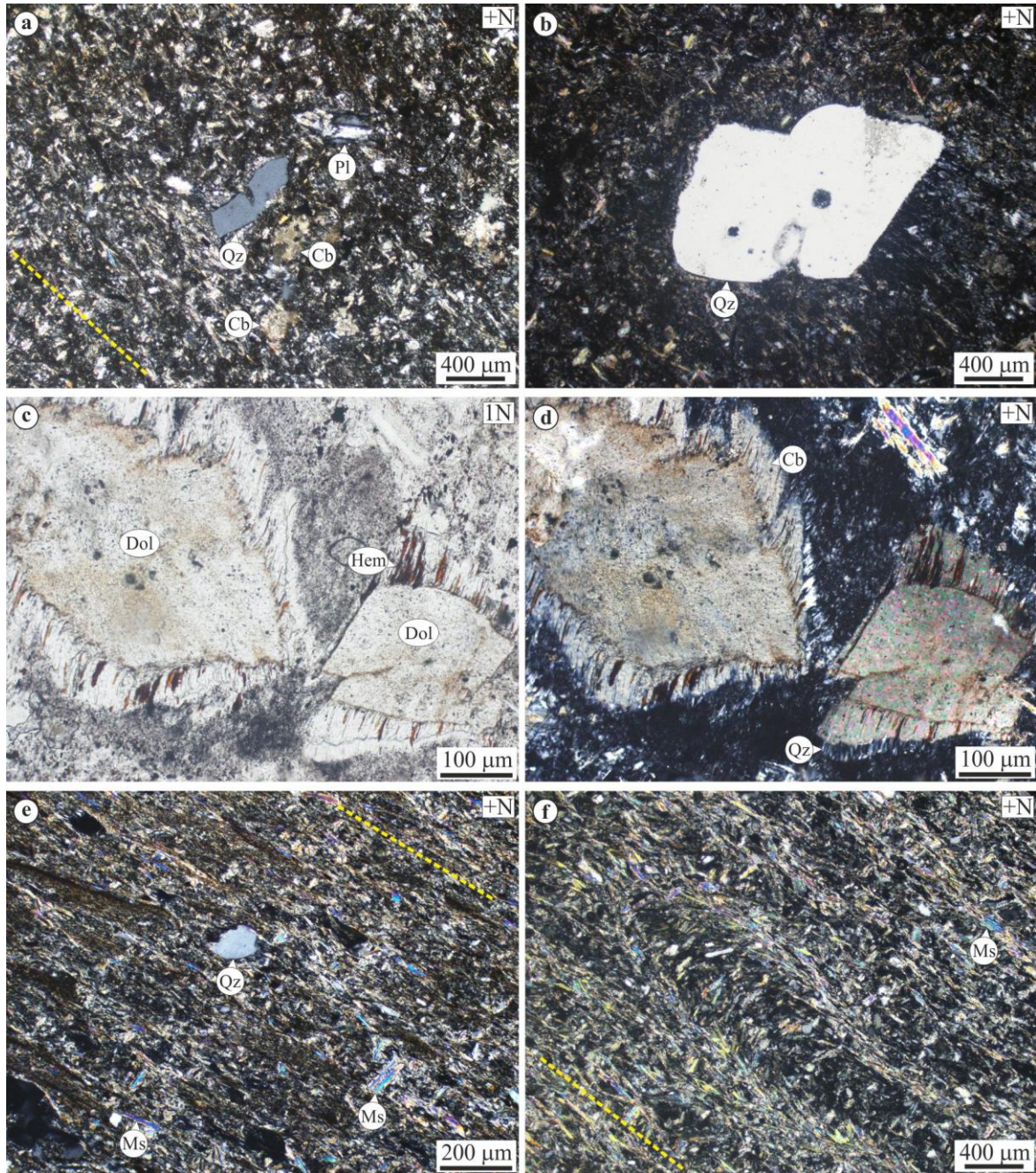


58. ábra

Intenzíven bioturbált, csillámdús aleurolit-homokkő a Korpádi Homokkő Formáció metamorf kőzettörmelékben gazdag altípusában a Villányi-hegység környezetének mélyfúrásaiból (a) és (b) A bioturbációs nyom belső szerkezetét meniszkuszszerűen rendeződött törmelékes kvarc- és rétegszilikátok (muszkovit, klorit, biotit) rajzolják ki (Sb-1 95,0 m; MÉV kód: 400945; MÁFI kód: 17696); (c) Konkreció megjelenése az aleurolitban: a karbonát (\pm Fe-tartalmú fázis) cementként jelenik meg, a konkreció belsejében követhetők az irányítottan elhelyezkedő törmelékes szemcsék (Sb-1 82,0 m; MÉV kód: 400945; MÁFI kód: 17692); (d) Orientált törmelékes szemcsék (kvarc, plagioklász, muszkovit) a Tu-1 fúrás finomszemcsés kőzetmintájában (756,0–760,0 m, Tu/26 minta); (e) és (f) Orientált törmelékes szemcsék (kvarc, földpát, muszkovit) a Cs-1 fúrás finomszemcsés kőzetmintájában (715,2 és 785,0 m)

A dél-alföldi aljzatban, Kelebia térségében (pl. Kelebia-12 fúrás) a Gyűrűfüi Riolit fekéjében feltárt vörös pélites kőzetek mátrixában – a nyugati-mecseki altípusnak

megfelelően – vulkáni eredetű kvarc- és plagioklászszemcsék, továbbá diagenetikus eredetű dolomitkristályok figyelhetők meg (59. ábra). A mátrixban irányítottan rendeződött rétegszilikátok, továbbá a dolomit körül karbonát-hematit-kvarc szálakból álló nyomásárnyék szerkezetek alakultak ki, ami a képződmény metamorf felülbélyegzését jelzi.



59. ábra

Permian finomszemcsés kőzetváltozatok Kelebia környéki mélyfúrásokból (Dél-Alföld)
 (a) Kvarcszilánk és plagioklásztröredék foltokban karbonátosodott mátrixban, a foliáció irányát (sárga vonal) enyhén rendeződött csillámok jelölik ki (Kelebia-12, 3. mag, 871,5–873,0 m; ÁGK 243; vulkanitminta a fúrásból: 836–837 m); (b) Vulkáni eredetű kvarcsemcsé ívelt törései határokkal (Kelebia-12 871,5–873,0 m; ÁGK 243); (c) és (d) Nyomásárnyék szerkezet dolomitkristályok körül (Kelebia-12 871,5–873,0 m; ÁGK 243); (e) és (f) Foliált (irányát a sárga vonal jelzi) metapélitiek a vulkanit közvetlen fedőjében (Kelebia-14, 3. mag, 905–910 m; ÁGK 244; vulkanitminta a fúrásból: 928–930 m). Rövidítések: Cb = karbonát; Dol = dolomit; Hem = hematit; Ms = muszkovit; Pl = plagioklász; Qz = kvarc

A kelebiai permi rétegsor maganyagának ásványtani, petrográfiai, valamint geokronológiai vizsgálatának eredményei alapján mind a Gyűrűfői Riolit Formációhoz tartozó piroklasztitok (cirkon U–Pb pontmérésekkel meghatározott kor: $263,7 \pm 2,4$ millió év), mind a fedő finomszemcsés permi kőzetek nagyon kistokú–kistokú metamorfózist szenvedtek (Raucsik et al., 2016, 2019; Szemerédi et al., 2020). Az uralkodóan K-gazdag fehér-sillámból (+ kevés klorit, kvarc, hematit) álló, szeparált agyagfrakció XRPD módszerrel meghatározott ásványtani jellemzői az anchi- és az epizóna határára jellemző metamorf körülményeket jeleznek, továbbá az alpi metamorfózis szerepére hívják fel a figyelmet (Raucsik et al., 2016, 2019). Ez utóbbit tekintetbe kell venni a regionális korreláció során.

2.3.2. A Korpádi Homokkő Formáció kőzettani altípusainak öskörnyezeti rekonstrukciója és kapcsolata a Gyűrűfői Riolit Formáció képződményeivel: lokális korreláció

Reambulációs vizsgálataim eredményei rámutattak arra, hogy a Korpádi Homokkő Formáció kőzettani kifejlődésében két eltérő üledékképződési környezetet jelző altípus különíthető el (Varga et al., 2012a, 2013, 2014; Varga & Raucsik, 2014; Varga, 2019). Ez a tagolási lehetőség azonban nem egyezik meg a korábban javasolt (Barabás & Barabásné Stuhl, 1998), de be nem vezetett tagozati beosztással.

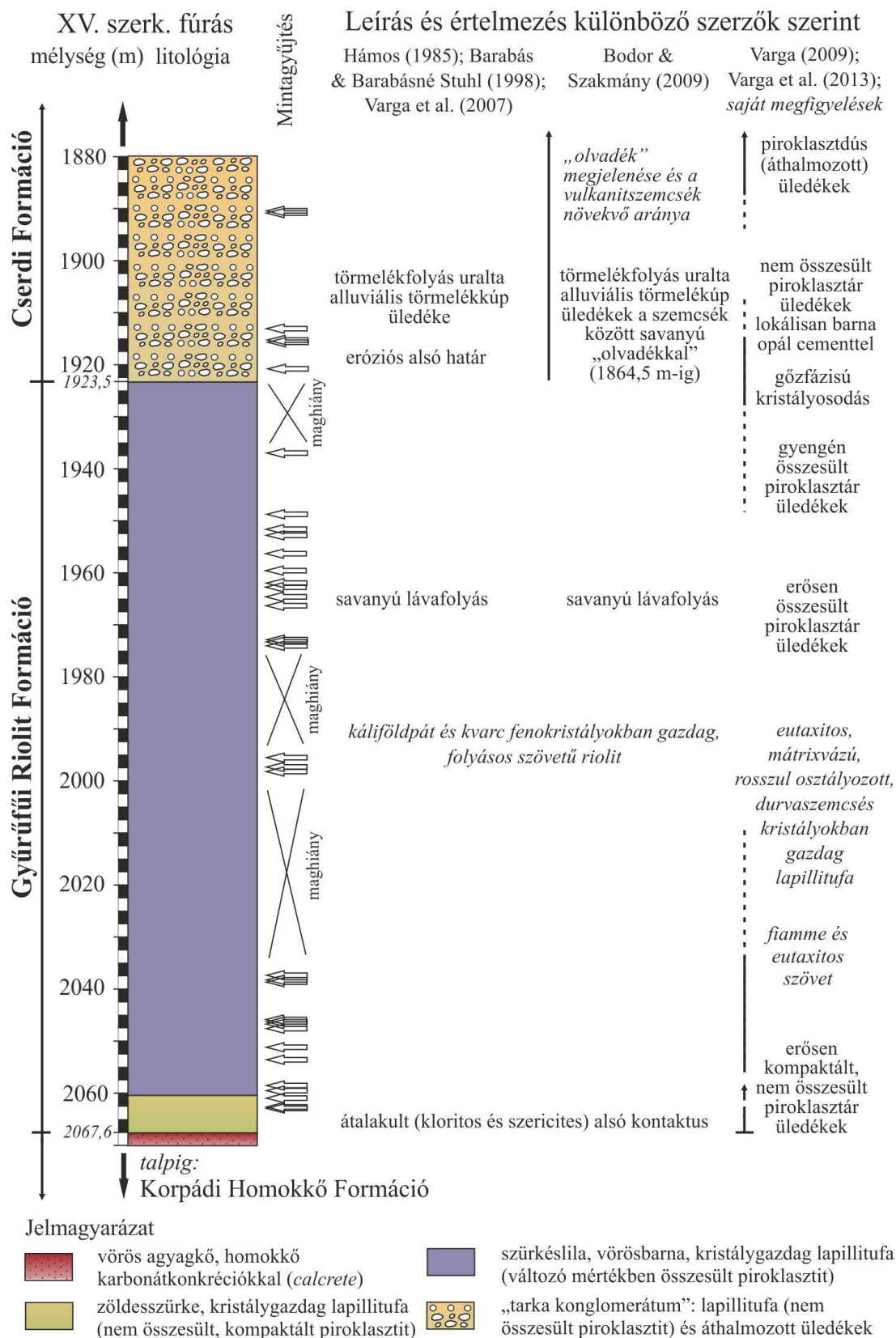
A nyugati-mecseki típusterületre jellemző kifejlődés szervesen kapcsolódik a Gyűrűfői Riolit Formáció kőzeteihez. A korábbi öskörnyezeti rekonstrukció szerint a permi vulkanit „vékony lepelként” fedte be az egykori paleofelszín, így üledékes fektűjét, a Korpádi Homokkő Formációt is. Az egyszeri kitörési eseményt – azaz rövid időtartamot – képviselő riolitot, illetve annak hiányát a rétegtani korreláció fontos eszközének tekintették az ősmaradványokat alig tartalmazó kontinentális rétegsorban (Barabás & Barabásné Stuhl, 1998). A képződmény lényeges vastagságkülönbségét az utólagos erózióknak tulajdonították, amely eróziós felszínre települt a fedő Cserdi Formáció durvatörmelékes rétegsora (pl. Fülöp, 1994, Barabás & Barabásné Stuhl, 1998).

A Gyűrűfői Riolit Formáció elterjedési területeiről (Nyugati-Mecsek, Villányi-hegység északi előtere, Máriakévend–Báta térsége, Dél-Alföld aljzata) származó, korábban lávakőzetként („kvarcporfír lávaár”) dokumentált minták részletes újvizsgálata kimutatta, hogy azok többsége nem folyásos szövetű lávakőzet, hanem változó mértékben tömörödött, helyenként erősen összesült piroklasztár üledéke, azaz ignimbrit (Hidasi et al., 2015; Szemerédi et al., 2016, 2017, 2020). Ez analógiák alapján (pl. McPhie et al., 1993; McArthur et al., 1998; Paulick & Breitreuz, 2005) a paleodomborzatot követve az egykori völgyet vagy völgyrendszert tölthette ki. A Nyugati-Mecsekben kiömlési kőzetet nem sikerült azonosítani, ami rámutatott arra, hogy a robbanásos vulkáni működés mértékét korábban alábecsülték a vizsgált területen (Hidasi et al., 2015; Szemerédi et al., 2016).

A XV. szerkezetkutató fúrásban feltárt Gyűrűfői Riolit az egykori horzsakő- és hamuár üledék napjainkban még hozzáférhető, legteljesebb szelvényét képviseli (60. és 61. ábra), abban különböző mértékű összesülési és kristályosodási tartományok ismerhetők fel (Varga, 2009; Varga et al., 2013). Közvetlenül a Korpádi Homokkő felett zöldes árnyalatú, erősen kompaktált, nem összesült kristálygazdag lapillitufa jelenik meg (valamennyi egykori fiamme szericitesedett), amit szürkéslila–vörösarna (oxidált), változó mértékben összesült szakaszok követnek. A petrográfiai vizsgálatok eredménye alapján az összesülést szenvedett kőzetekben az irányítottságot – az eutaxitos szövetnek megfelelően – a deformált és nagy hőmérsékletű devitrifikáción átesett (axiolit, szferolit megjelenése gyakori), folyamatos sávként követhető egykori horzsakövek (fiamme) és üvegszilánkok jelölik ki (Varga et al., 2013; Szemerédi et al., 2020). A nyugati-mecseki felszíni és fúrasi mintákhoz hasonlóan ezt az irányítottságot értelmezhetők a korábbi petrográfiai leírásokban a „kvarcporfírra” jellemző folyási szövetként (Hidasi et al., 2015; Szemerédi et al., 2016).

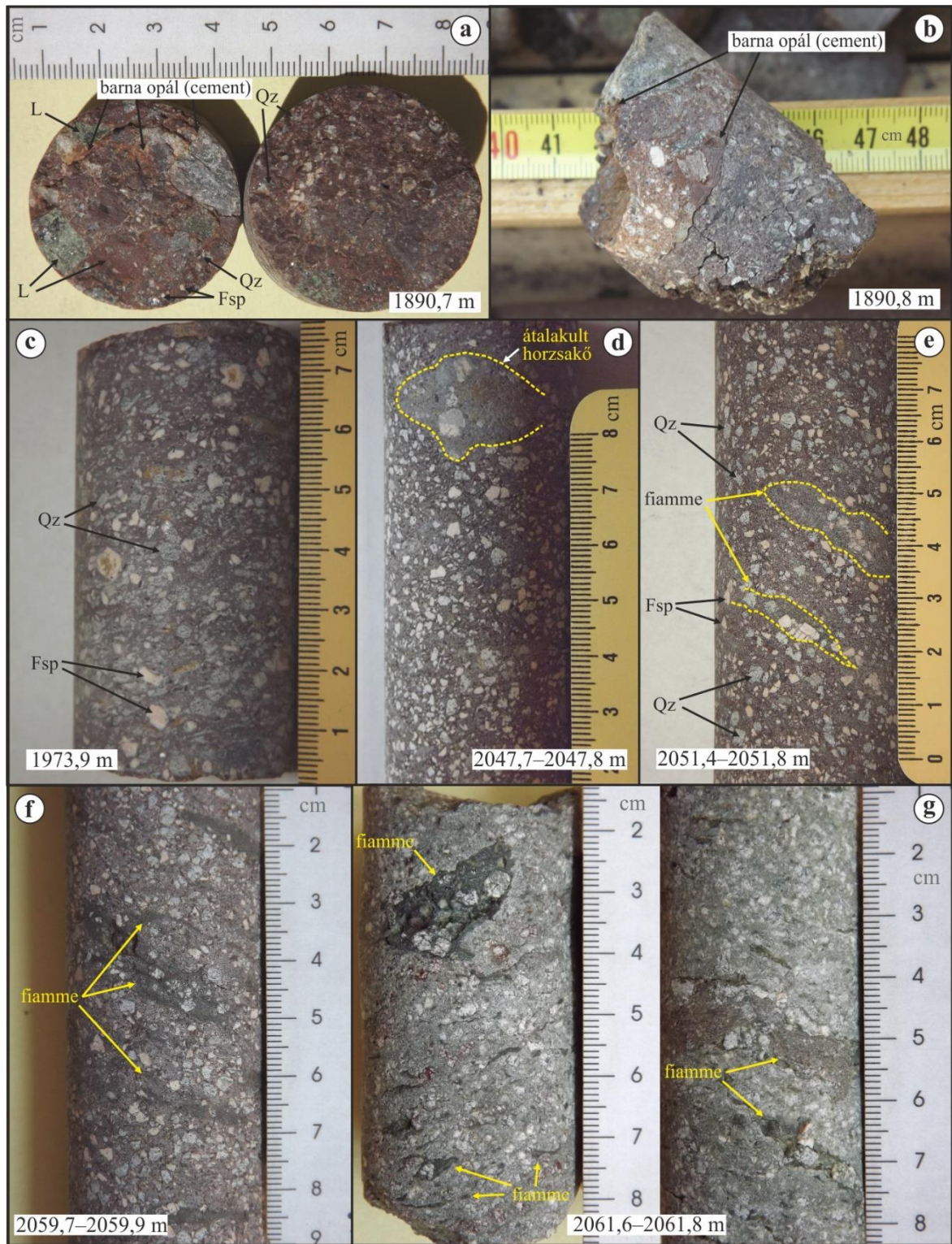
A Gyűrűfű környéki fúrásokban, továbbá a XV. szerkezetkutató fúrásban a Gyűrűfői Riolitként elkülönített szakasz felső részét gyengén összesült kristálygazdag lapillitufa alkotja, amit a Cserdi Formációhoz sorolt, nem összesült lapillitufa vált fel, majd áthalmozott piroklasztitok különíthetők el (Varga, 2009; Varga et al., 2013; Hidasi et al., 2015). A lapillitufában és a vulkanoszediment rétegekben a szemcsék közötti pórusokat helyenként vörösarna színű, vesés–gumós kifejlődésű SiO₂-változat (kiszáradó opál, illetve kalcedon), klorit és kvarc cementálja (62. ábra). A vörösarna fázist korábban Bodor & Szakmány (2009) helyben képződött olvadék jellegű, folyásos megjelenésű savanyú kőzetüveggént (85–90% átlagos SiO₂-tartalommal) azonosította. Vizsgálataim alapján azonban ez nem devitrifikálódott kőzetüveg, hanem a leülepedést követő kristályosodási

fázisok (pl. gőzfázisú kristályosodás; McPhie et al., 1993; McArthur et al., 1998) terméke és/vagy azt követő másodlagos póruskitöltés (Varga et al., 2013).



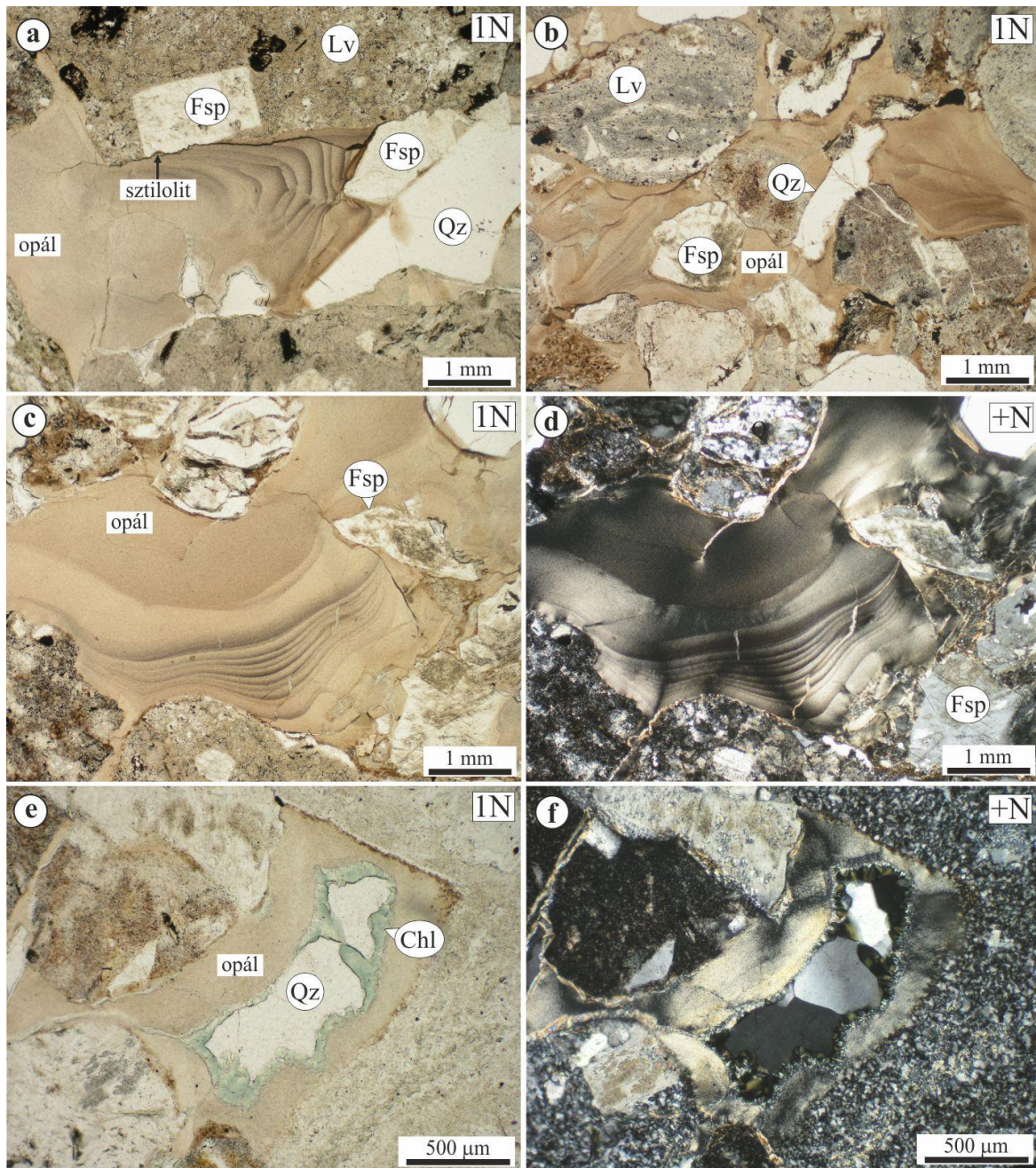
60. ábra

A XV. szerkezetkutató fúrásban feltárt Gyűrűfői Riolit Formáció kőzeteinek és a közvetlen fedőjének (Cserdi Konglomerátum) értelmezése: változások a reambuláció során



61. ábra

A XV. szerzetkutató fúrásban feltárt Gyűrűfői Riolit Formáció kőzeteinek és a közvetlen fedőjének (Cserdi Konglomerátum) makroszkópos megjelenése (a→g: a növekvő mélység szerint) (a) és (b) Szemcsevázú piroklasztos breccsa, a szemcsék közötti teret barna opál tölti ki (Cserdi Konglomerátum Formáció); (c)–(g) A kristálygazdag lapillitufa (Gyűrűfői Riolit Formáció) makroszkópos bélyegei: rosszul osztályozott kristályok és kristálytöredékek, változó mértékben átalakult és ellapult egykori kristálygazdag horzsakövek (fiamme). Rövidítések: Fsp = földpát; L = kőzettörmelék (litikus elegyrész); Qz = kvarc



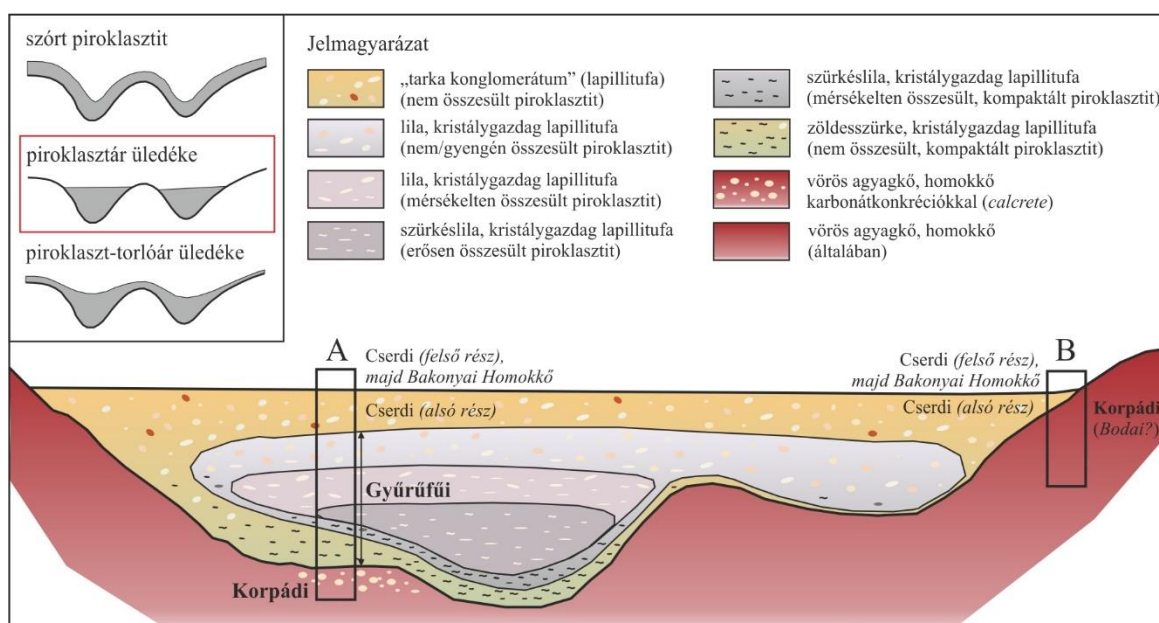
62. ábra

Az átalakult víztartalmú SiO_2 -változat megjelenése póruskitöltő cementként a XV. szerkezetkutató fúrásban feltárt Gyűrűfüi Riolit Formáció közvetlen fedőjében (Cserdi Konglomerátum Formáció; 1915,6 m; XV/8a és XV/8b minta)

(a)–(d) A kvarc, földpát és vulkáni kőzettörmelék anyagú szemcsék közötti teret barna (Fe-tartalmú), helyenként sávos megjelenésű opál töltötte ki, ami a diagenézis során vízvesztés következtében átalakult, kettőtörővé vált; (e) és (f) A pórusfalat vesésen bevonó SiO_2 -módosulatot követően klorit és kvarc figyelhető meg cementként. Rövidítések: Chl = klorit; Fsp = földpát; Lv = vulkáni kőzettörmelék; Qz = kvarc

Tekintettel arra, hogy az eutaxitos szövetű, összesült lapillitufa az egykori völgyet kitöltő piroklasztár proximális részének közepes–nagyobb mélységéből származhat, továbbá a nem összesült lapillitufa az egykori völgyet kitöltő piroklasztár nem összesült alsó, felső, oldalsó vagy disztális tartományát képviselheti (Szemerédi et al., 2016), a Gyűrűfüi Riolit és fedője/feküje közötti kapcsolat átértelmezendő. Ebben a genetikai megközelítésben átértékelődik a Gyűrűfüi Riolit rétegtani „marker” szerepe, hiszen a

horzsakő- és hamuár üledéket befogadó völgy üledékes összlete (Korpádi Homokkő Formáció), illetve a kiemelt helyzetben lévő magaslat üledékes kőzetei azonos időhorizontot képviselnek (63. ábra). Szemerédi et al. (2016) kiemelték, hogy az általánosan elfogadott genetikai modell szerint a horzsakő- és hamuár üledékének összesülésére, azaz makroszkóposan lávaszerű képződmény kialakulására a vulkanosedimentumok központi zónájában volt lehetőség (63. ábra, „A” szelvény). Ezt figyelembe véve a „kvarcporfir” hiánya nem szükségszerűen erózió vagy utólagos tektonika eredménye, sokkal valószínűbb, hogy ott eredetileg sem volt jelen. Felszíni feltárás hiányában a területen mélyült fúrásokban a hajdani paleovölgy peremei felé haladva (63. ábra, „B” szelvény) – a morfológiai viszonyoktól függően – a korábban lávaként azonosított, erősen összesült lapillitufánál látszólag fiatalabb helyzetben akár idősebb képződményt (pl. Korpádi Homokkő Formáció) is harántolhattak. A szerzők szerint – amennyiben kizárólag az elvi rétegoszlopok megfelelő kőzetrétegtani egységeket követjük – felmerülhet annak a lehetősége, hogy a „riolitszint” (gyengén/erősen összesült lapillitufa) hiányában a piroklasztitokhoz tartozó, összesülést azonban nem mutató felső részt korábban a Gyűrűfüi Riolit helyett a Cserdi Konglomerátum Formációba sorolták, ahogy erre már több munka (Varga, 2009; Varga et al., 2013) utalt. A hasonló kőzettani kifejlődés következtében ezért nem zárható ki, hogy a Gyűrűfüi/Korpádi, Cserdi/Korpádi vagy Kővágószőlősi (Bakonyai Tagozat)/Korpádi Formációk helyett egyes mélyfúrási szelvények rétegsorát a részben heteropikus Cserdi/Bodai vagy Bakonyai/Bodai egységekbe sorolták (63. ábra; Szemerédi et al., 2016).



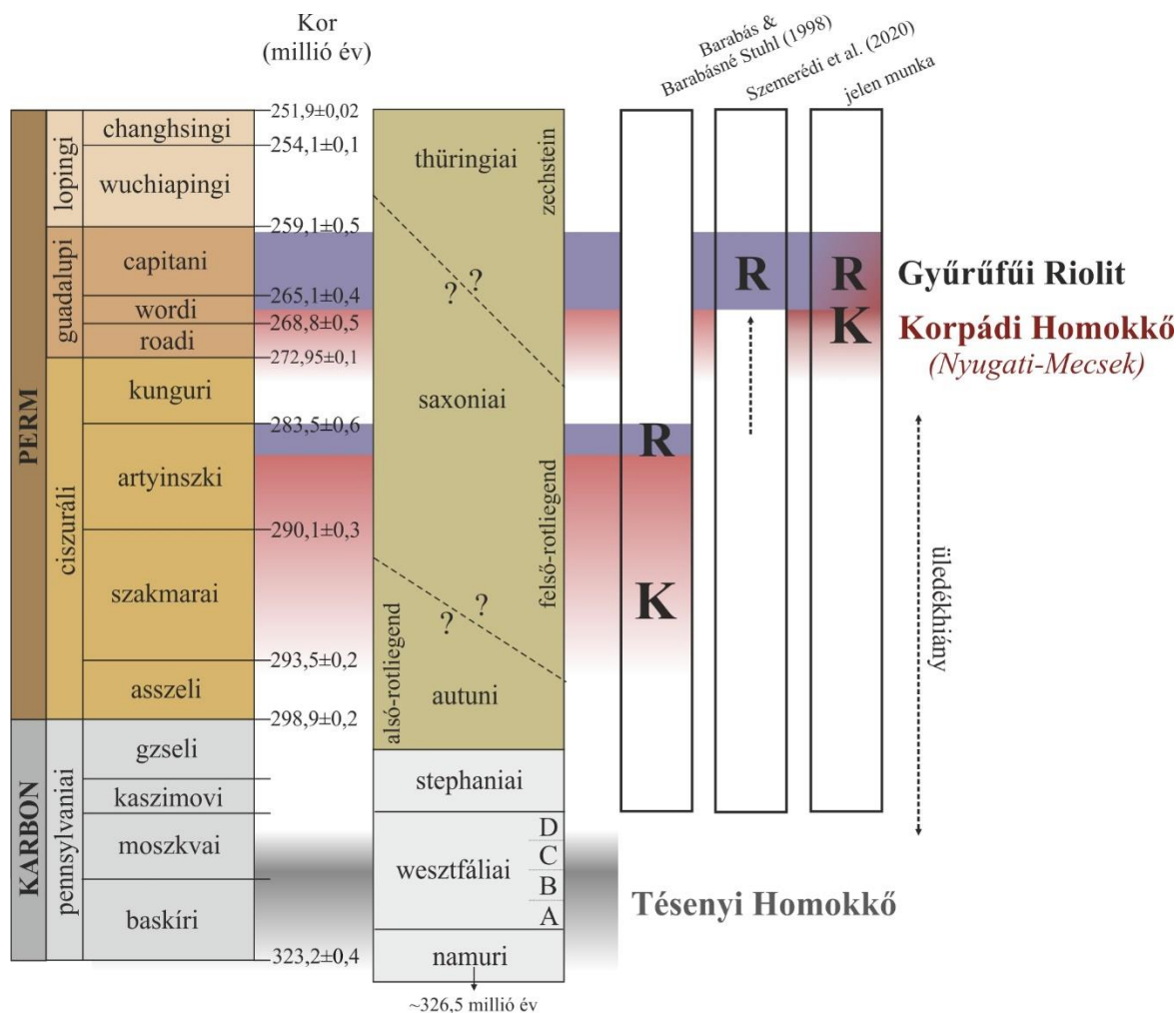
63. ábra

A Gyűrűfüi Riolit Formáció képződési modellje a kapcsolódó üledékes egységekkel Szemerédi et al. (2016) alapján módosítva

A Korpádi Homokkő Formáció kőzeteiből korábban kevés korjelző ősmaradvány került elő, amelyek rétegtani értéke viszonylag csekély. A nyugati-mecseki kifejlődésből előkerült *Pecopteris* sp. (karbon–alsó perm) és *Voltzia heterophylla* (perm–triász) maradványok (Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998) túl tág időintervallumot jelölnek ki a korrelációhoz. A szórványos spóra- és pollenmaradványok (pl. *Potonieisporites* sp.; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998), szintén tág tartományt fednek le (paleozoikum–triász, késő karbon–kora perm dominanciával; pl. 2. https), továbbá

áthalmozódásuk sem zárható ki a törmelékes üledékes rétegsorban. A képződmény lokális és regionális korrelációjához ezért egyrészt a Gyűrűfői Riolit Formáció kora, másrészt a klímaindikátor és/vagy környezetjelző bélyegek (pl. *calcrete-dolocrete* kialakulása, üledékben megjelenő kősó vázkristályok, szinkron piroklaszt szórásra utaló szemcsék; 51–55. ábra) használhatók fel.

A radiometrikus kormérések (cirkon U–Pb pontmérések) eredményei alapján a Tiszai-főegység magyarországi elterjedési területein a Gyűrűfői Riolit középső perm (guadalupi, ~267–260 millió év; 64. ábra), ami fiatalabb a korábban feltételezettnél. A felszíni feltárásból származó minta alapján a nyugati-mecseki kőzetekre értelmezett kiterjesztési kor ezen belül az idősebb értéknek felel meg: $266,8 \pm 2,7$ millió év (Szemerédi et al., 2020).



64. ábra

A Korpádi Homokkő Formáció képződési korának behatárolása a Gyűrűfői Riolit Formáció fekéjében megjelenő altípusra vonatkoztatva (uralkodóan nyugati-mecseki minták alapján) A rétegtani beosztásnál Gradstein et al. (2004) javaslata szerint Varga & Raucsik (2009) munkáját vettem figyelembe. Rövidítések: R = „Riolit”; K = Korpádi

Az áthalmozást nem szenvedett szilánkos ásványtöredékek (pl. túszerű földpát) és a kőzetüveg szilánkok megjelenése a Korpádi Homokkő Formációban (52–54. ábra) azt jelzi, hogy az üledékes rétegsor képződése és a vulkáni aktivitás között genetikai kapcsolat volt. A karbonátkonkréciókban megfigyelhető szeptáriás repedések eredetének Pratt (2001) által javasolt értelmezése (szinszediment földrengések) ezzel összhangban van. Véleményem szerint ezért a Korpádi Homokkő Formáció tárgyalt altípusához tartozó

közeteinek kialakulása – figyelembe véve a vastagságviszonyokat – a ciszuráli későbbi és a guadalupi korai szakaszára tehető (64. ábra).

Összhangban a saját megfigyeléseimmel (51., 54. és 55. ábra), ebben az altípusban a finomszemcsés kifejlődésben általános elterjedésűek a mm–cm nagyságrendű karbonátkonkréciók (Hámos, 1985; Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998), különösen a mikrokristályos dolomitkonkréciók, amelyek áthalmozott szemcséként is megjelentek (Fülöp, 1994). Amennyiben a karbonátos paleotalaj szintek klíma- és környezetjelző szerepét vesszük figyelembe, a kalcitgumók (*calcrete*), illetve a dolomitgumók (*dolocrete*) kialakulása viszonylag száraz klímát (~100–500 mm/év csapadék; pl. Alonso-Zarza, 2003; Worden & Burley, 2003 és az általuk hivatkozott irodalmak) jelez (Varga et al., 2012a, 2013; Varga & Raucsik, 2014; Varga, 2019). A korábban nem dokumentált, de néhány mintában azonosítható kősó utáni pszeudomorfózák további egyértelmű bizonyítékai az intenzív bepárlódásnak (54. és 55. ábra). A kősó vázkristályok („*hopper*” és „*pagoda*” halit) kialakulását előidéző gyors kristálynövekedés a felszínhez közeli régióban, közvetlenül az üledék leülepedését követően (korai diagenézis) játszódik le a túltelített pórusoldatból (Reading, 1985). A kiszorításos kősó vázkristályok utáni pszeudomorfózák felismerése ezért közvetett bizonyíték a sós felszín alatti pórusvízre, ami a playa-rendszerekhez tartozó, sós tavakhoz kapcsolódó sós iszaplapály (*saline mudflat*) finomszemcsés üledékeinek egyik jellemzője (Reading, 1985; Benison & Goldstein, 2000; Paik & Kim, 2006).

A Korpádi Homokkő Formáció piroklasztitokhoz kapcsolódó kőzetegyüttesének a radiometrikus korokhoz igazított alsó–középső permi besorolása (64. ábra) illeszkedik Schneider et al. (2006) paleoklimatológiai megállapításaihoz. Eredményeik alapján a kontinentális vörös törmelékes rétegsorokat tartalmazó európai permokarbon medencék (északi peritethysi régió) az egyenlítői zónába tartoztak. A szerzők szerint az ariditási maximum (kunguri–roadi) kiterjedt playa és sabkha üledékekben és evaporitok kialakulásában tükröződik. Mindezek alapján – a bemutatott kőzettani bélyegek mellett – a Korpádi Homokkő tárgyalt altípusa – valószínűleg forró és száraz éghajlati viszonyok mellett kialakult alluviális törmelék-kúp alsó (disztális) és oxidatív fáciesét képviselte, ami playa jellegű üledékekkel, illetve piroklasztitokkal fogazódott össze.

Tekintettel arra, hogy a dél-dunántúli permi összletben a kiterjedt playa tavi és iszaplapály környezetben kialakult rétegsor a Bodai Agyagkő Formációba tartozik (pl. Árkai et al., 2000; Konrád et al., 2010; Máthé & Varga, 2012), felmerül annak a lehetősége, hogy a Korpádi Homokkő Formáció fiatalabb szakasza ezzel összefogazódó – részben heteropikus – fáciese lehetett. A Bodai Agyagkő Formáció jellegzetes petrográfiai bélyegei a diagenetikus albittal és karbonáttal kitöltött pórusok („albitfészkek”), továbbá gyakoriak a szeptáriás karbonátkonkréciók (Árkai et al., 2000; Konrád et al., 2010), egy nyugati-mecseki fúrás (BAT-4) alsó szakaszában pedig a formáció agyagköveiben kősó vázkristályok utáni pszeudomorfózákat is igazoltak (Máthé & Varga, 2012). A vizsgálataim során megfigyelt kőzettani jellemzők (53–55. ábra) összhangban vannak a 63. ábrán bemutatott modellel, ami értelmében a Korpádi Homokkő Formáció kőzetei a piroklasztit „feletti” települési helyzetben is megjelenhetnek. Miután a Gyűrűfői Riolit Formáció kőzeteit korábban horizontálisan követhető rétegtani „markernek” tekintették, véleményem szerint elképzelhető az az alternatíva is, hogy a karbonátkonkréciós agyagkővet a piroklasztitot nem tartalmazó szelvényekben a Bodai Agyagkő Formációval, míg a piroklasztit fekéjében a Korpádi Homokkő Formációval azonosították.

A lokális korreláció során természetesen az a lehetőség sem zárható ki, hogy – az európai permokarbon medencékhez hasonlóan (pl. Schneider et al., 2006; Vozárová et al., 2009) – időben elkülönülő kitörési események zajlottak a területen, ezért a Korpádi Homokkő Formáció vizsgált kőzeteiben megjelenő szórt piroklasztos szemcsék idősebbek,

így nincsenek közvetlen kapcsolatban az ismert korú kristálygazdag lapillitufával (Gyűrűfüi Riolit Formáció). Ezt az alternatív hipotézist azonban kevésbé tartom valószínűnek, mert a dél-dunántúli és a dél-alföldi előfordulási területekről jelenleg rendelkezésre álló korok (Szemerédi et al., 2020) minden esetben fiatalabbak, mint a nyugati-mecseki felszíni feltárásból származó radiometrikus koradatok.

A Villányi-hegység északi előterében megismert, intenzíven bioturbált altípus közvetlenül nem korrelálható a fenti, arid éghajlaton kialakult képződményekkel, ugyanis a jellegzetes bioturbáció nedvesebb környezetre („*wet red beds*”) utal (Varga et al., 2014). Kialakulása általában kis energiájú, időszakosan nedves ártéri környezetben jellemző, ~500–900 mm/év átlagos csapadékmennyiség mellett (szubhumid–szemiarid klímán; pl. Sheldon & Hamer, 2010). A meniszkuszszerű kitöltést eredményező, a járat meghosszabítása során az üledék hátrafelé halmozásával kialakított („*adhesive meniscate burrows*”, AMB) nyomok alluviális törmelékűpon kialakult paleotalajt bizonyítanak, időszakos áradásokkal és gyors vízszintingadozású, jó vízáteresztő képességű környezetben (Smith & Hasiotis, 2008; Smith et al., 2008; Sheldon & Hamer, 2010; Neto de Carvalho & Baucon, 2016). A tanulmányok szerint kialakításuk többnyire rovarok (pl. kabócafélék, poloskák) lárváinak mozgására vezethető vissza a felszín alatti víz szintje feletti (telítetlen, vadózus) zónában, ezért kiváló környezetjelzők (Smith & Hasiotis, 2008; Smith et al., 2008; Sheldon & Hamer, 2010).

A Korpádi Homokkő Formáció korábbi leírásaiban a karbonátkonkréciókat tartalmazó és az erősen bioturbált („féreglakócső” nyomok) finomszemcsés kőzetváltozatok összevontan kerültek tárgyalásra (pl. Fülöp, 1994; Barabás & Barabásné Stuhl, 1998), ami megnehezíti az eltérő környezeti feltételek mellett képződött rétegsorok elkülönítését. Ehhez további, valamennyi fűrésra kiterjedő, részletes kőzettani és mikroszöveti vizsgálatok szükségesek. Eddigi eredményeim alapján a Villányi-hegység északi előterében elterjedt változat nem párhuzamosítható az első altípus (nyugati-mecseki kifejlődés) kőzeteivel, attól térben és/vagy időben elkülönülten jött létre. Azonos formációba sorolásukat ezért jelenleg nem támasztja alá kellő bizonyíték (Varga et al., 2014; Varga, 2019). A korbesorolás problémájára az Mgy–1 fűrés által harántolt törmelékes rétegsor kapcsán már Barabás & Barabásné Stuhl (1998) is felhívták a figyelmet, akik nem zárták ki a permnél idősebb (karbon/devon?) kor lehetőségét sem. Ennek nem mond ellent, hogy a közép-európai permokarbon medencék klímajelző fáciesasszociációiban a stephaniai alluviális síksági és ártéri vörös üledékekre a *Scoyenia*-típusú bioturbáció a jellemző (Schneider et al., 2006). Figyelembe véve a szubhumid jelleget, illetve a triász vagy fiatalabb fedőképződményt, alternatív lehetőségként a késő permi humid fázishoz (Schneider et al., 2006; Varga & Raucsik, 2009) kötődő kialakulás sem zárható ki, ezért a fenti kifejlődés rétegtani kapcsolatainak feltárása további összehasonlító vizsgálatokat igényel.

2.3.3. A Korpádi Homokkő és a Gyűrűfői Riolit Formáció regionális korrelációja: lehetőségek és korlátok

A Korpádi Homokkő Formáció piroklasztitokkal társult kifejlődése a klíma- és környezetjelző petrográfiai bélyegek segítségével, a Gyűrűfői Riolit Formáció kapcsolódó kőzetei a radiometrikus koradatok révén használhatók fel a tágabb, regionális léptékű korrelációban. A viszonylag száraz klímán kialakult karbonátos paleotalajok (*calcrete/dolocrete*) alapján a vizsgált terület a kora-középső permiben az arid klimatikus övben helyezkedett el (Varga et al., 2012a; Varga & Raucsik, 2014). Hasonló kőzettani összetételű szárazföldi permii üledékes rétegsorok azonban nem ismertek a Tiszai-főegység területéről (pl. Császár, 2005; Vozárová et al., 2009, 2010 és az általuk hivatkozott irodalmak). Az Erdélyi-középhegység (Románia) molasz jellegű permii üledékes összletében szintén a vörös törmelékes kőzetek dominálnak, de a vulkanitok fektüjében található kifejlődést fekete, bitumenes agyagkő alkotja, ami humidabb környezetet jelez (pl. Seghedi et al., 2001). Permii karbonátos paleotalajokat (*calcrete*) tartalmazó képződményről a hozzáférhető publikációk alapján nincs tudomásom.

A Kárpát–Pannon-térség hasonló korú képződményeit figyelembe véve, a Nyugati-Kárpátok (ALCAPA) területéről dokumentáltak olyan kifejlődéseket, amelyek a Korpádi Homokkő Formációhoz tartozó kőzetekkel párhuzamosíthatók (Varga & Raucsik, 2014). A Zempléni-egység (*Zemplinicum*) ciszuráli összletében a Cékei (Cejkov) Formáció, továbbá a lopingi Csarnahói (Černochoh) Formáció képviseli azokat a szemiarid/arid klímán kialakult, ártéri-időszakos tavi és alluviális törmelékkúp környezetet tükröző képződményeket, amelyekben *calcrete* szinteket azonosítottak (Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2009, 2010, 2019). Dolomitlencsákat és evaporitokat (gipsz) tartalmazó karbonátos paleotalajok a Garamikum (*Hronicum*) ciszuráli összletéből (Malužiná Formáció) szintén ismertek, ahol fonatos folyóvízi és tavi környezetben kialakult, vastag konglomerátum, homokkő és agyagkő alkotta rétegsorban jelennek meg (Vozárová et al., 2009, 2010; Vdačný et al., 2013). Mindezeket figyelembe véve, a megbízható korrelációhoz egyrészt a takarós felépítésű Erdélyi-középhegység permii üledékes összleteinek modern szemléletű reambulációja szükséges, másrészt a hozzáférhető valamennyi dél-dunántúli fúrású rétegsor komplex és célzott (kőzettani, geokémiai, szerkezeti, öskörnyezeti–szedimentológiai) reambulációját követően azok szisztematikus összehasonlítását lenne célszerű megvalósítani a nyugati-kárpáti egységekből dokumentált kifejlődésekkel.

Amennyiben a tágabb lokális, továbbá regionális korrelációban a permii vulkanizmus korára összpontosítunk, a Gyűrűfői Riolit Formáció dél-dunántúli és dél-alföldi kőzeteihez tartozó radiometrikus koradatok (~267–260 millió év) átfednek az Erdélyi-középhegységből származó felzikus minták korával, továbbá egyértelmű geokémiai kapcsolat mutatható ki a kifejlődési területek között (Nicolae et al., 2014; Szemerédi et al., 2019, 2020). Az előzetes korreláció eredményei szerint a kogenetikus kőzetegyüttes viszont egységesen fiatalabb (~269–259 millió év), mint a közép-európai variszcidák részletesen vizsgált területeiről származó vulkanitok (~300–280 millió év; pl. Breitkreuz & Kennedy, 1999; Wilson et al., 2004; Awdankiewicz & Kryza, 2010; Repstock et al., 2017). Ezt figyelembe véve, a Tisia nyugati részén található kristályos és paleozoikum (szilur, felső karbon) képződmények ösföldrajzi kapcsolatakor kirajzolódó Szudéták–Szilécia–Małopolska-masszívum rokonság már nem érhető közvetlenül tetten a vizsgált permii képződményekben. Kőzettani, geokémiai és geokronológiai jellegük alapján a Gyűrűfői Riolit Formáció kőzetei a Nyugati-Kárpátok permii felzikus vulkanitjaival (pl. Gömörikum, Szilécikum; Vozárová et al., 2015; Ondrejka et al., 2018) rokoníthatók, geokémiai (teljes kőzet) összehasonlítás azonban eddig csak az Észak-Gömöri-, Dél-Gömöri- és Észak-Vepori-egység vulkanitjaival történt (Szemerédi et al., 2020). Miután a Małopolska-masszívum legkeletibb részét nagy valószínűséggel a kárpáti előtér képviseli (Verniers et

al., 2008), továbbá a Korpádi Homokkő Formáció karbonátos paleotalajokat tartalmazó altípusa és a Gyűrűfői Riolit Formáció közeteinek jellege egyaránt nyugati-kárpáti affinitást tükröz, a két terület szisztematikus összehasonlítása – érintve a karbonátos paleotalajokat (*calcrete/dolocrete*) tartalmazó Zempléni- és Garami-egységet is – kiemelt továbblépési lehetőséget jelent a jövőben.

A Nyugati-Kárpátokban a különböző típusú variszkuszi aljzatra eltérő korú, összetételű és kifejlődési jellegű posztorogén karbon–perm üledékes rétegsor települt, az egyedi üledékképződési területek rekonstrukcióját azonban az alpi extenziós és kompressziós események megnehezítik (Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2019). A Gyűrűfői Riolit korrelációja szempontjából előtérbe került Észak-Gömöri-egységben tengeri kifejlődésű a felső karbon összlet (Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2009), ami nem párhuzamosítható a dél-dunántúli Tésenyi Homokkő Formáció közeteivel. Kontinentális kifejlődésű permokarbon rétegsor relikuma a Zempléni-, a Dél-Vepori- és a Garami-egységből ismert, a Garamikumban – az Erdélyi-középhegységhez hasonlóan – neutrális–bázisos vulkanizmussal is társulva (Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2009, 2010). Ezek közül a Zempléni-egység permokarbon összletének és a dél-dunántúli felső karbon rétegsor rokonságának kérdése nem új gondolat a rétegtani és öskörnyezeti korrelációban, hiszen pár évtizeddel ezelőtt még a Zempléni-egységet is a Tiszai-főegység részének tekintették (*1. táblázat*; pl. Fülöp, 1994; Haas & Hámor, 1998).

A Zemplénikumban a kontinentális permokarbon rétegsor közvetlenül kapcsolódik a variszkuszi aljzathoz, ezen belül a felső karbon (wesztfáliai–stephaniai) összlet hagyományosan négy, a permi szakasz két litosztratigráfiai egységre bontható (Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2009, 2019). Sajnos a hazai összefoglaló szakirodalomban (pl. Fülöp, 1994; Jámor, 1998; Jámor in Majoros, 1998 és az általuk hivatkozott irodalmak) nem ez a nevezéktan jelenik meg, amire Császár (2005) már felhívta a figyelmet (*2. táblázat*). Amíg a hazai tagolásban a permi savanyú vulkanitokat és vulkanoszediment képződményeket tartalmazó rétegsort a Kásói Formációba sorolják, addig ez a szlovák gyakorlatban a felső karbon (stephaniai) vulkanoszediment összletet jelöli, ami megtévesztő és korrelációs problémákat okozhat. A Zempléni-egység újpaleozoikumi közeteinek rétegtani felosztását ezért célszerű átdolgozni a jövőben. Munkámban a nemzetközi szakirodalomban elterjedt, ezért – véleményem szerint – korrelációs szempontból követendő beosztást alkalmazom.

2. táblázat

A Zempléni-egység litosztratigráfiai tagolása a hazai és a nemzetközi szakirodalomban

	Litosztratigráfiai egység (formáció) megnevezése	
	pl. Fülöp (1994), Jámor (1998), Jámor in Majoros (1998)	pl. Vozárová (1998), Császár (2005), Vozárová et al. (2009, 2010, 2019)
permi egységek	Bári	Csarnahói (Černochoy)
	<i>Kásói</i> (benne: Gyűrűfői Riolit)	Cékei (Cejkov)
felső karbon egységek	Simonhegyi	<i>Kásói</i> (Kašov)
	Kistoronyai	Toronyai (Třňa)
	Nagytoronyai	Legenyei (Luhyňa)
	Csörgői	Csörgői (Čerhov)

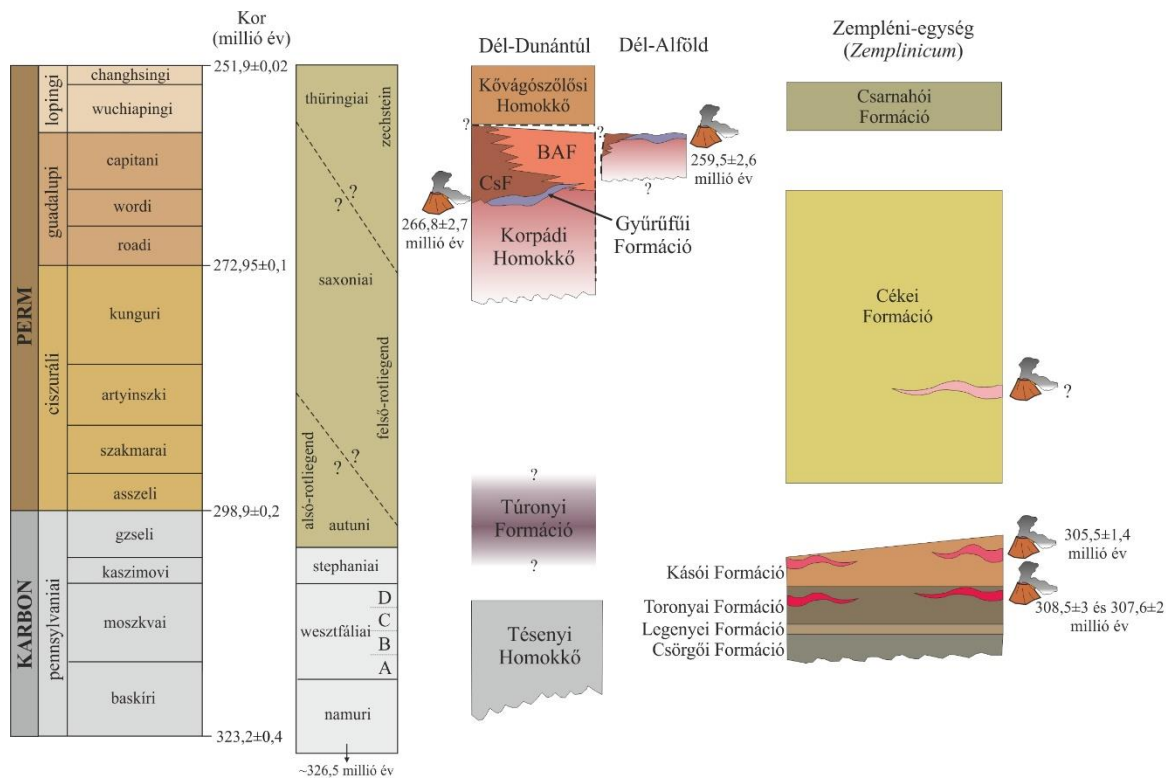
A Zemplénikum permokarbon közetei nagyon kistokú, illetve kistokú metamorfózist szenvedtek (Vozárová et al., 2019), bár az alkalmazott kőzettani nevekben ez általában nem tükröződik. A felső karbon formációk fekete, szürke és zöldesszürke sziliciklasztos (meta)üledékes kőzeteket tartalmaznak, amelyek korbesorolását korábban növénymaradványok alapján végezték el (pl. Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2009, 2010), majd a vulkáni eredetű betelepülések cirkonkristályaira épülő geokronológiai

vizsgálatokkal pontosították (65. ábra; Vozárová et al., 2019). A szerzők eredményei szerint a legidősebb Csörgői Formáció (wesztfáliai) uralkodó képződménye a fonatos folyóvízi üledékként értelmezett, szemcsevázú és polimikt konglomerátum, amelyben a kavicsok viszonylag jól koptatottak. A felfelé finomodó szemcseméretű ciklusokban durvaszemcsés homokkő, továbbá kisebb arányban fekete agyagkő és aleurolit betelepülések jelennek meg, különösen a képződmény felső részén. A folyamatosan kifejlődő Legenyei Formáció sötétszürke–fekete, finomszemcsés tavi és durvább szemcseméretű (homok, kavics) disztális törmelékkúp környezetben felhalmozódott kőzeteket tartalmaz. Kőszénzsinórok megjelenése a Toronyai Formációra jellemző, ami Vozárová et al. (2019) radiometrikus koradatai szerint a wesztfáliai felső részét képviseli. Ebben a tavi–folyóvízi, helyenként mocsári környezetben kialakult összletben néhány cm-től 100–160 cm maximális vastagságig változó kiterjedésű kőszén betelepülések találhatók. Felső részén elmaradnak a kőszéntartalmú rétegek, az alluviális homokkőben riolitos–dácitos vulkanizmushoz kötődő betelepülések jelennek meg (Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2009, 2010, 2019). A vastag vulkanoszediment rétegeket (beleértve ignimbritek), alluviális mederüledékeket és ártéri kifejlődéseket egyaránt tartalmazó Kásói Formáció már a stephaniai üledékképződés terméke (Vozárová et al., 2019).

A humid éghajlatra utaló felső karbon kőzetektől eltérően a Zemplénikumban található permi képződmények szemi-arid/arid környezetet jeleznek. A változatos színű Cékei Formációban proximális és disztális alluviális törmelékkúp, ártéri és időszakos tavi üledékek, továbbá vékony riolittufa rétegek egyaránt megtalálhatók. Sajnos ezek korolása még nem vezetett eredményre, ezért az egység rétegtani besorolása nem tekinthető kellően pontosnak a regionális korrelációhoz. A jellemző fáciesek között karbonátos paleotalajokat (*calcrete*), továbbá iszapfolyásra, illetve törmelékfolyásra utaló, rosszul osztályozott képződményeket szintén azonosítottak. A legfiatalabb Csarnahói Formációt lilásvörös, finomszemcsés, playa környezetben kialakult kőzetek alkotják (Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2009, 2010, 2019).

A korábbi összehasonlító vizsgálatok eredményei szerint Észak-Magyarországon a „Nagytoronyai”, a „Kistoronyai”, a „Kásói” és a „Bári” Formációk fordulnak elő (pl. Felsőregmec–3, Széphalom–2 és Sátoraljaújhely–8 fúrások; Fülöp, 1994; Jámbor, 1998; Jámbor in Majoros, 1998 és az általuk hivatkozott irodalmak), amelyek az érvényes szlovák nevezéktanban leginkább a felső karbon Legenyei és Toronyai, valamint a permi Cékei és Csarnahói Formációknak feleltethetők meg (Császár, 2005).

A dél-dunántúli permokarbon összlettel történő párhuzamosítás során a Tésényi Homokkő Formációhoz való hasonlóságot már kiemelték (pl. Jámbor, 1998). A koradatok tükrében ezért a jövőben a Tésényi Homokkő, a Legenyei és a Toronyai Formációk célzott összehasonlítását tartom szükségesnek a korreláció pontosításához (65. ábra). A permi összleten belül Fazekas (1978) végzett előzetes összehasonlítást a két elterjedési terület között, amely az uránkutató programhoz kapcsolódva alapvetően a vulkanitok petrográfiai és geokémiai vizsgálatát érintette. Munkája során a magyarországi területről a Sátoraljaújhely–8 fúrásból, a szlovákiai kifejlődésből a Ladmóc (Ladmocce) közelében lemélyített fúrásból származó mintákat jellemezte. Ezek Fülöp (1994) szerint a Kásói Formációba települő riolitot képviselik („Gyűrűfüi Riolit Formáció” Jámbor in Majoros, 1998 munkájában), az aktuális szlovák beosztásban a Cékei Formáció piroklasztit betelepüléseinek felelnek meg. Fazekas (1978) megállapította, hogy ezek a kőzetek – az erős „prézeltségen” túl – átalakultak, azokban kovásodás, szericitesedés, karbonátosodás és piritésedés nyomait figyelte meg. Kiemelte, hogy a ladmóci piroklasztitban olyan albitból (+ karbonátásvány) álló foltok–fészkek figyelhetők meg, amelyekhez hasonlót a dél-dunántúli (Villányi-hegység északi előtere) Túronyi Formációban alárendelten előforduló albitosodott tufában tapasztalt (Tu–1 1229,0 m).

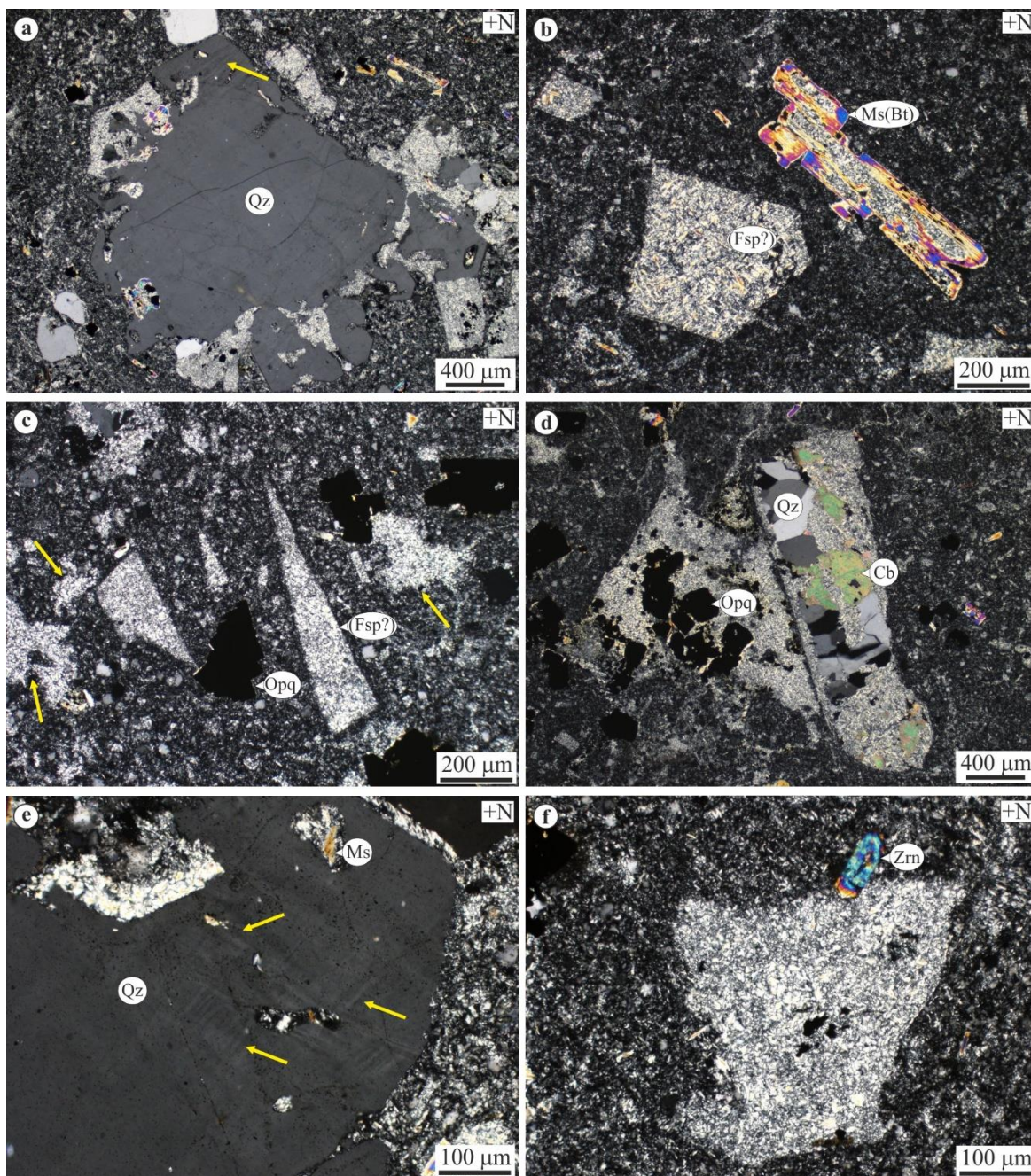


65. ábra

A dél-dunántúli és a dél-alföldi permokarbon rétegsor és a Zemplénikum permokarbon képződményeinek tentatív korrelációja figyelembe véve a legújabb geokronológiai eredményeket, továbbá a Gyűrűfői Formáció képződési modelljét (Vozárová et al., 2019; Szemerédi et al., 2020). A rétegtani beosztásnál Gradstein et al. (2004) javaslata szerint Varga & Raucsik (2009) és Vozárová et al. (2019) munkáit vettem figyelembe. Rövidítések: BAF = Bodai Agyagkő Formáció; CsF = Cserdi Formáció

Munkám során petrográfiai vizsgálatot végeztem a korábbi összehasonlítás mintáin, amelyek a Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) „Vulkanitok, etalon kollektív” csiszolatgyűjteményében állnak rendelkezésre. Megerősítve Fazekas (1978) korábbi megfigyeléseit, ezek a kőzetek egyértelműen átalakultak, szövetük metamorf felülbélyegzést szintén jelez (66–69. ábra). A sátorlajújhelyi minta átkristályosodott, kovásodott alapanyagában változó alakú (sajátalakútól rezorbeáltig, továbbá törött, szilánkos megjelenésűig) és méretű, átalakult (kovásodott, szericitesedett) fenokristályok figyelhetők meg. Ezek anyaga eredetileg kvarc, földpát (kálföldpát?) és biotit lehetett, ami riolitos/dácitos összetételre utal. Az alapanyagban megfigyelhető, szabálytalan, ívelt szegélyű, teljesen átkristályosodott (kovásodott) foltok és a szilánkos megjelenésű pszeudomorfózák alapján az eredeti kőzet valószínűleg piroklasztit volt. Az ásványos összetétel változásán túl a metamorf felülbélyegzésre a hajladozó szericites sávok által kijelölt, gyengén fejlett foliáció, valamint a kvarc fenokristályokban megjelenő deformációs lamellák utalnak (66. ábra). A ladmóci minták egyértelműen metamorf átalakulást szenvedett piroklasztitok. Az elsődleges juvenilis alkotókat átkristályosodott (kovásodott, szericitesedett), kissé ellapult és tömörödött horzsakőtöredékek (fiamme?) és üvegszilánkok képviselik, amelyek a szericitesávok által kijelölt foliáció irányában rendeződtek. Nagy hőmérsékletű devitrifikációra utaló bélyegeket (pl. szferolitok, axiolitok) nem mutatnak; alakjuk és elhelyezkedésük közepes–erős összesülést szintén nem tükröz. A mintákban kvarc és földpát kristálytöredékek, továbbá litikus részek különíthetők el, ez utóbbiak többnyire idegen kőzetrészek (metamorf közettörmelékek). A nagyobb (néhány mm-es) átkristályosodott horzsakövekben a (mikro)fenokristályokkal azonos jellegű földpátok

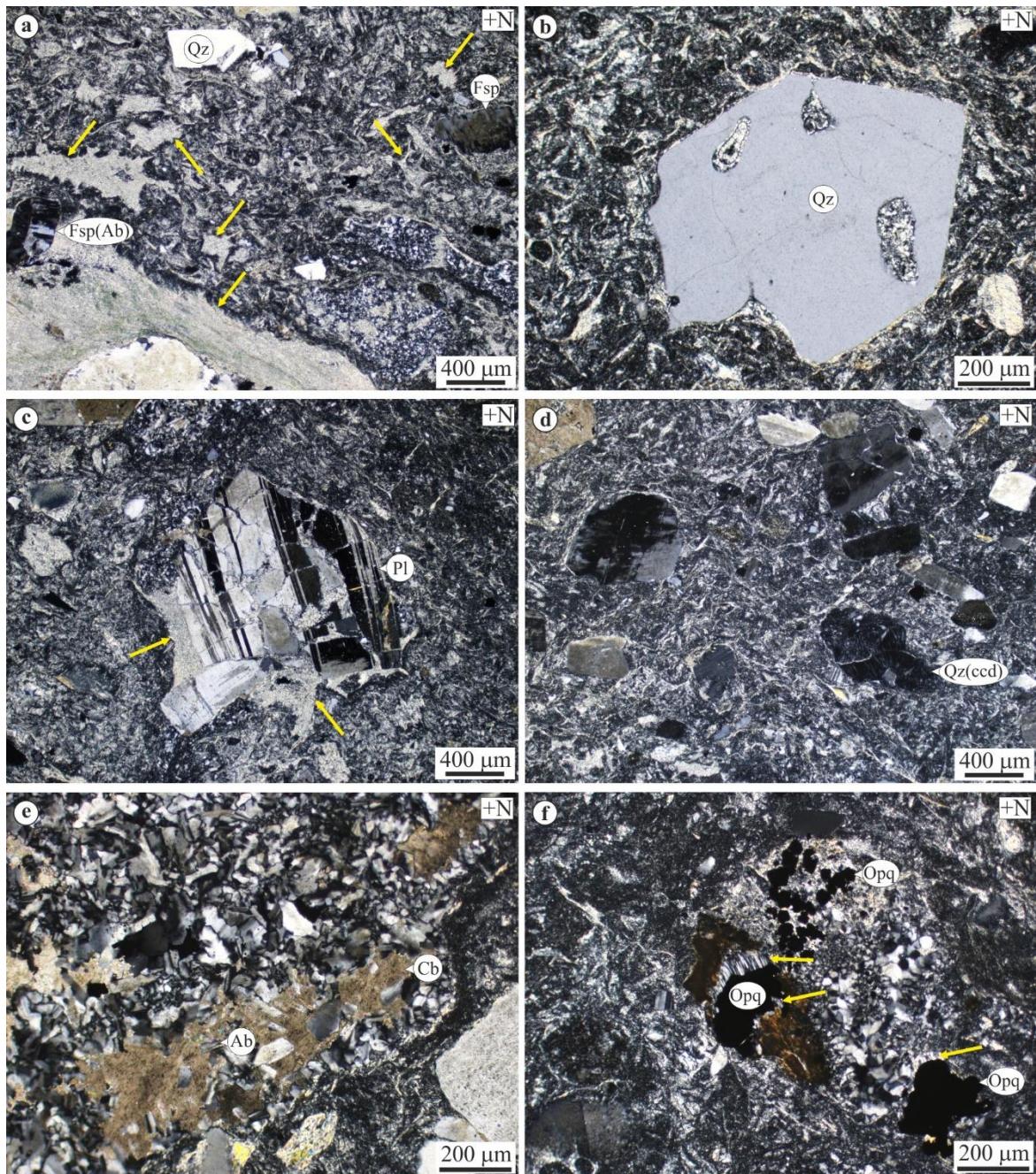
figyelhetők meg. A mátrixban kvarc-földpát-karbonát kitöltésű részek, az opak szemcsék peremén szálás kvarc-szericit nyomásárnyék szerkezetek alakultak ki (67. és 68. ábra).



66. ábra

A Sátoraljaújhely–8 fúrásból (943,0–961,6 m) származó permiai vulkanitminta (Zemplénikum) összetételi és szöveti jellemzői (MÉV „Vulkanitok, etalon kollektív”, 83. minta)

(a) Rezorbeált, deformált (a deformációs lamellákat a sárga nyíl jelzi), szegélyén mikrokristályos kvarccal helyettesített („kovásodott”) kvarckristály átkristályosodott alanyanyagban; (b) Földpát és biotit utáni pszeudomorfózák; (c) Szilánkos fenokristályok és valószínűleg egykori horzsakőtöredékek (nyílak) utáni pszeudomorfózák; (d) Makrokvarc és karbonátkitöltés a teljesen átkovásodott és szericitesedett egykori fenokristályban. Az alanyanyagban hintetten opak ásványok figyelhetők meg; (e) Többirányú deformációs lamellák kvarcban (nyílak); (f) Akcesszórius cirkon valószínűleg egykori fenokristály utáni pszeudomorfózával átkristályosodott alanyanyagban. Rövidítések: Cb = karbonát; (Fsp?) = valószínűleg földpát utáni pszeudomorfóza; Ms = muszkovit; Ms(Bt) = biotit utáni muszkovit és mikrokvarc-szericit pszeudomorfóza; Opq = opak ásvány; Qz = kvarc; Zrn = cirkon

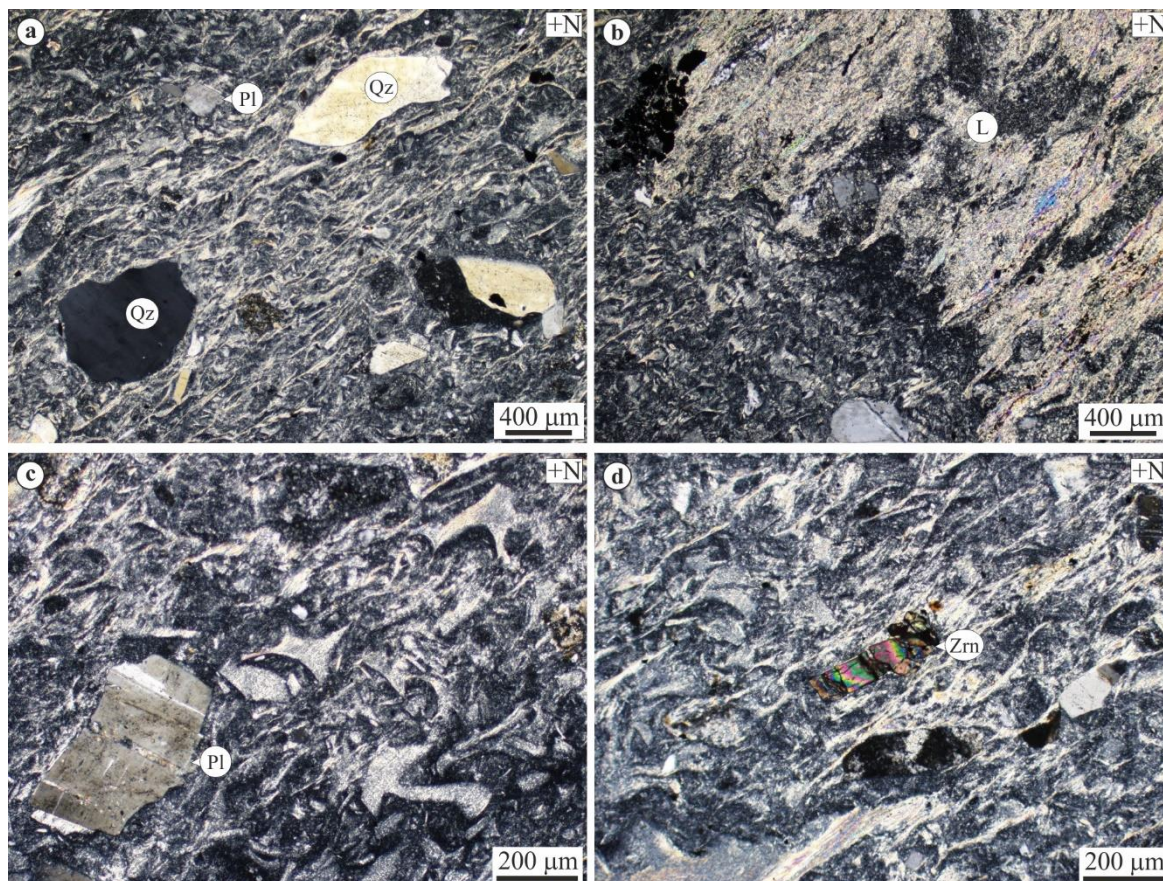


67. ábra

A ladmóci fúrásból (1. sz. minta; 735,0 m) származó permi piroklastit (Zemplénikum) összetételei és szöveti jellemzői (MÉV „Vulkanitok, etalon kollekció”, 85. minta)

(a) Kvarc és kálicsillapát kristálytöredékek, továbbá szericitesedett, kovásodott horzsakőtöredékek és üvegszilánkok enyhén orientált elrendeződése átkovásodott alapanyagban; (b) Ívelt repedések mentén széttört kvarckristály; (c) Töredezett plagioklász peremén átkristályosodott (szericitesedett és kovásodott) kőzetüveg maradványával (nyilak); (d) Rosszul osztályozott kristálytöredékek és kalcedonból álló kőzetrészes átkristályosodott alapanyagban; (e) Kvarccal, albittal és unduláló kioltású, pátos karbonáttal (valószínűleg dolomit) kitöltött pórus („fészek”) az átkristályosodott alapanyagban; (f) Szálaskvarc-szericit nyomásárnyék szerkezetek (nyilak) opak ásványok felületén. Rövidítések: Ab = albit; Cb = karbonát;

Fsp = földpát; Fsp(Ab) = albitosodott földpát; Opq = opak ásvány; Pl = plagioklász; Qz = kvarc; Qz(ccd) = kalcedon



68. ábra

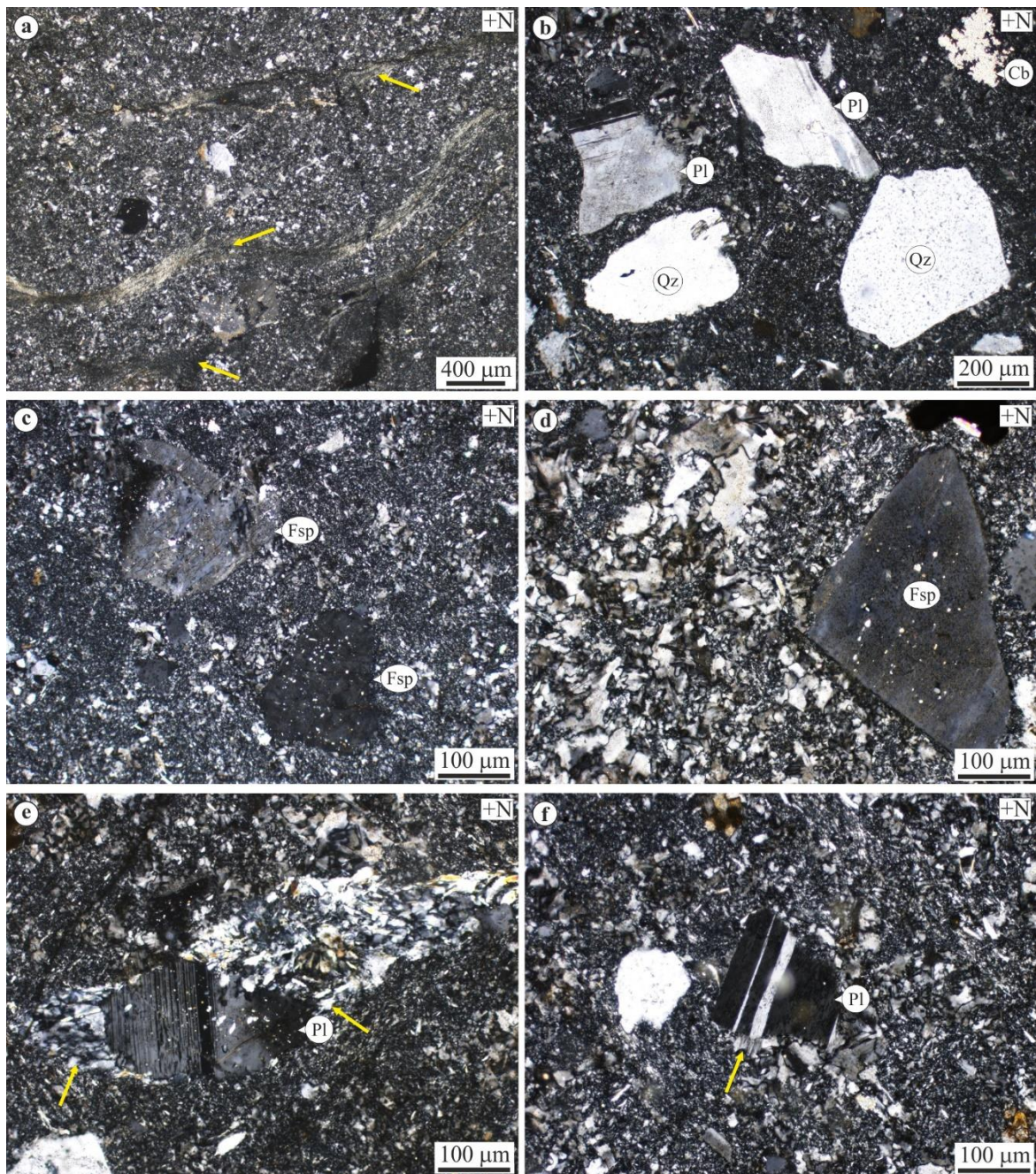
A ladmóci fúrásból (2. sz. minta; 384,0 m) származó permi piroklasztit (Zemplénikum) összetételei és szöveti jellemzői (MÉV „Vulkanitok, etalon kollekcio”, 86. minta)

- (a) Kristálytöredékek és szericitesedett, kovásodott üvegszilánkok orientált elrendeződése átkovásodott alapanyagban. A gyengén fejlett foliációt szericit jelöli ki; (b) Metamorf közettörmelék a metatufában; (c) Devitrifikált (szericitesedett és kovásodott) üvegszilánkok jól felismerhető, buborékfalra utaló alakokkal; (d) A foliációnak megfelelően irányított, széttöredezett cirkon. Rövidítések: L = litikus rész; Pl = plagioklász; Qz = kvarc; Zrn = cirkon

Hasonló szövetű piroklasztitok a Gyűrűfüi Riolit Formáció jól ismert dél-dunántúli előfordulási területein nem jellemzőek. A részletes összehasonlító vizsgálatok (XRPD elemzésre épülő agyagásványtani paraméterek, mikroszöveti és mikroszerkezeti megfigyelések alapján) eddig egyedül a dél-alföldi aljzatban, Kelebia térségében mutattak ki egyértelműen nagyon kisméretű–kisméretű metamorf felülbélyegzést, ahol az előzetes eredmények szerint a közvetlen fekvő és fedő törmelékes üledékes képződmények is alpi metamorfózist szenvedtek (59. ábra; Raucsik et al., 2016, 2019; Szemerédi et al., 2020). Ez azt sugallja, hogy a nem metamorf dél-dunántúli permi rétegsor vizsgált képződményei (Korpádi Homokkő Formáció, Gyűrűfüi Riolit Formáció) közvetlenül nem párhuzamosíthatók a Zemplénikum hasonló korú és kifejlődési jellegű, de metamorfózist szenvedett közetrétegtani egységével (Cékei Formáció).

Megfigyeléseim szerint a dél-dunántúli (Villányi-hegység északi előtere) Túrony–1 fúrásból származó mintában az egyértelműen piroklasztitra utaló szöveti bélyegek nem jellemzőek, a szericitesedett, ellapult (egykori horzsakő?) elegyrészek mennyisége alárendelt. A minta valószínűleg áthalmozott piroklasztos eredetű metaüledékes közetváltozatot (metatufit?) képvisel. A nyomási oldódásos foliációt mutató mátrixban plagioklász és kvarc kristálytöredékek figyelhetők meg. Az alapanyag átkristályosodott és kovásodott, abban szabálytalan alakú kvarc-földpát-karbonát kitöltésű pórusok és erek, a

földpátkristályok peremén albit továbbnövekedés, illetve szálás kvarc-szericit nyomásárnyék szerkezetek figyelhetők meg (69. ábra).



69. ábra

A Túrony-1 fúrásból (1229,0 m) származó metatuffit (Villányi-hegység északi előtere, Túronyi Formáció) összetételei és szöveti jellemzői (MÉV „Vulkanitok, etalon kollektív”, 92. minta)

- (a) A gyengén fejlett foliációnak megfelelően irányított, ellapult és szericitesedett horzsakövek (fiamme, nyilak); (b)–(d) Kristálytöredékek az átalakult, foltokban karbonátosodott, illetve kovásodott alapanyagban; (e) Szálás kvarc-szericit nyomásárnyék szerkezet plagioklász szegélyén (nyilak); (f) Albit továbbnövekedés (nyíl) plagioklászban. Rövidítések: Cb = karbonát; Fsp = földpát; Pl = plagioklász; Qz = kvarc

Figyelembe véve, hogy a Zemplénikum nagyon kismértékű–kismértékű metamorfózist szenvedett permiai kőzeteihez hasonlóan a bizonytalan rétegtani helyzetű, de nagy valószínűséggel permiai Túronyi Formáció kőzetei is hasonló mértékű metamorf felülbélyegzést tükröznek (Varga, 2009; Varga & Raucsik, 2009) a két terület

összehasonlító vizsgálata korrelációs szempontból is új eredményeket szolgáltathat. Az eddig egyetlen fúrásban azonosított Túronyi Formáció lilásvörös metaüledékes összelete szintén arid/szemiarid éghajlati viszonyok mellett, alkáli tavi környezetben képződhetett, majd kiterjedt albitosodást követően nagyon kisméretű metamorfózison esett át (Varga & Raucsik, 2009). A permium rétegsorokat harántoló közeli mélyfúrások ellenére (56. ábra) lokális korrelációja eddig nem vezetett érdemi eredményre. A playa környezetre utaló kifejlődési jelleg és az átalakult piroklastit betelepülések segítségével azonban célszerűnek tartom a kelebiai területen feltárt Korpádi és Gyűrűfüi litosztratigráfiai egységekkel történő összehasonlítását, ami kiegészítheti vagy cáfolhatja a bemutatott korlátozott összehasonlításból levonható előzetes felvetéseket.

Véleményem szerint a nagyon kisméretű–kisméretű metamorf felülbélyegzést szenvedett dél-dunántúli és dél-alföldi permokarbon képződményeknél (Tésenyi Homokkő, Túronyi Formáció, részben a Korpádi Homokkő és a Gyűrűfüi Riolit Formációkba sorolt kőzetek) a továbblépéshez a metamorfózis korának és jellegének, továbbá a szerkezeti viszonyoknak (pl. takaróhatárok nyomozása, kijelölése) a pontosítása, majd az erdélyi-középhegységi és az esetleges nyugati-kárpáti rokonság részletes vizsgálata szükséges. Jelenleg ezek a hazai kőzetrégteg-tani egységek nem alkotnak egymásból folyamatosan kifejlődő vagy nagyobb kiterjedésben korrelálható képződményeket. A Korpádi Homokkő és a Gyűrűfüi Riolit Formációkban egyaránt kimutatott nem metamorf, illetve alpi metamorf rétegsorok különösen szükségessé teszik a régteg-tani–szerkezeti besorolások átgondolását. Ennek jó példája a kelebiai terület, ami a Codrui-takarórendszer frontjától délre elhelyezkedve, a jelenlegi megítélés szerint a Békés–Codrui-zónába tartozik (1. ábra). Az Erdélyi-középhegységben a Codrui-takarórendszeren belül számos takarót elkülönítenek, ezek közös jellemzője viszont, hogy az üledékes fedőképződmények nem szenvedtek alpi metamorfózist (pl. Seghedi et al., 2001; Császár, 2005; Nicolae et al., 2014; Raucsik & Varga, 2015 és az általuk hivatkozott irodalmak). A Tiszai-főegység magyarországi részén belül definiált alpi zónák jelenleg kevés információt szolgáltatnak azok belső felépítéséről. Ahhoz, hogy az aljzatban feltárt prekainozoos képződmények regionális korrelációja megbízható módon megvalósuljon, a nyitott kőzettani–geokémiai kérdések lokális léptékű megválaszolásán túl az alpi kompressziós és extenziós fázisok (elsősorban a kréta takaróképződés), illetve a miocén extenziós tektonika szerkezetalakító hatásának jobb megismerése is szükséges.

3. ÖSSZEGRZÉS

„A tudomány elsődleges célja, hogy igazságra, méghozzá új igazságra találjon. Ez a kutatás annál eredményesebb, minél inkább arra irányul, hogy az igazságot önmagáért keresse, függetlenül esetleges gyakorlati hasznától és felhasználhatóságától.”

(Szent-Györgyi Albert; 1. https)

3.1. Bevezetés

Mai értelemben a Közép-magyarországi-zónától délre elhelyezkedő terület, a Tiszai-(fő)egység (pl. Haas & Hámor, 1998; Császár, 2005) preneogén, illetve prealpi aljzata alkotja a Tisia-megaterrénomot. A terület felépítésével, ezen belül a paleozoikum (szilur–perm; ~440–250 millió év) kőzetrétegtani egységek lokális és regionális korrelációjával kapcsolatban számos alapkutatási kérdés még napjainkban is nyitott. Fokozottan igaz ez a Dél-Dunántúl és a Dél-Alföld aljzatában kizárólag mélyfúrásokból ismert vagy erősen korlátozott felszíni előfordulású képződményekre.

Annak ellenére, hogy a Dél-Dunántúl és a Dél-Alföld földtani felépítésének kutatása hosszú múltra tekint vissza (pl. Fülöp, 1994, Barabás & Barabásné Stuhl, 1998; Jámor, 1998; Szederkényi, 1998 és az általuk hivatkozott irodalmak), az aljzati képződmények jelenlegi kapcsolatrendszer nem tisztázott kellő mértékben. Az alkalmazott kutatások (pl. a radioaktív hulladékok felszín alatti tárolása, szénhidrogén-kutatási és termelési, illetve geotermikus projektek) sikerességének alapvető pillére a megbízható kőzettani háttérismeret, hiszen ez elősegíti a földtani kockázati tényező optimalizálását. A kiválasztott terület kőzettani és fluidumevolúciós kapcsolatrendszerének feltárása így napjainkban is időszerű földtudományi kihívás. Ezt a munkát célozta meg a dél-dunántúli permokarbon üledékes képződményekkel foglalkozó PhD témám (Varga, 2009), majd az erre épülő kutatásaim (OTKA PD, MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíjak, Új Nemzeti Kiválóság Program ösztöndíjai), továbbá részben ezt egészítik ki a dél-alföldi aljzati képződményekkel kapcsolatos OTKA/NKFIA K projektek. Ezekben vezető kutatóként, illetve senior résztvevőként kőzettani (pl. forráskőzet-analízis, diagenezistörténet), geokémiai, integrált értelmezői és korrelációs feladatokat láttam, illetve látok el. Az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén az elmúlt években oktatói és témavezetői tevékenységemhez kapcsolódva olyan ismeretek halmozódtak fel, amelyek integrált értelmezése lehetővé teszi a dél-dunántúli és a dél-alföldi paleozoos képződmények egymáshoz viszonyított kapcsolatának reambulációját és azok regionális korrelációját, ezáltal a terület földtani és nagyszerkezeti ismereteinek pontosítását.

Tekintettel arra, hogy a korrelációs kérdések megválaszolásához először lokális reambuláció szükséges, a pontszerű információt hordozó egyedi kőzetminták felülvizsgálata elkerülhetetlen a korlátozottan hozzáférhető kéziratokban (pl. adattári jelentések) szereplő leírások adatainak ellenőrzéséhez, illetve az ezekre épülő értelmezések elfogadásához vagy cáfolásához. Tapasztalatom szerint – részben a tudományos háttérismeretek módosulása és szemléletváltása, részben a műszerek fejlődése miatt – a vizsgált képződményekben többnyire az ásványtani és kőzettani besorolás szintjéig terjedő ellenőrzés volt szükséges. Ezek a vizsgálatok megkerülhetetlenek a regionális léptékű kérdések megválaszolásához, azonban jellegükből adódóan csupán lokális érdeklődésre tarthatnak számot. Egy-egy részterület vagy képződmény komplex vizsgálata viszont már regionális érdeklődési szintű ásványtani, kőzettani, geokémiai és földtani–rétegtani információkat szolgáltatott.

Értekezésemben a paleozoikum képződmények lokális és regionális korrelációjához kapcsolódó kutatási eredményeket mutatom be úgy, hogy a kiválasztott

köztrétegtani egységeket (Szaltnaki Agyagpala, Tésenyi Homokkő, Korpádi Homokkő és Gyűrűfői Riolit Formációk) érintő eddigi megállapításokat szintézisszerűen foglalom össze, külön kitérve a már publikált eredményekre és a jelenleg aktív kutatási irányok előzetes eredményeire, illetve a munka során felmerült, jövőbe mutató új kérdésekre. A bemutatáskor arra törekedtem, hogy az értekezésben a saját közzétett és geokémiai eredményeimre, továbbá a kutatótársak által biztosított adatok integrált értelmezésére épülő korrelációs tevékenységem lenyomata uralkodjon, ezért a kutatáshoz nélkülözhetetlen, de a szerzőtársak aktív hozzájárulását tükröző, nyílt hozzáférésű – az értekezésben minden esetben hivatkozott – publikációkban elérhető anyagvizsgálati eredmények adatainak közzétételére és önálló értelmezésére, vitájára nem tértem ki. Tekintettel arra, hogy tudományos munkásságom alapvetően a közzétett–geokémia szakterületét fedi le, és a tanulmányozott képződmények korábbi korrelációja több esetben tényleges vagy részletes közzétett összehasonlítás nélkül történt (pl. kizárólag makroszkópos hasonlóság alapján; egy kőzetváltozat – pl. grauwacke vagy szürke, ősmaradványmentes breccsa – megjelenése vagy hiánya alapján), értekezésem fő logikai szálát a köztrétegtani egységeknél meghatározó jelentőségű közzétett összetétel és az átalakulási folyamatok (pl. érkitöltő fázisok ismertetése, metamorfózis jellege) bemutatása képezi. Törekedtem arra, hogy az érintett kőzetekről részletes fotódokumentációt is bemutassak, hiszen – számos esetben – ez eddig nem történt meg.

3.2. Kiválasztott minták, analitikai módszerek

A Tiszai-főegységben mélyfúrásokkal feltárt paleozoikumi köztrétegtani egységek lokális és regionális korrelációjához olyan szelvényeket választottam ki, amelyekből elegendő fűrőmag állt rendelkezésre a modern anyagvizsgálatokhoz. Ezek a mélyfúrások döntően a '60-as és a '80-as évek között mélyültek, így a még hozzáférhető, reprezentatív fűrőmagok modern módszerekkel történő vizsgálata nemzeti érdek. Kutatásaim során a Dél-Dunántúl és a Dél-Alföld aljzatából származó gyűjteményi magmintákat és vékonycsiszolatokat szintén felhasználtam, illetve – alárendelten – felszíni mintákat (egykori kutatóakna: Korpádi Homokkő, feltárások: Gyűrűfői Riolit) gyűjtöttem.

A szilur Szaltnaki Agyagpala Formáció kőzeteinek vizsgálatához elsősorban a Horváthertelend–1 fúrás (Hh–1, Horváthertelendi-egység) mintáit használtam fel, amelyeket a Szaltnak–3 fúrásban (Szaltnaki-egység) kijelölt típusszelvény kőzeteivel és a Szaltnak–4 fúrás reprezentatív mintáival hasonlítottam össze. A felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció kőzeteinek tanulmányozása a Bogádmindszent–1 (Bm–1), a Diósvizsló–3 (Dv–3) és a Siklósbodony–1 (Sb–1) mélyfúrások mintáira épült, amelyeket a Téseny körüli fúrások reprezentatív mintáival egészítettem ki. A perm Korpádi Homokkő Formáció kőzeteit a Túrony–1 (Tu–1), a Máriagyúd–1 (Mgy–1), a 9015. sz. (Dinnyeberki) fúrásokból és a XV. szerkezetkutató fúrásból választottam ki, amelyek a mecseki és a villányi előtér kifejlődéseit egyaránt képviselik. További fúrásokból (pl. Siklósbodony–1, Szava–5, Csarnóta–1, Bisse–1, Kelebia–12) szintén rendelkezésre állt néhány kőzetminta és csiszolatgyűjtemények anyaga, amelyeket tanulmányoztam munkám során. A bizonytalan korbesorolás miatt a kapcsolódó Gyűrűfői Riolit Formáció célorientált vizsgálata (pl. 9015. sz. fúrás, XV. szerkezetkutató fúrás, Bisse–1, Kelebia–12) is részét képezi az értekezésben bemutatott eredményeknek, amely a korreláció kronosztratigráfiai keretét biztosítja. A részletesen vizsgált képződmények lokális összehasonlításakor alapvetően az Ófalui Formációcsoport, a Bátaapáti Metahomokkő Formáció, a Radlovaci Komplexum, valamint a dél-alföldi aljzatban (Szeged, Üllés) karbon breccsaként vagy paleozoikumi metakonglomerátumként elkülönített szakaszok szelektált

kőzetmintáit vettem figyelembe. A regionális korrelációban bemutatott összehasonlítások döntően szakirodalmi adatokra épültek.

A kőzetek komplex jellemzéséhez munkatársaim segítségével, továbbá hazai és nemzetközi kutatási együttműködések keretein belül – a részletes petrográfiai elemzéseken túl – számos fázis- és elemanalitikai vizsgálatot végeztünk. A legfontosabb műszeres vizsgálatok a következők voltak:

- röntgen-pordiffrakció (XRPD: SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék; közreműködő: Raucsik Béla),
- pásztázó elektronmikroszkópia (SEM: SZTE TTIK; közreműködő: Schubert Félix) és elektronsugaras mikroanalízis (EPMA: Grazi Egyetem, Ausztria, Földtudományi Intézet; közreműködő: Christoph A. Hauzenberger és Heincz Adrián),
- katódlumineszcens mikroszkópia (CL: MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet; közreműködő: Bajnóczi Bernadett; SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék; közreműködő: Schubert Félix és Garaguly István),
- fő- és nyomelemek meghatározása érkítőltő fázisokból és teljes kőzetmintákból (röntgenfluoreszcens analízis, XRF; SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék; közreműködő: Fintor Krisztián; induktív csatolású plazma atomemissziós spektrometria és tömegspektrometria, ICP-AES/MS; neutronaktivációs analízis, NAA; Bureau Veritas Mineral Laboratories, Vancouver, Canada),
- Raman spektroszkópia (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék; közreműködő: Mészáros Előd),
- stabilizotóp-geokémia (C, O; MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet; közreműködő: Bajnóczi Bernadett és Czuppon György),
- fluidumzárvány petrográfia és mikrotermometria (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék; közreműködő: Fintor Krisztián és Dabi Gergely),
- K–Ar korhatározás (Atomki Környezet- és Földtudományi Laboratórium; közreműködő: Benkó Zsolt), továbbá
- szeparált cirkon U–Pb korhatározás (MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport; ETH, Zürich, Svájc; GÖOchron Laboratories, Georg-August University, Göttingen, Németország; közreműködő: Haranginé Lukács Réka, Dunkl István és Szemerédi Máté).

3.3. Tudományos eredmények (tézispontok)

A Szalatnaki Agyagpala Formáció lokális és regionális korrelációjához kapcsolódó tézisek:

1. A Horváthertelendi- (Hh–1 fúrás) és a Szalatnaki-egységben (Szalatnak–3 és Szalatnak–4 fúrás) a Szalatnaki Agyagpala Formációt változó mértékben deformált, sötétszürke–fekete, szerves anyagban gazdag agyagpala, illetve zöldesszürke, limonitos elválási felületekkel tagolt, jól foliált agyagpala, metaaleurolit, polimikt metahomokkő és metakonglomerátum alkotja; a Szalatnaki-egységben kvarcerekkel átjárt fekete kovapala betelepülések szintén megjelennek. Jellemző bélyeg a kőzetek szöveti (pl. helyenként jelentős mátrixtartalom, grauwacke megjelenése) és összetételi (pl. instabilis ásványok és vulkáni/szubvulkáni kőzettörmelékek nagy aránya; litarenit, litikus arkóza gyakorisága) éretlensége.

A metaaleurolit és a metahomokkő vázalkotó szemcséi, továbbá a kavicsok minőségi és mennyiségi összetétele alapján megállapítottam, hogy a képződmény forrásterületén egyértelműen a plagioklászban gazdag neutrális, továbbá savanyú–bázisos (szub)vulkáni kőzetváltozatok domináltak, amelyekhez idősebb törmelékes és – alárendelten – karbonátos kőzetek társultak. A neutrális magmás kőzettörmelék

mellett a Horváthertelendi-egységben a savanyú, míg a Szalatnaki-egységben a bázisos (szub)vulkáni kőzetek (pl. bazalt, mikrogabbró) törmelékanyaga mutatható ki nagyobb arányban.

A szelektált mintákon (Hh–1 fúrás) végzett teljes kőzet geokémiai vizsgálatok eredménye alátámasztotta a felvázolt lepusztulási területet (kontinentális kéreg eredetű, felzikus forrásterület), amely során kimutattam, hogy a megfigyelt összetétel olyan éretlen üledékes öszszletet jelez, ami tektonikailag aktív környezetben képződött. A kőzettani és a geokémiai eredmények integrált értelmezése alapján a felzikus (sziliciklasztos) törmelék forrásterülete valószínűleg már inaktív (azaz idősebb) neutrális–savanyú vulkáni ív lehetett, amihez számottevő mennyiségű áthalmazott, kvarcdús üledékes kőzet törmeléke keveredett.

A kőzettani öszszetétel tükrében kijelenthető, hogy a Horváthertelendi- és a Szalatnaki-egység metaüledékes rétegsorának törmelékanyagában – a nyilvánvaló párhuzamok mellett (pl. a plagioklászban gazdag, neutrális vulkanitok törmelékének uralkodó jellege) – lényegi különbségek vannak, tehát a két egység képződményei közvetlenül nem feleltethetők meg egymásnak. A megfigyelt párhuzamok (pl. ásványos öszszetétel, szöveti bélyegek, átalakulási folyamatok jellege és mértéke) azonban alátámasztják a két terület azonos kőzetrétegtani besorolását (Szalatnaki Agyagpala Formáció), ezért akár tagozat szintű elkülönítésüket – a jelenlegi ismertségi szinten – nem tartom indokoltnak.

2. Megállapítottam, hogy mind a Horváthertelendi- (Hh–1 fúrás), mind a Szalatnaki-egységben (Szalatnak–3 fúrás) a Szalatnaki Agyagpala Formációba sorolt durvatörmelékés kifejlődést közepesen–jól koptatott, rosszul osztályozott kavicsokból álló polimikt metakonglomerátum alkotja. A szemcsék koptatottsága és polimikt jellege, kőzettani öszszetétele és szöveti jellemzői alapján kizárható az adott szakaszok elsődleges piroklasztit eredete, mint ami a Szalatnaki-egység rétegsorának értelmezésekor korábban felmerült (pl. Fülöp, 1994).

Kimutattam továbbá, hogy a Hh–1 fúrás metakonglomerátum kőzetváltozata az intermedier vulkanitok és a regionális metamorfítok gyakorisága, a karbonátkőzetek (dolomit) kavicsainak megjelenése, valamint a savanyú piroklasztitok törmelékének teljes hiánya alapján egyértelműen megkülönböztethető a felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció konglomerátum kőzeteitől. A potenciálisan rokon paleozoikumi képződményekkel (pl. Szederkényi, 1998; Császár, 2005; Ófalui Formációcsoport és Bátaapáti Metahomokkő Formáció) történő kőzettani összehasonlítás során megállapítottam, hogy azok nem párhuzamosíthatók a Szalatnaki Agyagpala Formáció Horváthertelendi- vagy Szalatnaki-egységéből származó metagrauwacke és metahomokkő kifejlődésekkel. Lokális korrelációs eredményeim szerint a Szalatnaki Agyagpalával analóg képződmény jelenleg nem igazolt a dél-dunántúli alsó paleozoikumi metaüledékes öszszletekben.

3. Saját kőzettani–geokémiai megállapításaim és a társszerzők által végzett anyagvizsgálati eredmények integrált értelmezése alapján bemutattam, hogy a Horváthertelendi- és a Szalatnaki-egység paleozoos képződményei között a metamorf folyamatok, a kapcsolódó töréses–képlékeny deformációs események és a többfázisú fluidumhatás (pl. érkitöltések) szerepében számos párhuzam vonható, de lényeges eltérések is megfigyelhetők. Az agyagpalában megjelenő szénült szerves anyag Raman-spektrumára épülő termometriai módszerek és a rétegszilikátok XRPD vizsgálata alapján a Szalatnaki Agyagpala Formáció kőzetei egyaránt kisértékű (epizónás) regionális metamorfózist szenvedtek, a Hh–1 fúrásból

teljes kőzetből meghatározott K–Ar izokron korok alapján 310 millió év körüli variszkuszi csúcs-metamorfózissal, agyagfrakción mért ~290 millió éves posztvariszkuszi hűlési korokkal. A két területre jellemző maximális hőmérséklet azonban eltérő. A Szalatnaki-egységben feltárt összlet maximális metamorf hőmérséklete a Horváthertelendi-egységben becsült ~350–370 °C-nál magasabb, ~400–430 °C-os átalakulást jelez. A Szalatnaki-egységben változó mértékű kontakt metamorf folyamatok egyértelműen kimutathatók (pl. cordierit, biotit képződése), ezért véleményem szerint regionális korrelációs szempontból a Horváthertelendi-egységből rendelkezésre álló adatokat célszerű figyelembe venni.

4. A posztmetamorf fluidummigráció bizonyítékeként megállapítottam, hogy mind a Horváthertelendi- (Hh–1 fúrás), mind a Szalatnaki-egységben (Szalatnak–3 fúrás) a Szalatnaki Agyagpala Formáció rétegsorában vékony (<1 cm), változatos szövetű, többfázisú karbonátok, klorit-kvarc (\pm opak ásvány), földpát, továbbá kvarc-karbonát és komplex kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek figyelhetők meg. Bemutattam, hogy a képződmény metamorf átkristályosodását és kapcsolódó képlékeny deformációját követően alakultak ki a klorit-domináns erek, ezeket követően jöttek létre az első karbonátfázisokat tartalmazó érkitöltések, továbbá a földpátos (gyakran adulártartalmú) kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek, valamint a kvarc-karbonátok. A legfiatalabb érkitöltő fázis a blokkos szövetű térkitöltő karbonát (Fe-tartalmú dolomit). Az azonosított fluidummigrációs folyamatok közül az adulártartalmú kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek mindkét egységben jellemzőek, ezért korrelációs szempontból a paleohidrologiai kapcsolat jelzésére alkalmasak lehetnek a jövőben.

Kimutattam továbbá, hogy a Hh–1 fúrásban a vastartalmú karbonátok (Fe-dolomit, sziderit) a kőzet alapanyagát és a törmelékszemcséket is átszelő karbonátokban és a szilikátos erek térkitöltő, legfiatalabb fázisaként jelennek meg, továbbá egyenlőtlen eloszlásban – foltokban vagy penetratív módon – a mátrix, a korábbi kovacement (\pm biotit), valamint helyenként a szemcsék rovására helyettesítést formálnak, cementvázú megjelenést eredményezve. Mindezek alapján a szilikátos erek képződését követő esemény során enyhén lúgos, redukív és szulfidszegény metasomatikus fluidum hatását feltételezem a rétegsorban. A karbonátosodás során a mátrix felemésződő biotittartalma biztosíthatta a Fe- és esetleges Mg-forrást, ami a vastartalmú karbonátok kialakulását eredményezte.

5. A komplex ásványtani, kőzettani, geokémiai és földtani–rétegtani információk alapján a Tiszai-főegységhez tartozó szlavóniai sziget-hegységekben (Psunj, Papuk és Krndija, Horvátország) található Radlovaci Komplexum (pl. Jerenić et al., 1994; Biševac et al., 2010, 2011, 2013) felső szilur agyagpaláival nem sikerült hasonlóságot igazolnom. A Horváthertelendi- és a Szalatnaki-egységek jellegzetes durvatörmelékes kifejlődése, továbbá a metamorf fejlődési út lényeges különbsége alapján a Szalatnaki Agyagpala Formáció attól egyértelműen eltérő képződmény. A Tiszai-főegység déli–nyugati szomszédságában található területek (pl. Medvednica-hegység, Horvátország; Karni-Alpok; Judik et al., 2008; Verniers et al., 2008) disztális jellegű, kis terrigén beszállítást tükröző szilur kőzetei szintén nincsenek közvetlen kapcsolatban a Szalatnaki Agyagpala Formáció proximális rétegsorával.

A regionális korreláció során rámutattam arra, hogy a Bohémiai-masszívumtól keletre, a variszkuszi hegységrendszer előterében található proximális jellegű, nem metamorfizált szilur képződmények (Szentkereszt-hegység, Lengyelország; Malec, 1993; Kozłowski, 2008; Kozłowski et al., 2014). Konglomerátumot tartalmazó durvatörmelékes rétegsorok kizárólag a Małopolska-

masszívum területén belül (Nida és Kielce térsége) található (Malec, 1993; Moldiński & Szymański, 2001; Verniers et al., 2008; Malec et al., 2016). A regionális korrelációkor tekintetbe kell venni azt is, hogy a két területet ért utólagos hatások eltérőek: míg a Horváthertelendi- és a Szalatkai-egység variszkuszi metamorfózison esett át, addig a Małopolska-masszívum szilur rétegsora nem szenvedett el metamorf átalakulást. Hasonló jellegű, de variszkuszi metamorf szilur képződmények a Bohémiai-masszívum fő tömege és a Małopolska-masszívum közötti területen, a Morva-Sziléziai-zónában azonosíthatók. Feltételezhető, hogy a Szalatkai Agyagpala Formáció képződményei a Małopolska-masszívum déli, illetve a Morva-Sziléziai-zóna északkeleti részéről ismert, Baltika eredetű szilur képződményekkel rokoníthatók.

A Tésenyi Homokkő Formáció lokális és regionális korrelációjához kapcsolódó tézisek:

6. A kontinentális környezetben leülepedett, kőszéntartalmú felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció uralkodóan szürke, fekete agyagkőből, aleurolitból, homokkőből, továbbá polimikt konglomerátumból áll. Az összlet törmelékanyaga egyrészt újrafeldolgozott variszkuszi orogén területről, másrészt a kiemelkedett aljzat plutoni eredetű kőzeteinek lepusztulásából, továbbá egy feltehetően variszkuszi magmás ív eróziójából származott (Varga, 2009).

Rámutattam arra, hogy a rétegsor metamorf fokának megítélése ellentmondásos. Bár a metamorf jelleg makroszkóposan kevésbé tükröződik, ásványtani paraméterek alapján a Tésenyi Formáció kőzetei egyértelműen nagyon kisfokú (az anchizóna tartományának megfelelő) metamorf átalakulást szenvedtek, a Bm-1 fúrás alsó szakaszában nem zárható ki a lokálisan kisfokú (epimetamorf) átalakulás sem.

Értekezésemben bemutattam, hogy a Tésenyi Homokkő Formáció kőzeteit ért deformációs és fluidummigrációs hatásokra változatos érkitöltések és metasomatikus bélyegek utalnak. A kiemelt fontosságú rétegsorokban (Téseny körüli fúrások és a Bm-1 fúrás típusszelvénye) a geometriai, a szöveti és az ásványtani jellemzőket figyelembe véve négy alapvető értípust lehetett elkülöníteni: tömbös, rostos, megnyúlt és többféle szövetű (*polytextured*) ereket. Ezek közül a leggyakoribb és korrelációs szempontból a legtöbb információt hordozó a tömbös típus, ami további alcsoportokra bontható a kitöltés ásványos összetétele szerint: kvarcerek (alárendelten \pm goethit, adulár), karbonátterek (általában pátos dolomit kitöltéssel), szimmetrikus kitöltésű kvarc-karbonát, továbbá kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű erek különböztethetők meg.

Megállapítottam, hogy a rétegzéssel párhuzamos, rostos kalcit-kvarc kitöltésű erek a diagenetikus környezetre utalnak. A rostos kitöltésű horizontális repedések valószínűleg a szeves anyag betemetődés által kiváltott érése (szénhidrogén képződése) következtében megnövekedett pórusfluidum nyomás (túlnyomás) eredményeként jöttek létre. A tömbös típusú, kvarc és kvarc-karbonát kitöltésű erekben az euhedrális kvarckristályok, illetve a dolomit és az ankerit olyan elsődleges fluidumzárvány generációkat tartalmaz, amelyek petrográfiai, geokémiai és mikrotermometriai elemzése lehetővé tette a szülőfluidum jellemzését. Az eredmények értelmezése alapján az ásványkiválást okozó paleofluidum két fő típusát sikerült elkülöníteni: (i) a kvarcban és a karbonátban (dolomit) egyaránt megjelenő, nagy szalinitású vizes fluidumot, továbbá (ii) az ankeritben kimutatható kis szalinitású fluidumot. Újszerű megközelítésként az érkitöltésekre és átalakulási folyamatokra épülő paleohidrologiai ujjlenyomatot használtam fel a regionális korrelációs kérdések tisztázásához.

7. A Tiszai-főegységen belül a Tésenyi Homokkő Formáció elterjedési területéhez legközelebb eső, hasonló kifejlődésű karbon képződmények a Szlavóniai–Drávai-terrénum déli folytatásában, a szlavóniai szigetegységekben (Papuk, Radlovaci Komplexum) található (pl. Pamić & Jamičić, 1986; Biševac et al., 2009, 2010, 2013). Ezt a metaüledékes összletet korábban a Tésenyi Homokkő Formációval párhuzamosították (Fülöp, 1994; Jámbo, 1998).

Figyelembe véve a Radlovaci Komplexum részletes közettani és geokémiai vizsgálati eredményeit (Biševac et al., 2009, 2010, 2013), megállapítottam, hogy az uralkodóan felzikus jellegű forráskőzet látszólag jó egyezést mutat a Tésenyi Homokkő Formáció lehordási területéről rendelkezésre álló adatokkal. Eredményeim alapján azonban a Tésenyi Homokkő szemcseösszetétele jóval változatosabb és éretlenebb jellegű, abban számottevő mennyiségű savanyú vulkanit, továbbá üledékes és metamorf kőzettörmelék szintén megtalálható. A két képződmény makroszkópos és mikroszkópi bélyegei számos különbséget mutatnak, amit – a Radlovaci Komplexumra vonatkozóan kis mintaszámon végzett – összehasonlító vizsgálataim is megerősítettek.

A két kifejlődési terület homokkőveinek geokémiai jellege szintén eltérő. Az üledékes és kistektonikus metamorf környezetben általában immobilisnak tekintett nyomelemekre épülő diagramokon a két rétegsor mintáit jelölő mintapontok viszonylag tág tartományon belül mozognak, átfedés azonban nem mutatható ki a csoportok között. Mindezek alapján rámutattam arra, hogy a két képződmény közvetlenül nem feleltethető meg egymásnak. Az egykori üledékgyűjtő medencék térben és/vagy időben elkülönültek egymástól, továbbá eltérő fejlődési utat jártak be a jelenleg megfigyelhető bélyegek kialakulásáig.

8. A dél-alföldi aljzatban Szeged környezetében (Békésia-terrénum) számos szénhidrogénkutató fúrás olyan ősmaradványmentes, zöldesszürke–sötétszürke törmelékes kőzetet (breccsa) harántolt, amelyet korábban kontinentális karbon kifejlődésnek véltek (pl. Jámbo, 1998). A breccsa reambulációja során Lelkes-Felvári et al. (2005) ultrakataklázitot azonosítottak az érintett szakaszban, ezért a kifejlődést a kristályos aljzat tektonizált részéhez sorolták át.

Megfigyeléseim szerint az Algyői-aljzatmagaslat térségében mind a repedezett metamorf kőzetek, mind az azokat fedő triász rétegsor (Jakabhegyi Homokkő és Szegedi Dolomit Formáció) különböző mértékű töréses (és helyenként képlékeny) deformáción esett át, továbbá hidrotermális átalakulás nyomait mutatja. Az Üllés–Szeged–Kiskundorozsma–Mórahalom térségében létesített mélyfúrások kőzeteinek komplex reambulációs vizsgálata során kontinentális felső karbon képződményeket nem sikerült azonosítani, ami megerősíti Lelkes-Felvári et al. (2005) véleményét. Fluidumevolúciós szempontból lényeges, hogy a breccsásodott aljzati és triász üledékes képződményekben a deformációs és hidrotermális eseményekhez kapcsolódó ereket és oldódási üregeket részlegesen pátos dolomit tölti ki. A petrográfiai, geokémiai és mikrotermometriai adatok integrált értelmezése alapján a középső triász utáni érgenerációban megjelenő dolomit eltérő szülőfluidumot jelez, mint ami a dél-dunántúli felső karbon homokkő érkitöltéseinek karbonátfázisát létrehozta. Megállapítottam, hogy nem mutatható ki semmilyen kapcsolat a dél-dunántúli karbon előfordulással, azaz a Tésenyi Homokkő Formáció ökoszisztémái és paleohidrologiai kapcsolatrendszerében ebben az irányban nem terjeszthető ki.

A dél-alföldi aljzatban, az Üllés–15 szénhidrogénkutató fúrás rétegsorában bizonytalan korbesorolással korábban szintén említettek újpaleozoos

metakonglomerátum betelepülést (T. Kovács & Magyar, 1979). A reambulációs vizsgálat során az üllési fúrásból származó, eredetileg újpaleozoos metakonglomerátumnak leírt minta milonitosodott ortogneisz/metapegmatitnak bizonyult. Az üllési területen feltételezett paleozoikumi metakonglomerátum így nem metaüledékes kőzet, ezért nem hozható genetikai kapcsolatba sem a felső karbon Tésenyi Homokkő Formáció, sem a szilur Szalatnaki Agyagpala Formáció durvatörmelékes szakaszaival. A jelenlegi ismertségi szinten a dél-alföldi aljzatban nem különíthetők el kontinentális karbon (meta)üledékes képződmények.

9. Tekintettel arra, hogy a Tiszai-főegységen belüli korreláció nem vezetett eredményre, a kiterjeszhetőség érdekében a Tésenyi Homokkő Formáció átalakulási és fluidumevolúciós folyamatairól rendelkezésre álló adatokat a kapcsolódó kristályos aljzati képződményekkel vettem össze. A kőzettani és geokémiai eredmények értelmezése során megállapítottam, hogy a Baksai Komplexum kőzetei és a felső-karbon összlet átalakulási folyamatai közül a nagy szalinitású vizes fluidumot tartalmazó kvarc és dolomit fázisok valószínűleg ugyanazt az eseményt rögzítették. Ráműtöttem továbbá arra, hogy a Baksai Komplexum Ca-Al-szilikát kitöltésű érrendszere és a Tésenyi Homokkő kvarc-szilikát-karbonát tömbös értípusa között genetikai kapcsolat áll fenn. Ez lehetővé tette, hogy a Tésenyi Homokkő Formációt tágabb (kristályos) környezetével együtt, mint paleohidrologiailag összefüggő terület (Ny-Tisia) hasonlítsam össze a regionális korrelációban.

Az integrált adatértelmezés alapján bemutattam, hogy a vizsgált területet ért hidrotermális átalakulási folyamatok több fő fázisba sorolhatók. Ezek közül a piritesedéssel kísért, kiterjedt kloritosodást és szericitesedést eredményező első fázis csak a Baksai Komplexumban jelent meg, amit az általában reduktív retrográd metamorf fluidumokhoz kapcsoltam. Bemutattam, hogy a vizsgált területre jellemző fehér-sillám-képződés időben megfeleltethető a variszkuszi kéreg posztorogén extenziójának, amihez az orogén mélyebb régiójának gyors exhumációja társult. A felvázolt modellben a Baksai Komplexumban és a Tésenyi Homokkő Formációban egyaránt megtalálható alkáliföldpát-domináns (+ hematit, klorit, kalcit) ereket, valamint a homokkő mellékkőzetben az albitosodást, kloritosodást és karbonátosodást kiváltó eseményt olyan oxidáló, alkáli jellegű fluidumhoz kötöttem, ami időben elkülönült a korábbi fázistól. A nagy szalinitású zárványokat tartalmazó monomineralikus kvarcerek és a kvarc-karbonát kitöltésű erek nagy valószínűséggel a permi rétegsorból származó Na-gazdag playa oldatokkal álltak kapcsolatban. A következő ásványparagenezisben a galenit és az ankerit megjelenése azonban egyértelműen reduktívabb környezetet jelez, egy későbbi (triász?) fázist képviselve.

Annak ellenére, hogy közvetlen módon nem volt lehetőség a második (késő variszkuszi) és a harmadik (posztvariszkuszi vagy kora alpi) fő mineralizációs esemény korának meghatározására, a Tésenyi Homokkő Formáció kvarc-szilikát-karbonát kitöltésű ereiben megjelenő, klorittal, pirittel és opak fázissal együtt előforduló, sajátalakú monacit és/vagy xenotim segítségével közvetett behatárolása megadható. A megfigyelt átalakulási bélyegek azt sugallják, hogy időben ez a második fázis a mórággyi-típusú granitoidhoz (Dinnyeberki) kapcsolódó, teléres-eres uránércesedéssel (Vincze et al., 2011) fed át, az ehhez társuló átalakulási zóna peremi része érintheti a Tésenyi Homokkő rétegsorának alsó – a kristályos aljzathoz közeli – részét. A bemutatott fő fázisok segítségével megállapítottam, hogy a vizsgált területen feltárt legfontosabb érkitöltő fázisok a közép-európai variszcidákra jellemző hidrotermális eseményekkel párhuzamosíthatók.

10. A közép-európai variszcidákon belül a lehetséges rokoni kapcsolatok feltárásakor a nagyobb léptékű regionális keret mellett a lokális jellemzőket (pl. nagynyomású metamorfózis nyomai és durbachitok együttes megjelenése, szerpentinittestek jellege, granitoidhoz kapcsolódó ér-típusú U-ércesedés; Horváth et al., 2003b; Buda et al., 2004; Vincze et al., 2011; M. Tóth, 2014; Kovács et al., 2016) vettem figyelembe, amelyek alapján a Ny-Tisia aljzatának eredeti pozícióját a Bohémiai-masszívum keleti részének északi peremén, a Morva-Sziléziai-zónától északra jelöltem ki a késő paleozoikumban.

Az öskörnyezeti viszonyokkal kapcsolatos korábbi megfigyelések segítségével a Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek korrelációját tovább pontosítottam. A csupán mm–cm nagyságrendű kőszénzsínórok miatt nem valószínű, hogy kiterjedt reotróp lúp jellemezte volna a vizsgált területet. A publikált euroamerikai affinitású ősnövénytani összetétel (Fülöp, 1994; Jámor, 1998; Gulyás-Kis, 2003) és a felső karbon ökológiai rekonstrukciók (pl. Bashforth et al., 2010; Opluštil et al., 2014) alapján a Tésenyi Homokkő Formáció rétegsorának megfelelő üledékes fácies olyan árterekkel tagolt fonatos folyóvízi környezet lehetett, ahol időszakosan mocsaras területek alakultak ki a meredek, medenceperemi lejtők környezetében. Ennek megfelelően a Szilézia–Małopolska régió hegylábi–medenceperemi része tekinthető a legközelebbi rokon képződménynek. Tekintettel arra, hogy a Małopolska-masszívum legkeletibb részét valószínűleg a kárpáti előtér képviseli (Verniers et al., 2008), a korreláció további finomításához a nyugati-kárpáti előfordulásokat is figyelembe kell venni a jövőben.

A Korpádi Homokkő Formáció és a Gyűrűfüi Riolit Formáció lokális és regionális korrelációjához kapcsolódó tézisek:

11. A dél-dunántúli permi kontinentális képződmények közül a csak mélyfúrásokból (és kutatóaknából) ismert, változó vastagságú és változatos litológiai felépítésű (uralkodóan vörös színű agyagkő, homokkő, konglomerátum, breccsa) Korpádi Homokkő Formációban a törmelékes szemcsék forrásterülete és a finomszemcsés kőzetekre jellemző talajképződési folyamatok jellege alapján két altípust különítettem el.

A piroklasztitokkal (Gyűrűfüi Riolit Formáció, ~267–264 millió év) társult kifejlődésében (Nyugati-Mecsek, Bisse–1, Kelebia környezete) a vázalkotó szemcséket döntően ásványtöredék (kvarc, földpát) és vulkáni kőzettörmelék alkotja. Az agyagkőben a helyenként erősen átalakult vulkáni üvegszilánkokat tartalmazó sziliciklasztos alapanyagon kifejlődött felszíni kitettséget jelző szintek, szeptáriás karbonátkonkréciók (kalcit, dolomit), karbonátgumók (*groundwater calcrete* és *dolocrete*), rizokonkréciók és egyéb gyökéryomok (pedogén *calcrete*), továbbá kiszorításos kősó utáni dolomit pszeudomorfózák intenzív bepárlódásra és viszonylag száraz klímára (arid–szemi-arid, 100–500 mm/év csapadék; pl. Alonso-Zarza, 2003) utalnak. A szineretikus repedéseket és a szeptáriás konkréciókat a szeizmikus genetikai modell (Pratt, 2001) alapján a szinszediment vulkáni aktivitás független bizonyítékeként értelmeztem. Az altípus kőzetei Kelebia térségében alpi nagyon kisértékű–kisértékű metamorfózist szenvedtek.

A bizonytalan rétegtani helyzetű másik altípust (Villányi-hegység északi előtere, pl. Siklósbodony–1 fúrás felső szakasza, Szava–5, Csarnóta–1, Túrony–1, Máriagyúd–1) metamorf kőzettörmelékben gazdag breccsához kapcsolódó, homogén vörös megjelenésű (hematittal cementált), intenzíven bioturbált, finomszemcsés, csillámdús aleurolit–homokkő építi fel. Ez a változat viszonylag

nedves környezetre („*wet red beds*”, szubhumid–szemiarid klíma, ~500–900 mm/év átlagos csapadékmennyiség; pl. Sheldon & Hamer, 2010) utal. Morfológiai alapon a rovarok lárváinak mozgására visszavezethető, meniszkuszszerű kitöltésű életnyomok a kontinentális területekre jellemző *Scoyenia*-asszociációhoz tartoznak (pl. Smith et al., 2008; „*adhesive meniscate burrows*”). Ezek alluviális törmelékkúpon kialakult paleotalajt (vadózus zóna) bizonyítanak, időszakos áradásokkal, gyors vízszintingadozású és jó vízáteresztő képességű környezetben (Smith & Hasiotis, 2008; Smith et al., 2008; Sheldon & Hamer, 2010; Neto de Carvalho & Baucon, 2016). Eddigi eredményeim alapján ez az altípus nem párhuzamosítható a nyugati-mecseki kifejlődés közeteivel, attól térben és/vagy időben elkülönülten jött létre. Terepi eszközökkel is elkülöníthetők, ezért azonos formációba sorolásuk nem indokolt.

12. Kutatásaimhoz kapcsolódva a Gyűrűfői Riolit Formáció elterjedési területeiről (Nyugati-Mecsek, Villányi-hegység északi előtere, Máriakéme–Báta térsége, Dél-Alföld aljzata) származó, korábban lávakőzetként („kvarcporfír lávaár”) dokumentált minták részletes újvizsgálata kimutatta, hogy azok többsége nem folyásos szövetű lávakőzet, hanem változó mértékben tömörödött, helyenként erősen összesült piroklasztár üledéke (ignimbrit), ami az egykori völgyet vagy völgyrendszert tölthette ki. Ráműtöttem arra, hogy a Gyűrűfői Riolitiként elkülönített szakasz felső részét gyengén összesült kristálygazdag lapillitufa alkotja, amit a Cserdi Formációhoz sorolt, nem összesült lapillitufa vált fel, majd áthalmozott piroklasztitok különíthetők el. A lapillitufában és a vulkanoszediment rétegekben a szemcsék közötti pórusokat helyenként kitöltő vörösbarna színű, vesés–gumós kifejlődésű SiO₂-változatot (kiszáradó opál, illetve kalcedon) a leülepedést követő kristályosodási fázisok (pl. gőzfázisú kristályosodás; McPhie et al., 1993; McArthur et al., 1998) termékeként és/vagy azt követő másodlagos póruskitöltésként értelmeztem.

Megalkotva a Gyűrűfői Riolit Formáció új képződési modelljét, átértékeltem a képződmény fedője és fekéje közötti kapcsolatot. Megállapítottam, hogy a területen mélyült fúrásokban a hajdani paleovölgy peremei felé haladva – a morfológiai viszonyoktól függően – a korábban lávaként azonosított, erősen összesült lapillitufánál látszólag fiatalabb helyzetben akár idősebb képződményt (pl. Korpádi Homokkő Formáció) is harántolhattak. A hasonló kőzettani kifejlődés következtében ezért nem zárható ki, hogy a Gyűrűfői/Korpádi, Cserdi/Korpádi vagy Kővágószőlősi (Bakonyai Tagozat)/Korpádi Formációk helyett egyes mélyfúrási szelvények rétegsorát a részben heteropikus Cserdi/Bodai vagy Bakonyai/Bodai egységekbe sorolták.

A radiometrikus kormérések eredményei és a petrográfiai bélyegek alapján rámutattam arra, hogy a Korpádi Homokkő Formáció piroklasztitokhoz kapcsolódó altípusának kialakulása a ciszuráli későbbi és a guadalupi korai szakaszára tehető. A rétegsor forró és száraz éghajlati viszonyok mellett kialakult alluviális törmelékkúp alsó (disztális) és oxidatív fáciesét képviselte, ami playa jellegű üledékekkel, illetve piroklasztitokkal fogazódott össze. Tekintettel arra, hogy a dél-dunántúli permi összletben a kiterjedt playa tavi és iszaplapály környezetben kialakult kőzetegyüttes a Bodai Agyagkő Formációba tartozik (pl. Árkai et al., 2000; Konrád et al., 2010), feltételezem, hogy a Korpádi Homokkő Formáció fiatalabb szakasza ezzel összefogazódó – részben heteropikus – fácieset képvisel.

13. A regionális léptékű korreláció során megállapítottam, hogy hasonló jellegű és kőzettani összetételű szárazföldi permi üledékes rétegsorok nem ismertek a Tiszai-

főegység területéről. A Kárpát–Pannon-térségben a Nyugati-Kárpátok (ALCAPA) területéről dokumentáltak olyan kifejlődéseket, amelyek a Korpádi Homokkő Formációhoz tartozó kőzetekkel párhuzamosíthatók. A Zemplénikum nagyon kistökű–kistökű metamorfózist szenvedett ciszuráli összletében a Cékei (Cejkov) és a lopingi Csarnahói (Černochoh) Formációk képviselik azokat a szemiarid/arid klímán kialakult, ártéri–időszakos tavi és alluviális törmelékkúp környezetet tükröző képződményeket, amelyekben *calcrete* szinteket azonosítottak (Vozárová, 1998; Vozárová et al., 2009, 2010, 2019). Dolomitlencsákat és evaporitokat (gipsz) tartalmazó karbonátos paleotalajok a Garamikum ciszuráli összletéből (Malužiná Formáció) szintén ismertek, ahol fonatos folyóvízi és tavi környezetben kialakult, vastag konglomerátum, homokkő és agyagkő alkotta rétegsorban jelennek meg (Vozárová et al., 2009, 2010; Vdačný et al., 2013). Kőzettani, geokémiai és geokronológiai jellegük alapján a Gyűrűfüi Riolit Formáció kőzetei szintén a Nyugati-Kárpátok permi felzúzó vulkanitjaival (pl. Gömörikum, Szilicikum; Vozárová et al., 2015; Ondrejka et al., 2018) rokoníthatók, geokémiai (teljes kőzet) összehasonlítás azonban eddig csak az Észak-Gömöri-, Dél-Gömöri- és Észak-Vepori-egység vulkanitjaival történt.

Mindezeket figyelembe véve, a megbízható korrelációhoz egyrészt a takarós felépítésű Erdélyi-középhegység permi üledékes összleteinek modern szemléletű reambulációja szükséges, másrészt a hozzáférhető valamennyi dél-dunántúli fűrészi rétegsor komplex és célzott (kőzettani, geokémiai, szerkezeti, ökoszisztémás-szedimentológiai) reambulációját követően azok szisztematikus összehasonlítását lenne célszerű megvalósítani a nyugati-kárpáti egységekből dokumentált kifejlődésekkel. Tekintettel arra, hogy a Zemplénikum nagyon kistökű–kistökű metamorfózist szenvedett permi kőzeteihez hasonlóan a bizonytalan rétegtani helyzetű, de nagy valószínűséggel permi Túronyi Formáció kőzetei is hasonló mértékű metamorf felülbélyegzést tükröznek, a két terület összehasonlító vizsgálata korrelációs szempontból is új eredményeket szolgáltathat.

Eredményeim azt igazolják, hogy az egykori paleozoikumi üledékgyűjtő medencék rétegsorai csupán izolált fragmentumok formájában követhetők, így nem teszik lehetővé a mikrokontinens (Tisia) léptékű folyamatok megismerését. Értekezésemben rámutattam arra, hogy a dél-dunántúli és a dél-alföldi paleozoikumi aljzat kőzeteinek petrográfiai bélyegeit (pl. szilur, karbon–perm képződmények) több esetben nem megfelelően azonosították. Az egykori leírásokban látszólagos szöveti bélyegek alapján a fossziliamentes, szögletes törmelékből álló, töréses deformációt szenvedett mintákat gyakran üledékes breccsaként, a képlékeny deformáción átesett szakaszokat piroklasztitként („folyásos kőzetszövet”) vagy metakonglomerátumként írták le. Ezzel párhuzamosan az aljzat szerkezetét befolyásoló bizonyos deformációs események rejtve maradtak, vagy csak részlegesen váltak ismertté.

Munkám során a kőzettani (kőzetrétegtani) szálra fűztem fel a témával kapcsolatos alapvető kutatási eredményeket. A deformációs zónák, fluidumáramlási pályák azonosítása azonban alkalmazott kutatási (környezeti geokémia, szénhidrogének migrációja) vonatkozásokkal szintén társult. A hidrotermális aktivitást jelző, szulfidásványokat tartalmazó érkitöltések megfelelő hidrogeokémiai környezetben a felszín alatti víz toxikus nyomelemtartalmát (pl. As, Sb) befolyásolhatják (Varga et al., 2012b, 2017; Fintor & Varga, 2020). Az alföldi aljzatmagaslatokon belül elkülönített vetőzónák pedig elsősorban a részmedencék hidrológiai rendszerében kaptak és kapnak fontos szerepet (Garaguly et al., 2017, 2018; Papp et al., 2017; Varga et al., 2019; Fintor & Varga, 2020).

4. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

„Az iskola arra való, hogy az ember megtanuljon tanulni, hogy felébredjen tudásvágya, megismerje a jól végzett munka örömét, megízlelje az alkotás izgalmát, és megtalálja a munkát, amit szeretni fog.”

(Szent-Györgyi Albert; 1. https)

Geológiai tanulmányaim Szegeden kezdődtek (József Attila Tudományegyetem), ahol kémia, földrajz és geológia specializáció szakos középiskolai tanárként számos kiváló oktatóm volt. Rendkívül hálás vagyok nekik (különösen az Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék munkatársainak), amiért ráébresztettek, hogy gyermekkori álmomat követve geológussá (is) váljak. Szüleim támogatásával így kerültem Budapestre (Eötvös Loránd Tudományegyetem), ahol már másodéves geológushallgatóként megérezhettem a kutatás ízét: Szakmány György (ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék) témavezetése mellett bekapcsolódtam a dél-dunántúli karbon képződmények kőzettani és geokémiai vizsgálatába. A rengeteg konzultáció, a Józsa Sándorral közös terepi munka, az elméleti és gyakorlati tapasztalatok szerzése miatt ez az időszak számomra a mai napig meghatározó jelentőségű. Gyuri és Sasa, nagyon köszönöm! Köszönöm továbbá a Kőzetan-Geokémiai Tanszék munkatársainak (köztük név szerint Harangi Szabolcsnak és Szabó Csabának) azt a támogató légkört, ami doktori képzésem során is körbevett. Az ELTE-n töltött évek, az ott kialakult szakmai és baráti kapcsolatok a mai napig részét képezik a munkámnak.

Önálló kutatói pályám megkezdéséhez 2010 őszén az OTKA posztdoktori alkalmazás biztosított lehetőséget a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi és Földtudományi Intézetében, amiért Konrád Gyulának szeretnék külön köszönetet mondani. A korábban megkezdett kutatási együttműködés Kovács Jánossal (és természetesen Újvári Gáborral) ekkor teljesedett ki, akinek hálaival tartozom a sok stimuláló beszélgetésért, ötletelésért, szakmai anyagokért egyaránt. A Pécsen eltöltött két év alapvetően meghatározta a dél-dunántúli kutatásaimat, hiszen a terepi vizsgálatok és a mintagyűjtés döntő része ekkor zajlott. Ebben elévülhetetlen része volt a Mecsekérc Zrt. munkatársainak, közülük név szerint Hámos Gábort, Karádi Györgyöt, Majoros Györgyöt és Máthé Zoltánt emelném ki. Zoli szakértelme, támogatása és önzetlen segítsége nélkül nem jutottam volna hozzá a reambulációhoz nélkülözhetetlen fúrási szelvényekhez, fúrómagokhoz, gyűjteményi vékonycsiszolatokhoz és adattári jelentésekhez. A hosszas magraktári munkában Karádi Gyuri volt mindig segítségemre.

2012-ben vargabetűvel visszakerültem Szegedre, ahol posztdoktori alkalmazásom befejeztével egyetemi oktatóként az oktatás és a kutatás közötti egyensúly megtalálására és fenntartására törekedtem. Nagyon köszönöm ezért M. Tóth Tivadarnak a lehetőséget, továbbá az Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék régi és új munkatársainak, hogy vissza-, illetve befogadtak. Ez a váltás egyrészt néhány korábban megkezdett kutatás lezárását jelentette, másrészt új perspektívákat nyitott számomra. A tudományos elképzelések, ötletek, módszertani kérdések megbeszéléseért, közös oktatási és kutatási munkákban vállalt meghatározó szerepükért különösen hálás vagyok Dabi Gergelynek, Fintor Krisztiánnak, Fiser-Nagy Ágnesnek, Hetényi Magdolnának, M. Tóth Tivadarnak, Pál-Molnár Elemérnek és Schubert Félixnek. Magdinak külön köszönettel tartozom az oktatási és tananyagfejlesztő munkám kitartó támogatásáért, hasznos tanácsaiért és a tartalmas baráti beszélgetésekért.

A szegedi évek új projektjei a dél-alföldi aljzat kutatásával kapcsolatos nyitott kérdések felé tereltek. Ezek feldolgozása során kiemelt szerepet kapott a MOL Nyrt.-hez

kötődő munkakapcsolat. A tartalmas és hatékony együttműködésért elsősorban Kiss Balázsnak (Algyő) tartozom köszönettel.

Az elmúlt években témavezetésem mellett több szegedi egyetemi hallgató is bekapcsolódott az aljzatkőzetek, illetve a szilur–triász rétegsor kutatásának projektjeibe. Nekik köszönöm a bizalmat, a kölcsönösen hasznos konzultációkat és az elvégzett munkát, amellyel valamennyien hozzájárultak a reambuláció különböző fázisainak sikeres megvalósításához. Köszönet Bende Attilának, Garaguly Istvánnak, Hidasi Tibornak, Kiss Robinának, Mészáros Elődnek, Papp Nikolettának és Szemerédi Máténak.

Szakmai tevékenységem során a mintagyűjtés (terepi, gyűjteményi), a laboratóriumi vizsgálatok, az adatértelmezés vagy a publikációs folyamat különböző fázisaihoz kapcsolódva számos – eddig nem említett – hazai és külföldi kutató volt a segítségemre. Közülük itt az alábbi kollégáknak szeretnék segítségükért és tanácsaikért külön köszönetet mondani: Bajnóczi Bernadett, Dražen Balen, Bencsik Attila, Antonio Benedicto, Benkó Zsolt, Philippe Boulvais, Császár Géza, Czuppon György, Georghe Damian, Demény Attila, Dunkl István, Robert Frei, Haas János, Király Edit, Koroknai Balázs, Lelkesné Felvári Gyöngyi, Lukács Réka, Mindszenty Andrea, Goran Pavić, Péterdi Bálint, Szederkényi Tibor, Török Kálmán, Vető István, Viczián István.

A dél-dunántúli és a dél-alföldi paleozoikumi képződmények kutatásával kapcsolatos munkámat a PhD fokozat megszerzését követően különböző formában a következő intézmények támogatták: Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (Gyűjteményi Osztály), Magyar Tudományos Akadémia, Mecsekérc Zrt., MOL Nyrt., Pécsi Tudományegyetem, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., Szegedi Tudományegyetem. Szakirányú elhelyezkedésemet, továbbá a kutatásom első szakaszának anyagi feltételeit az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok posztdoktori ösztöndíja (OTKA PD 83511) biztosította. Ennek elnyerését követően kutatómunkám az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BO/27/11 és BO/266/18), az OTKA K 108375 nyilvántartási számú téma, valamint az Új Nemzeti Kiválóság Program (Emberi Erőforrások Minisztériuma, majd Innovációs és Technológiai Minisztérium) ösztöndíjainak (UNKP-17-4, Bolyai+: UNKP-18-4-SZTE-16 és UNKP-19-4-SZTE-34) támogatásával valósult meg. Az MTA doktori értekezésem elkészítését az MTA kisgyermeket nevelő kutatók és kiskorú gyermeküket egyedül nevelő kutatók tudományos előmenetelének elősegítése érdekében, az MTA doktora cím megszerzésére irányuló kérelem benyújtásához szükséges értekezés megírásának támogatására 2018-ban kiírt pályázat támogatta.

Végezetül szeretnék köszönetet mondani családomnak: Szüleimnek, férjemnek és gyermekeinknek, Attilának és Andrisnak, akik türelme, támogatása és biztatása nélkül nem jutottam volna el idáig. Hálával tartozom férjemnek, Raucsik Bélának, hogy Szegedtől Szegedig (Budapesten, Veszprémen és Pécsen keresztül) társam volt mind a magánéletben, mind a kutatásban. Ott volt mellettem a terepi mintagyűjtéskor (a kormányt, a térképet vagy a kalapácsot a kezében tartva), a magládák rakodásakor, aprólékos mintaelőkészítési és mérési munkájával XRPD adatsorok százait biztosította, meghallgatta az újabb és újabb ötleteimet, más nézőpontból kiinduló megjegyzéseivel segített felismerni az elvetendő vagy követendő irányokat, precíz szerzőtárs volt a publikációkban, sőt az értekezésem ellenőrzésében is aktív szerepet vállalt. Az értekezés befejezésével közös kutatásaink új lendülettel folytatódnak.

5. IRODALOMJEGYZÉK

- Alonso-Zarza, A. M. 2003: Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record, *Earth-Science Reviews* 60, 261–298.
- Appelo, C. A. J. & Postma, D. 2005: *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd edition, A. A. Balkema, Amsterdam, 634 p.
- Awdankiewicz, M. & Kryza, R. 2010: The Góry Suche Rhyolitic Tuffs (Intra-Sudetic Basin, SW Poland): preliminary SHRIMP zircon age, *Mineralogia Special Papers* 37/19, p. 70
- Árgyelán, T. 2004: A Korpádi Homokkő Formáció kavicsanyagának közettani és geokémiai vizsgálata a Máriagyűd–1 számú fúrásban, *Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Közettan–Geokémiai Tanszék, Budapest*, 73 p.
- Árkai, P. 1991: Kis hőmérsékletű regionális metamorfózis, *Doktori értekezés, Budapest*, 190 p.
- Árkai, P. 2001: Alpine regional metamorphism in the main tectonic units of Hungary: a review, *Acta Geologica Hungarica* 44, 329–344.
- Árkai, P., Lantai, Cs., Lelkes-Felvári, Gy. & Nagy, G. 1995: Biotite in a Paleozoic metagreywacke complex, Mecsek Mountains, Hungary: conditions of low-T metamorphism deduced from illite and chlorite crystallinity, coal rank, white mica geobarometric and microstructural data, *Acta Geologica Hungarica* 38/4, 293–319.
- Árkai, P., Balogh, K., Demény, A., Fórizs, I., Nagy, G. & Máthé, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary, *Acta Geologica Hungarica* 43, 351–378.
- Balen, D., Schuster, R., Garašić, V. & Majer, V. 2003: The Kamenjača olivine gabbro from Moslavčka Gora (South Tisia, Croatia). *Rad Hrvatske akademije znanosti i umjetnosti knj. 486*, 57–76.
- Balen, D., Massonne, H. J. & Petrinc, Z. 2015: Collision-related Early Paleozoic evolution of a crustal fragment from the northern Gondwana margin (Slavonian Mts., Tisia Mega-Unit, Croatia): reconstruction of the P–T path, timing and paleotectonic implications, *Lithos* 232, 211–228.
- Balen, D., Massonne, H. J. & Lihter, I. 2018: Alpine metamorphism of low-grade schists from the Slavonian Mountains (Croatia): new P–T and geochronological constraints, *International Geology Review* 60/3, 288–304.
- Balla, Z., Gyalog, L. (szerk.), Császár, G., Gulácsi, Z., Kaiser, M., Király, E., Koloszar, L., Koroknai, B., Magyar, Á., Maros, Gy., Marsi, I., Molnár, P., Rotárné Szalkai, Á. & Tóth, Gy. 2009: A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana, Magyarország tájegységi térképsorozata, *Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 278 p.
- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Mercadier, J. & R. Tartese, R. 2017: Magmatic and hydrothermal behavior of uranium in syntectonic leucogranites: The uranium mineralization associated with the Hercynian Grande granite (Armorican Massif, France), *Ore Geology Reviews* 80, 309–331.
- Balogh, K. & Barabás, A. 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary, *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* 20/2, 191–207.
- Barabás, András. 2010: A délkelet-dunántúli hidrogenetikus uránérctelepek földtani környezete és összehasonlító értékelésük, *Doktori (PhD) értekezés, Pécs*, 170 p.
- Barabás, Andor. & Barabásné Stuhl, Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. In: Bérczi, I. & Jámor, Á. (szerk.): *Magyarország*

- geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.
- Barabásné Stuhl, Á. 1988a: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permii képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés III. fejezete a permii feküképződményeiről, Kéziratoss jelentés, MÉV Adattár (J–3278/III), 121 p.
- Barabásné Stuhl, Á. 1988b: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permii képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permii képződményekről, Kéziratoss jelentés, MÉV Adattár (J–3278/IV), 301 p.
- Bashforth, A. R., Falcon-Lang, H. J. & Gibling, M. R. 2010: Vegetation heterogeneity on a Late Pennsylvanian braided-river plain draining the Variscan Mountains, La Magdalena Coalfield, northwestern Spain, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292/3–4, 367–390.
- Behr, H. J. & Gerler, J. 1987: Inclusions of Sedimentary Brines in Post-Variscan Mineralizations in the Federal republic of Germany – A Study by Neutron Activation Analysis, *Chemical Geology* 61, 65–77.
- Behr, H. J., Horn, E. E., Frenzel-Beyme, K. & Reutel, C. 1987: Fluid inclusion characteristics of the Variscan and Post-Variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany, *Chemical Geology* 61, 273–285.
- Benison, K. C. & Goldstein, R. H. 2000: Sedimentology of ancient saline pans: an example from the Permian Opeche Shale, Williston Basin, North Dakota, U.S.A., *Journal of Sedimentary Research* 70/1, 159–169.
- Bhatia, M. R. & Crook, K. A. W. 1986: Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 181–193.
- Biševac, V., Balen, D., Tibljaš, D. & Španić, D. 2009: Preliminary results on degree of thermal alteration recorded in the eastern part of Mt. Papuk, Slavonia, Croatia, *Geologia Croatica* 62/1, 63–72.
- Biševac, V., Balogh, K., Balen, D. & Tibljaš, D. 2010: Eoalpine (Cretaceous) very low- to low-grade metamorphism recorded on the illite-muscovite-rich fraction of metasediments from South Tisia (eastern Mt Papuk, Croatia), *Geologica Carpathica* 61/6, 469–481.
- Biševac, V., Krenn, E., Balen, D., Finger, F. & Balogh, K. 2011: Petrographic, geochemical and geochronological investigation on granitic pebbles from Permian-triassic metasediments of the Tisia terrain (eastern Papuk), *Mineralogy and Petrology* 102, 163–180.
- Biševac, V., Krenn, E., Finger, F., Lužar-Oberiter, B. & Balen, D. 2013: Provenance of Paleozoic very low- to low- grade metasedimentary rocks of South Tisia (Slavonian Mountains, Radlovac Complex, Croatia), *Geologica Carpathica* 64/1, 3–22.
- Blenkinsop, T. 2000: *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 p.
- Bodor, S. & Szakmány, Gy. 2009: A felső-permii Cserdi Konglomerátum Formáció kavicsanyagának közettani és geokémiai vizsgálati eredményei (XV. szerkezetkutató fúrás, Ny-Mecsek), *Földtani Közönlöny* 139/4, 325–340.
- Bons, P. D. 2000: The formation of veins and their microstructures, In: Jessell, M. W. & Urai, J. L. (eds.): *Stress, Strain and Structure, A Volume in Honour of W. D. Means*, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, Win Means' Publications
- Bons, P. D., Elburg, M. A. & Gomez-Rivas, E. 2012: A review of the formation of tectonic veins and their microstructures, *Journal of Structural Geology* 43, 33–62.

- Breitkreuz, C. & Kennedy, A. 1999: Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages, *Tectonophysics* 302, 307–326.
- Brkić, M., Jamičić, D. & Pantić, N. 1974: Karbonske naslage u Papuku (Sjeveroistočna Hrvatska), *Geološki vjesnik* 27, 53–58.
- Buda, Gy. 1996: Correlation of Variscan granitoids occurring in Central Europe, *Acta Mineralogica–Petrologica* 37, Supplem., 24 p.
- Buda, Gy. 1998: Correlation of Variscan granitoids of Tisza and Pelso Megaunits with granitoids of Moldanubicum and South Alps, *Carpathian–Balkan Geological Association XVI Congress, Vienna (abstract)*, p. 89.
- Buda, Gy., Puskás, Z., Gál-Sólymos, K., Klötzli, U. & Cousens, B. L. 2000: Mineralogical, petrological and geochemical characteristics of crystalline rocks of Üveghuta boreholes Mórág Hills, South Hungary), *Annual Report of the Geological Institute of Hungary 1999*, 231–252.
- Buda, Gy., Koller, F. & Ulrych, J. 2004: Petrochemistry of Variscan granitoids of Central Europe: correlation of Variscan granitoids of the Tisia and Pelsonia terranes with granitoids of the Moldanubicum, Western Carpathian and Southern Alps. A review: part I, *Acta Geologica Hungarica* 47, 17–138.
- Burkhard, M. 1993: Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonical regime: a review, *Journal of Structural Geology* 15, 351–368.
- Collinson, J. D. & Thompson, D. B. 1982: *Sedimentary Structures, Second Edition*, Unwin Hyman, London, 207 p.
- Cox, R., Lowe, D. R. & Cullers, R. L. 1995: The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2919–2940.
- Császár, G. 2002: A Magyar Rétegtani Bizottság által jóváhagyott geokronológiai és kronoztratigráfiai terminusok, *Földtani Közlöny* 132/3–4, 481–483.
- Császár, G. 2005: Magyarország és környezetének regionális földtana, I. Paleozoikum–paleogén, *Egyetemi tankönyv*, Budapest, 328 p.
- Csongrádi, B-né 1978: Összefoglaló magvizsgáló jelentés, Üllési terület, Ü–15. kutatófúrás, OGIL Földtani Anyagfeldolgozó Osztály, Budapest, 19 p.
- Csontos, L. & Vörös, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210/1, 1–56.
- Dabi, G., Siklósy, Z., Schubert, F., Bajnóczi, B. & M. Tóth, T. 2011: The relevance of vein texture in understanding the past hydraulic behaviour of a crystalline rock mass: Reconstruction of the palaeohydrology of the Mecsekalja Zone, South Hungary, *Geofluids* 11, 309–327.
- Dabi, G., Tóth, F., & Schubert, F. 2017: Preliminary fluid inclusion microthermometry results from secondary inclusion planes crosscutting a metamorphic quartz lens from the Mecsekalja Zone metamorphic complex, *Central European Geology* 60/2, 152–172.
- Décsei, K.; Mészáros, E.; Fiser-Nagy, Á. & Schubert, F. 2016: Az Üllés–Forráskút térség metapegmatoid képződményeinek ásvány-kőzettani és mikrotektonikai vizsgálata az Üllés–15 fúrásban, In: Benkó, Zs. (szerk.): *Itt az idő! Kőzettani-geokémiai folyamatok és azok geokronológiai változásai*, 7. Kőzettani és Geokémiai vándorgyűlés, Debrecen, MTA Atomki, p. 11.
- Dickinson, W. R. 1970: Interpreting detrital modes of grauwacke and arkose, *Journal of Sedimentary Petrology* 40/2, 695–707.

- Dickinson, W. R. & Suczek, C. 1979: Plate tectonics and sandstone compositions, *AAPG Bulletin* 63/12, 2164–2182.
- Dill, H. 1985: The polymetallic and monotonous uranium parageneses – a contribution of the position of endogenous uranium mineralization at the western edge of the Bohemian Massif, *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Monatshefte* 4, 184–192.
- Dolníček, Z., René, M., Hermannová, S. & Prochaska, W. 2014: Origin of the Okrouhlá Radouň episyenite-hosted uranium deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: fluid inclusion and stable isotope constraints, *Mineral Deposita* 49, 409–425.
- Fazekas, V. 1978: A magyarországi felső-paleozoós vulkanitok ásvány-kőzettani- kémiai, valamint sugárzóanyag-tartalom vizsgálata, kutatási zárójelentés (J 3033), Mecseki Ércbányászati Vállalat, Pécs, 109 p. (+ mellékletek)
- Fazekas, V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele, *Földtani Közlöny* 117/1, 11–30.
- Fehér, T. & Molnár, A. 1989: Petrographic study of the Mórág-type granitoid and the Cserdi Conglomerate at Nyugotszenterzsébet (Mecsek Mts., South Hungary). *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 30, 93–101.
- Ferill, D. A., Morris, A. P., Evans, M. A., Burkhard, M., Groshong, R. H. & Onasch, C. M. 2004: Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer, *Journal of Structural Geology* 25, 1521–1529.
- Finger, F., Gerdes, A., Janoušek, V., René, M. & Riegler, G. 2007: Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases, *Journal of Geosciences* 52/1–2, 9–28.
- Fintor, K. & Varga, A. 2020: Paleofluid Fingerprint as an Independent Paleogeographic Correlation Tool: An Example from Pennsylvanian Sandstones and Neighboring Crystalline Rocks (Tisia Composite Terrane, S Hungary), *Geofluids* 2020, Paper: 3568986, 24 p.
- Fintor, K., Schubert, F. & M. Tóth, T. 2008: Hiperszalin paleofluidum áramlás nyomai a Baksai Komplexum repedésrendszerében, *Földtani Közlöny* 138/3, 257–278.
- Fintor, K., M. Tóth, T. & Schubert, F. 2009: A Baksai Komplexum posztmetamorf fluidum evolúciója, In: M. Tóth, T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*, *Geolitera*, Szeged 245–258.
- Fintor, K., M. Tóth, T. & Schubert, F. 2010: Near vein metasomatism along propylitic veins in the Baksa Gneiss Complex, Pannonian Basin, Hungary, *Geologia Croatica* 63, 75–91.
- Fintor, K., M. Tóth, T. & Schubert, F. 2011: Hydrothermal palaeofluid circulation in the fracture network of the Baksa Gneiss Complex of SW Pannonian Basin, Hungary, *Geofluids* 11, 144–165.
- Floyd, E. A. & Leveridge, B. E. 1987: Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones, *Journal of Geological Society London* 144, 531–542.
- Floyd, E. A., Winchester, J. A. & Park, R. G. 1989: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W Scotland, *Precambrian Research* 45, 203–214.
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. & Benkovics, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: A new synthesis of paleostress data, In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, E. & Seranne, M. (eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*, Geological Society, London, Special Publications 156, 295–334.

- Fülöp, J. 1994: Magyarország geológiája, Paleozoikum II., Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- Fülöp, J., Brezsnayánszky, K. & Haas, J. 1987a: The new map of basin basement of Hungary, *Acta Geologica Hungarica* 30/1–2, 3–20.
- Fülöp, J., Dank, V. (szerk.), Barabás, A., Bardócz, B., Brezsnayánszky, K., Császár, G., Haas, J., Hámor, G., Jámbor, Á., Sz. Kilényi, É., Nagy, E., Rumpler, J., Szederkényi, T. & Völgyi, L. 1987b: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával, Magyarország földtani atlasza 1:500 000, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest
- Garaguly, I., Raucsik, B., Varga, A. & Schubert, F. 2017: Középső-triász dolomitok képződésének története és töréses deformációja a Szegedi-medence területén, *Földtani Közlöny* 147/1, 39–60.
- Garaguly, I., Varga, A., Raucsik, B., Schubert, F., Czuppon, Gy. & Frei, R. 2018: Pervasive early diagenetic dolomitization, subsequent hydrothermal alteration, and late stage hydrocarbon accumulation in a Middle Triassic carbonate sequence (Szeged Basin, SE Hungary), *Marine and Petroleum Geology* 98, 270–290.
- Götze, J. & Zimmerle, W. 2000: Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks, *Contributions to Sedimentary Geology* 21, 1–91.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., Bleeker, W. & Lourens, L. J. 2004: A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene, *Episodes* 27/2, 83–100.
- Gulyás-Kis, Cs. 2003: Upper Carboniferous flora from the Mecsek Mts (Southern Hungary) – summarized results, *Acta Geologica Hungarica* 46/1, 115–125.
- Gyalog, L. & Budai, T. 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására, *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, 195–236.
- Haas, J. & Hámor, G. 1998: Magyarország területe szerkezetfejlődésének összefoglalása, In: Bérczi I. és Jámbor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és MÁFI kiadványa, Budapest, 45–54.
- Haas, J. & Péró, Cs. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit, *International Journal of Earth Sciences* 93/2, 297–313.
- Haas, J., Hámor, G. & Korpás, L. 1999: Geological setting and tectonic evolution of Hungary, *Geologica Hungarica Series Geologica, Tomus* 24, 179–196.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L. & Konrád, Gy. 2010: Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000, Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest
- Haas, J., Budai, T. (eds), Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. & Koroknai, B. 2014: Geology of the pre-Cenozoic basement of Hungary. Explanatory notes for “Pre-Cenozoic geological map of Hungary” (1:500 000), Geological and Geophysical Institute of Hungary, Budapest
- Hámos, G. 1985: XV. szerkezetkutató fúrás földtani dokumentációja, Kéziratoss jelentés, Pécs, 349 p.
- Henry, D. J. & Guidotti, C. V. 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine, *American Mineralogist* 70, 1–15.
- Henry, D. J. & Dutrow, B. L. 1996: Metamorphic tourmaline and its petrologic applications, In: Anowitz, L. & Grew, E. (eds.): *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, Mineralogical Society of America 33, 503–557.

- Hetényi, R. & Ravaszné Baranyai, L. 1976: A baranyai antracittelepes felsőkarbon összlet a Siklósbodony 1. és a Bogádmindszent 1. sz. fúrás tükrében, MÁFI Évi Jelentése az 1973. évről, 323–361.
- Hidasi, T., Varga, A. & Pál-Molnár, E. 2015: A Gyűrűfői Riolit kőzetmintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával: nyugat-mecseki preparátumok, Földtani Közlöny 145/1, 3–22.
- Hilgers, C. & Urai, J. L. 2005: On the arrangement of solid inclusions in fibrous veins and the role of the crack-seal mechanism, *Journal of Structural Geology* 27, 481–494.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Adam, Á. & Cloetingh S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: Constraints from observational data, Geological Society, London, *Memoirs* 32, 191–206.
- Horváth, P. 2009: Kvantitatív fázisdiagramok alkalmazása az Újszentiván–2 mélyfúrás gránát-staurolit csillámpaláján (Algyői kiemelkedés, Dél-Alföld): új adatok a Tiszai Egység aljzatának polimetamorf fejlődéstörténetéhez. In: M. Tóth, T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*, GeoLitera, Szeged, 103–115.
- Horváth, P., Nagy, G., Demény, A. & Árkai, P. 2003a: Kutatási jelentés az „Üveghutai granitoid képződményekből készült vékonycsiszolatok ásványfajtaiknak elektron mikroszondás vizsgálatáról”, Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 961.
- Horváth, P., Kovács, G. & Szakmány, Gy. 2003b: Eclogite and garnet amphibolite pebbles from Miocene conglomerates (Pannonian Basin, Hungary): implications for the Variscan metamorphic evolution of the Tisza Megaunit, *Geologica Carpathica* 54/6, 355–366.
- Jakab, A. 2005: A Gyűrűfői Riolit kőzettani és geokémiai leírása, Diplomamunka, ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 79 p.
- Jamičić, D. 1983: Strukturni sklop metamorfnih stijena Krndije i južnih padina Papuka, *Geološki vjesnik* 36, 51–72.
- Jamičić, D. 1988: Strukturni sklop slavonskih planina (Tectonics of the Slavonian Mts.) (Ph.D. Thesis), University of Zagreb, 152 p.
- Jámbor, Á. 1969: Karbon képződmények a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen, MÁFI Évi Jelentése az 1967. évről, 215–221.
- Jámbor, Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. In: Bérczi, I. & Jámbor, Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*, MOL Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.
- Janoušek, V. & Holub, F. V. 2007: The causal link between HP–HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, *Proceedings of the Geologists’ Association* 118, 75–86.
- Jerenić, G., Pamić, J., Sremac, J. & Španić, D. 1994: Palynological and organic-petrographic data on very low- and low grade metamorphic rocks in the Slavonian Mountains (Northern Croatia), *Geologia Croatica* 47, 149–155.
- Judik, K., Rantitsch, G., Rainer, T. M., Árkai, P. & Tomljenović, B. 2008: Alpine Metamorphism of organic matter in metasedimentary rocks from Mt. Medvednica (Croatia), *Swiss Journal of Geosciences* 101, 605–615.
- Kabanov, P., Anadon, P. & Krumbein, W. E. 2008: *Microcodium*: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation, *Sedimentary Geology* 205, 79–99.

- Kassai, M. 1973: A Villány-szalatnaki paleozóos mélytörés, *Geonómia és bányászat*, Az MTA X. Osztályának Közleményei 6/1–4, 351–354.
- Kassai, M. 1977: Data for a paleogeographic reconstruction of Transdanubia, Hungary, at the end of Paleozoic time, *Acta Mineralogica–Petrographica*, Szeged, 23/1, 41–48.
- Kassai, M., 1983: A felső karbon elterjedése és nyersanyagkutatói perspektívái a Dél-Dunántúlon, *Földtani Kutatás* 26/2–3, 53–56.
- Király, E. & Koroknai, B. 2004: The magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern part of the Mórág Block. (A Mórág-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete), *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003*, 299–318.
- Kis, A., Weisburg, T. G., Dunkl, I., Koller, F., Váczi, T. & Buda, Gy. 2017: Comparative U-Pb geochronology on zircon crystals from Mórág, Hungary, *Meeting of Young Geoscientists*, Kaposvár, 69–70.
- Kiss, R. 2017: A Horváthertelend–1 fúrás paleozóos durvatörmelék szakaszának petrográfiai vizsgálata (Nyugati-Mecsek), *Diplomamunka (témavezető: Raucsikné Varga A.)*, SZTE Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék, Szeged, 83 p.
- Klappa, C. F. 1980: Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance, *Sedimentology* 27, 618–629.
- Klötzli, U. S., Buda, Gy. & Skiöld, T. 2004: Zircon typology, geochronology and whole rock Sr–Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terrane (Hungary), *Mineralogy and Petrology* 81, 113–134.
- Konrád, Gy., Sebe, K., Halász, A. & Babinszki, E. 2010: Sedimentology of a Permian playa lake: the Boda Claystone Formation, Hungary, *Geologos* 16, 27–41.
- Kovács, G., M. Tóth, T. & Schubert, F. 2009: A gyódi szerpentin metamorf fejlődése, In: M. Tóth, T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*, *GeoLitera*, Szeged, 65–80.
- Kovács, G., Radovics, B. G. & M. Tóth, T. 2016: Petrologic comparison of the Gyód and Helesfa serpentinite bodies (Tisia Mega Unit, SW Hungary). *Journal of Geosciences* 61, 255–263.
- Kovács, M-né 1967: Turony–1 sz. fúrás vázlatos rétegsora, *Kéziratos jelentés, MÉV adattár (T–8/1)*, Pécs, 5 p.
- Kovács, S., Szederkényi, T., Árkai, P., Buda, Gy., Lelkes-Felvári, Gy. & Nagymarosy, A. 1998: Explanation to the terrane map of Hungary. In: Papanikolaou, D. (ed.): *IGCP Project No. 276, Terrane Maps, Terrane Descriptions, Annales géologiques des pays helléniques* 37 (1996/1997), 271–330.
- Kovács, S., Haas, J., Császár, G., Szederkényi, T., Buda, Gy. & Nagymarosy, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area, *Acta Geologica Hungarica* 43/3, 224–328.
- Kovács, S., Brezsnyszky, K., Haas, J. & Szederkényi, T. 2011: A Cirkum-Pannon régió tektonosztratigráfiai terrénum- és ökoszterezeti térképsorozata, *Földtani Közlöny* 141/2, 123–140.
- Kozłowski, W. 2008: Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Łysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). *Acta Geologica Polonica* 58, 43–74.
- Kozłowski, W., Domańska-Siuda, J. & Nawrocki, J. 2014: Geochemistry and petrology of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (central Poland): implications for the Caledonian history of the southern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ), *Geological Quarterly* 58, 311–336.

- Kozur, H. 1984: Muellerisphaera, eine neue Ordnung von Mikrofossilien unbekannter systematischer Stellung aus dem Silur und Unterdevon von Ungarn, *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen* 13, 125–148.
- Kříbek, B., Žák, K., Dobeš, P., Leichmann, J., Pudilová, M., René, M., Scharm, B., Scharmová, M., Hájek, A., Holeczy, D., Hein, U. F. & Lehmann, B. 2009: The Rožná uranium deposit (Bohemian Massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization, *Mineral Deposita* 44, 99–128.
- Lapierre, H., Basile, C., Berly, T. & Canard, E. 2008: Potassic late orogenic Stephanian volcanism in the Southwest French Massif Central (Decazeville, Figeac, Lacapelle-Marival basins): an example for mantle metasomatism along strike-slip faults?, *Bulletin de la Societe Geologique de France* 179/5, 491–502.
- Lelkesné Felvári, Gy. 1983: Jelentés a Szaltnak–3 sz. fúrás petrográfiai vizsgálatáról, Kézirat, MÁFI Adattár, Budapest
- Lelkes-Felvári, Gy. & Frank, W. 2006: Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega-Unit, *Acta Geologica Hungarica* 49, 189–206.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. & Sassi, R. 2005: Metamorphic history of the Algyó High (Tisza Mega-unit, basement of Great Hungarian Plain) – a counterpart of crystalline units of the Koralpe–Wölz nappe system (Austroalpine, Eastern Alps), *Acta Geologica Hungarica* 48/4, 371–394.
- M. Tóth, T. 2008: Repedezett, metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában, Doktori értekezés, MTA, 399 p. (mellékletekkel)
- M. Tóth, T. 2014: Geochemistry of the Görcsöny Ridge amphibolites (Tiszia Unit, SW Hungary) and its geodynamic consequences, *Geologia Croatica* 67/1, 17–32.
- M. Tóth, T. & Vargáné Tóth, I. 2020: Lithologically controlled behaviour of the Dorozsma metamorphic hydrocarbon reservoir (Pannonian Basin, SE Hungary), *Journal of Petroleum Science and Engineering* 195, 107748, 16 p.
- M. Tóth, T., Kovács, G., Schubert, F. & Dályay, V. 2005: Az Ófalui „migmatit” eredete és deformációtörténete, *Földtani Közlöny* 135/3, 331–352.
- Majoros, Gy. 1998: Az Alföld aljzata és a Tokaji-hegység perm képződményeinek rétegtana. In: Bérczi, I. & Jámor, Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 217–223.
- Malec, J. 1993: Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts, *Geological Quarterly* 37, 501–536.
- Malec, J., Kuleta, M. & Migaszewski, Z. M. 2016: Lithologic-Petrographic characterization of Silurian rocks in the Niestaców profile (Holy Cross Mountains), *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 86, 85–110.
- Matenco, L. & Radivojević, D. 2012: On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and the Dinarides, *Tectonics* 31/6 (TC6007), 31 p.
- Máthé, Z. 1986: A Horváthertelend–1 számú fúrás földtani dokumentációja, Kézirat, Mecsekérc Zrt. Adattár, Pécs
- Máthé, Z. & Varga, A. 2012: "Ízesítő" a permi Bodai Agyagkő Formáció öskörnyezeti rekonstrukciójához: kősó utáni pszeudomorfózák a BAT–4 fúrás agyagkőmintáiban, *Földtani Közlöny* 142, 201–204.
- McArthur, A. N., Cas, R. A. F. & Orton, G. J. 1998: Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales), *Bulletin of Volcanology* 60, 260–285.

- McLennan, S. M. 1989: Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B. R. & McKay, G. A. (eds.): *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements, Reviews in Mineralogy* 21, 169–200.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R. 1993: *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*, Hobart, University of Tasmania, 198 p.
- Mészáros, E. 2015: Horváthertelend–1 (Hh–1) fűrés paleozoos besorolású kőzetanyagának reambulációs vizsgálata (Dél-Dunántúl), Diplomamunka (témavezető: Raucsikné Varga A.), SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged, 70 p.
- Mészáros, E., Varga, A., Schubert, F. & Máthé, Z. 2015a: A Horváthertelend–1 fűrésben feltárt paleozoos finomtörmelékes képződmény archív vékonycsiszolatainak kőzettani vizsgálati eredményei (Nyugati-Mecsek), *Földtani Közlöny* 145/3, 215–228.
- Mészáros, E., Varga, A., Schubert, F. & Máthé, Z. 2015b: A Horváthertelend–1 fűrés paleozoos képződményeinek ásvány-kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálata, In: Dályay, V. & Sámson, M. (szerk.): *Tisia Konferencia*, Molnár Nyomda és Kiadó, Pécs, 63–66.
- Mészáros, E., Raucsik, B., Varga, A. & Schubert, F. 2016a: Kisfokú, közepes nyomású regionális metamorfózis nyomai a Horváthertelend–1 fűrés metapelites összletében: mikroszöveti és termobarometriai bizonyítékok, *Földtani Közlöny* 146/3, 207–222.
- Mészáros, E., Raucsik, B., Varga, A. & Schubert, F. 2016b: Equilibrium: aspects from microtectonics, 11. Téli Ásványtudományi Iskola, Balatonfüred
- Mészáros, E., Raucsik, B., Varga, A., Schubert, F. & Heincz, A. 2017: A Szalatkai Agyagpala Formáció mikroszerkezeti és Raman spektroszkópiái vizsgálata a Szalatkai-egységben, In: Dégi, J., Király, E., Kónya, P., Kovács, I. J., Pál-Molnár, E., Thamóné Bozsó, E., Török, K. & Udvardi, B. (szerk.): *Ahol az elemek találkoznak: víz, föld és tűz határán*, 8. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, 108–112.
- Mészáros, E., Varga, A., Raucsik, B., Benkó, Zs., Heincz, A. & Hauzenberger, C. A. 2019: Provenance and Variscan low-grade regional metamorphism recorded in slates from the basement of the (SW Hungary), *International Journal of Earth Sciences* 108/5, 1571–1593.
- Moldiński, Z. & Szymański, B. 2001: The Silurian of the Nida, Holy Cross Mts. and Radom areas, Poland — a review, *Geological Quarterly* 45, 35–454.
- Neto de Carvalho, C. & Baucon, A. 2016: Ichnology of Alluvial-Fan related sequences: the example of Sarzedas Basin (Upper Miocene, UNESCO Naturtejo Geopark), *Comunicações Geológicas* 103, Especial I, 93–100.
- Nicolae, I., Seghedi, I., Bobos, I., Azevedo, M. R., Ribeiro, S. & Tatu, M. 2014: Permian volcanic rocks from the Apuseni Mountains (Romania): Geochemistry and tectonic constrains, *Chemie der Erde* 74, 125–137.
- Ondrejka, M., Li, X. H., Vojtko, R., Putiš, M., Uher, P. & Sobocký, T. 2018: Permian A-type rhyolites of the Muraň Nappe, Inner Western Carpathians, Slovakia: in-situ zircon U–Pb SIMS ages and tectonic setting, *Geologica Carpathica* 69/2, 187–198.
- Opluštil, S. 2014: T⁰ peat-forming plant assemblage preserved in growth position by volcanic ash fall: A case study from the Middle Pennsylvanian of the Czech Republik, *Bulletin of Geosciences* 89/4, 773–818.
- Oravec, J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon, *Földtani Közlöny* 94/1, 3–9.

- Paik, I. S. & Kim, H. J. 2006: Playa lake and sheetflood deposits of the Upper Cretaceous Jindong Formation, Korea: Occurrences and palaeoenvironments, *Sedimentary Geology* 187, 83–103.
- Pamić, J. & Jamičić, D. 1986: Metabasic intrusive rocks from the Paleozoic Radlovac complex of Mt. Papuk in Slavonija (northern Croatia). *Rad Jugoslavenske Akademije Znanosti Umjetnosti Zagreb* 424, 97–125.
- Papp, N., Varga, A., Mészáros, E. & Raucsik, B. 2017: A dorozsmai márvány (Tiszai-főegység) kőzettani újvizsgálata: deformáció és fluidum hatása a mikroszerkezet fejlődésére, *Földtani Közlöny* 147/4, 337–356.
- Paschier, C.W. & Trouw, R. A. J. 2005: *Microtectonics*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg
- Paulick, H. & Breitreuz, C. 2005: The Late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores, *International Journal of Earth Sciences* 94, 834–850.
- Pálfy, J., Gercsák, G. & Hegyesi, E. 2020: Javaslat az időrétegtani (kronosztratigráfiai) egységek magyar elnevezésére és írásmódjára, *Földtani Közlöny* 150/3, 423–428.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. 1972: *Sand and sandstone*, Springer-Verlag, New York, 618 p.
- Pozsgai, E., Józsa, S., Dunkl, I., Sebe, K., Thamó-Bozsó, E., Sajó, I., Dezső, J. & von Eynatten, H. 2017: Provenance of the Upper Triassic siliciclastics of the Mecsek Mountains and Villány Hills (Pannonian Basin, Hungary): constraints to the Early Mesozoic paleogeography of the Tisza Megaunit, *International Journal of Earth Sciences* 106/6, 2005–2024.
- Pratt, B. R. 2001: Septarian concretions: internal cracking caused by synsedimentary earthquakes, *Sedimentology* 48, 189–213.
- Prinz, Gy. 1914: *Magyarország földrajza*, Magyar Földrajzi Intézet, Budapest, 223 p.
- Rantitsch, G. & Judik, K. 2009: Alpine metamorphism in the central segment of the Western Greywacke Zone (Eastern Alps), *Geologica Carpathica* 60, 319–329.
- Raucsik, B. & Varga, A. 2015: Meddig ér a takarónk? — Terepbejárás a Maros völgyében. In: Pál-Molnár, E., Raucsik, B. & Varga, A. (szerk.): *Meddig ér a takarónk? A magmaképződéstől a regionális litoszféra formáló folyamatokig*, 6. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés kiadványa, Szeged, SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 128–147.
- Raucsik, B., Varga, A., Mészáros, E. & Szemerédi, M. 2016: Very low-grade metamorphism of the Cisuralian basement formations (Korpád Sandstone, Gyűrűfű Rhyolite) near Kelebia, Békés-Codru Unit, Hungary, In: Valúchová, J. (szerk.): *8th Mid-European Clay Conference (MECC 2016), Book of Abstracts*, Košice, Szlovákia, ELFA s.r.o., p. 181.
- Raucsik, B., Szemerédi, M., Mészáros, E., Varga, A., Dunkl, I., Lukács, R., Pál-Molnár, E. & Harangi, Sz. 2019: Kisfokú metamorfózis nyomai permiai aljzati képződményekben (Kelebia, Békés–Codru Egység), In: Pál-Molnár, E., Lukács, R., Harangi, Sz., Szemerédi, M., Németh, B., Molnár, K. & Jankovics, M. É. (szerk.): *Saxa Loquuntur - Kőbe zárt történetek: 10. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés*, MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, p. 74.
- Ravasz-Baranyai, L. 1969: Eclogite from the Mecsek Mountains, Hungary, *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 13, 315–322.
- Reading, H. G. 1985: *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, Second Edition, 615 p.

- René, M. 2005: Geochemical constraints of hydrothermal alterations of two-mica granites of the Moldanubian Batholith at the Okrouhlá Radouň uranium deposit, *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 2/4 (140), 63–79.
- René, M. 2015: Rare-earth, yttrium and zirconium mobility associated with the uranium mineralisation at Okrouhlá Radouň, Bohemian Massif, Czech Republic, *European Journal of Mineralogy* 27, 57–70.
- René, M. 2017: Alteration of granitoids and crystalline rocks and uranium mineralisation in the Bor pluton area, Bohemian Massif, Czech Republic, *Ore Geology Reviews* 81, 188–200.
- Repstock, A., Breitzkreuz, C., Lapp, M. & Schulz, B. 2017: Voluminous and crystal-rich igneous rocks of the Permian Wurzen volcanic system, northern Saxony, Germany: physical volcanology and geochemical characterization, *International Journal of Earth Sciences* 107, 1485–1513.
- Retallack, G. J. 2001: *Scoyenia* burrows from Ordovician palaeosols of the Juniata Formation in Pennsylvania, *Palaeontology* 44/2, 209–235.
- Rodrigues, N., Cobbold, P. R., Loseth, H. & Ruffet, G. 2009: Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm, Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression, *Journal of the Geological Society, London* 166, 695–709.
- Rubin, J. N., Henry, C. D. & Price, J. G. 1993: The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration, *Chemical Geology* 110, 29–47.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski K. 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units, *Swiss Journal of Geosciences* 101/1, 139–183.
- Schneider, J. W., Körner, F., Roscher, M. & Kroner, U. 2006: Permian climate development in the northern peri-Tethys area – The Lodève basin, French Massif Central, compared in a European and global context, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, 161–183.
- Schulmann, K., Olliot, E., Košuličová, M., Montigny, R. & Štípská, P. 2014: Variscan thermal overprint exemplified by U–Th–Pb monazite and K–Ar muscovite and biotite dating at the eastern margin of the Bohemian Massif (East Sudetes, Czech Republic), *Journal of Geosciences* 59, 389–413.
- Seghedi, A., Popa, M., Oaie, G. & Nicolae, I. 2001: The Permian system in Romania, *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, Monografia N. 25*, 281–293.
- Seilacher, A. 2001: Concretion morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways, *Sedimentary Geology* 143, 41–57.
- Selmeczi, B-né. 1970: A Szalatnak–3. sz. fűrés szilur-korú paláinak és ópaleozoós képződményeinek ásvány-kőzettani vizsgálata, *Kéziratoss jelentés, Mecsekérc Zrt. Adattár*
- Sheldon, N. D. & Hamer, J. M. M. 2010: Evidence for an Early Sagebrush Ecosystem in the Latest Eocene of Montana, *The Journal of Geology* 118, 435–445.
- Slovenec, D., Belak, M., Mišur, I., Šegvić, B. & Schuster, R. 2020: The early Paleozoic cumulate gabbroic rocks from the southwest part of the Tisza Mega-Unit (Mt. Papuk, NE Croatia): evidence of a Gondwana suture zone, *International Journal of Earth Sciences* 109, 2209–2233.
- Smith, J. J. & Hasiotis, S. T. 2008: Traces and burrowing behaviors of the Cicada nymph *Cicadetta calliope*: neoichnology and paleoecological significance of extant soil-dwelling insects, *Palaios* 23, 503–513.

- Smith, J. J., Hasiotis, S. T., Kraus, M. J. & Woody, D. T. 2008: *Naktodemasis boweni*: new ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, *Journal of Paleontology* 82/2, 267–278.
- Starijaš, B., Gerdes, A., Balen, D., Tibljaš, D., Schuster, R., Mazer, A., Humer, B. & Finger F. 2006: Geochronology, metamorphic evolution and geochemistry of granitoids of the Moslavačka Gora Massif (Croatia), *Proceedings 18. Congress of the Carpathian–Balkan Geological Association*, Belgrade, 594–597.
- Świerczewska, A. 1995: Composition and provenance of Carboniferous sandstones from the Upper Silesia Coal Basin (Poland), *Studia Geologica Polonica* 108, 27–43.
- Szakmány, Gy. 2001: A dél-dunántúli karbon törmelékes összlet kavicsanyagának közettani-geokémiai vizsgálata, A T 022938 sz. OTKA pályázat zárójelentése, Kézirat, ELTE Közzétan–Geokémiai Tanszék
- Szederkényi, T. 1962: Földtani jelentés a Ny-Mecseki (Gyűrűfű) kvarcporfir földtani, közettani és radiológiai vizsgálatának eredményeiről, Kézirat (J–0100), Mecsekérc Zrt. (volt MÉV) Adattár, Pécs, 92 p.
- Szederkényi, T. 1979: A mecseki ópaleozoos-prekambriumi alapszelvények komplex földtani feldolgozása, Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat, JATE, Szeged, 139 p.
- Szederkényi, T. 1987: Magyarország Geológiai Alapszelvényei, Mecsek, Ófalu, Juhodály-völgy, a MÁFI kiadványa 48, Vízügyi Dokumentációs Szolgáltató Leányvállalat, Budapest
- Szederkényi, T. 1996: Metamorphic formations and their correlation in the Hungarian part of the Tisia megaunit (Tisia Composite Terrane), *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 37, 143–160.
- Szederkényi, T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana, In: Bérczi, I. & Jámor, Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és MÁFI kiadványa, Budapest, 93–106.
- Szederkényi, T., Haas, J., Nagymarosy, A. & Hámor, G. 2012: Geology and history of evolution of Tisza Mega-Unit. In: Haas, J. (ed.): *Geology of Hungary, Regional Geology Reviews*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 103–148.
- Szemerédi, M., Varga, A., Lukács, R. & Pál-Molnár, E. 2016: A Gyűrűfűi Riolit Formáció közettani vizsgálata a felszíni előfordulások alapján (Nyugati-Mecsek), *Földtani Közlöny* 146/4, 335–354.
- Szemerédi, M., Varga, A., Lukács, R. & Pál-Molnár, E. 2017: A Gyűrűfűi Riolit Formáció közettani vizsgálatának eredményei a Villányi-hegység északi előterében, *Földtani Közlöny* 147/4, 357–382.
- Szemerédi, M., Lukács, R., Varga, A., Dunkl, I., Seghedi, I., Pál-Molnár, E. & Harangi, Sz. 2019: Permian felsic volcanism in the Tisza Mega-unit (basement of the Pannonian Basin and Apuseni Mts) – Zircon U-Pb dating and geotectonic implications from a regional marker horizon, In: *ILP 2019: 14th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basins: abstracts*, Hévíz, Magyarország, 159–161.
- Szemerédi, M., Lukács, R., Varga, A., Dunkl, I., Józsa, S., Tatu, M., Pál-Molnár, E., Szepesi, J., Guillong, M., Szakmány, Gy. & Harangi, Sz. 2020: Permian felsic volcanic rocks in the Pannonian Basin (Hungary): new petrographic, geochemical, and geochronological results, *International Journal of Earth Sciences* 109/1, 101–125.
- Szepesházy, K. 1979: A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység (Munții Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai, *Általános Földtani Szemle* 12, 121–198.

- T. Kovács, G. & Kurucz, B. 1984: A Dél-Alföld mezozoikumnál idősebb képződményei, A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest, 57 p.
- T. Kovács, G. & Magyar, L. 1979: Üllés–15 sz. fúrás, Földtani összefoglaló jelentés (39003/44), OKGT Nagyalföldi Kutató és Feltáró Üzem, Szeged, 15 p.
- Tari, G. 2015: The palinspastic position of Tisia (Tisza) in the Alpine realm: a view from the outside of the Pannonian Basin, In: Dályay, V. & Sámson, M. (szerk.): Tisia Konferencia, Molnár Nyomda és Kiadó, Pécs, 29–32.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P. & Tóth, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Geological Society, London, Special Publications 156, 215–250.
- Tarnai, T. 1997: Ore minerals from the key section of the Baksa Complex (W Baranya Hills, Hungary), *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 38 (Supplementum), 119–133.
- Tarnai, T. 1998: Mineralogical-petrological study on ore vein penetrated by the key-borehole Baksa No. 2 SE Transdanubia, Hungary, *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 39, 21–34.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985: *The Continental Crust: its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific Publications LTD, Oxford, 312 p.
- Tucker, M. E. 1991: *Sedimentary Petrology, An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*, Blackwell Science, Second edition, 260 p.
- Ustaszewski, K., Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Tischler, M., Kissling, E. & Spakman, W. 2008: A map-view restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the Early Miocene, *Swiss Journal of Geosciences* 101/1, 273–294.
- Varga, A. R. 2005: Az öskörnyezeti viszonyok jellemzése a törmelékes üledékes kőzetek kémiai összetétele alapján, *Földtani Közlöny* 135/3, 433–458.
- Varga, A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei, PhD értekezés, ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.
- Varga, A. 2019: A Korpádi Homokkő reambulációja: rétegtani megfontolások kőzettani bizonyítékok alapján, In: Pál-Molnár, E., Lukács, R., Harangi, Sz., Szemerédi, M., Németh, B., Molnár, K. & Jankovics, M. É. (szerk.): *Saxa Loquuntur - Kőbe zárt történetek*, 10. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, p. 88.
- Varga, A. & Raucsik, B. 2009: Metaüledékes képződmények a Tiszai-egység aljzatában: a felső-paleozoikumi Túronyi Formáció (Malec–Drávai-terrénum). In: M. Tóth, T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*, *GeoLitera*, Szeged, 177–192.
- Varga, A. & Raucsik, B. 2014: Pedogenic calcrete records in southern Transdanubia, Hungary: A brief review with paleoenvironmental and paleogeographic implications, *Central European Geology* 57/2, 137–151.
- Varga, A. & Szakmány, Gy. 2004: Geochemistry and provenance of the Upper Carboniferous sandstones from borehole Diósvizsló–3 (Téseny Sandstone Formation, SW Hungary), *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 45/2, 7–14.
- Varga, A., Szakmány, Gy., Józsa, S. & Máthé, Z. 2001: A nyugat-mecseki alsó-miocén konglomerátum karbon homokkő kavicsainak és a Tésenyi Homokkő Formáció képződményeinek petrográfiai és geokémiai összehasonlítása, *Földtani Közlöny* 131/1–2, 11–36.

- Varga, A., Szakmány, Gy., Máthé, Z. & Józsa, S. 2003: Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous siliciclastic rocks (Téseny Sandstone Formation) from the Slavonian-Drava Unit (Tisza Megaunit, S Hungary) — summarised results, *Acta Geologica Hungarica* 46, 95–113.
- Varga, A. R., Raucsik, B., Szakmány, Gy. 2004: A Siklósbodony Sb–1 mélyfúrás feltételezett karbon–perm határképződményeinek ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői, *Földtani Közlöny* 134/3, 321–343.
- Varga, A., Szakmány, Gy., Raucsik, B. & Máthé, Z. 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 48, 49–68.
- Varga, A., Szakmány, Gy., Árgyelán, T., Józsa, S., Raucsik, B. & Máthé, Z. 2007: Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary—Mineralogical, petrographic, and geochemical study. In: Arribas, J., Critelli, S. & Johnsson, M. J. (eds.): *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*, Geological Society of America Special Paper 420, 221–240.
- Varga, A., Raucsik, B., Kovács Kis, V. & Szakmány, Gy. 2008: A felső-paleozoikumi Turonyi Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum) pelites kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellemzői, *Földtani Közlöny* 138/1, 5–20.
- Varga, A., Mikes, T. & Raucsik, B. 2009: A mecseki toarci feketepala Réka-völgyi szelvényének előzetes petrográfiai és nehézasvány-vizsgálati eredményei, *Földtani Közlöny* 139/1, 33–54.
- Varga, A., Raucsik, B. & Bajnóczi, B. 2012a: Nodular calcrete from the Lower Permian Korpád Sandstone Formation (borehole Dinnyeberki 9015, Mecsek Mts, Hungary) and its palaeoenvironmental significance, *Földtani Közlöny* 142/4, 375–378.
- Varga, A., Raucsik, B. & Szakmány, Gy. 2012b: On possible origin of background contents of heavy metals and metalloids in the subsurface Pennsylvanian Téseny metasandstones, SW Hungary, *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 7/3, 211–218.
- Varga, A., Újvári, G. & Kovács, J. 2012c: Cirkon egykristály U-Pb korok a danitzpusztai pannóniai homokból: közvetett bizonyítékok az aljzatot alkotó metamorfitek kevert prevariszkuszi protolitjaira, *Földtani Közlöny* 142/1, 95–98.
- Varga, A., Dabi, G., Raucsik, B., Bajnóczi, B., Schubert, F., Pál-Molnár, E. & Hidasi, T. 2013: Késő-variszkuszi üledékképződési környezetek rekonstrukciója a Dél-Dunántúlon: a Korpádi Homokkő, a Gyűrűfüi Riolit és a Cserdi Konglomerátum Formációk kapcsolatrendszer, In: Dályay, V. Sámson, M. & Hámos, G. (szerk.): *IV. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés Kiadványa*, Pécs, Magyarhoni Földtani Társulat, 7–11.
- Varga, A., Raucsik, B. & Szakmány, Gy. 2014: Az alsó-permi Korpádi Homokkő Formáció törmelékes kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellemzői a Túrony–1 fúrásban (Szlavóniai–Drávai-terrénum), *Földtani Közlöny* 144/4, 211–230.
- Varga, A., Mészáros, E., Fiser-Nagy, Á., Raucsik, B., M. Tóth, T., Garaguly, I. & Schubert, F. 2015: A Szegedi-medence és közvetlen környezetének diagenézis-történet és mikrotektonikai vizsgálata: Az Újszentiván–domaszéki-süllyedék környezete, *Kutatási jelentés, Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék*, 81 p.
- Varga, A., Raucsik, B. & Szakmány, Gy. 2017: Origin of natural Arsenic and Antimony contents in the Permian to Lower Triassic siliciclastic rocks of the Western Mecsek

- Mountains, SW Hungary, *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 12/1, 5–12.
- Varga, A., Bozsó, G., Garaguly, I., Raucsik, B., Bencsik, A. & Kóbor, B. 2019: Cements, Waters, and Scales: An Integrated Study of the Szeged Geothermal Systems (SE Hungary) to Characterize Natural Environmental Conditions of the Thermal Aquifer, *Geofluids* 2019, Article ID 4863814, 21 p.
- Várszegi, K. & Selmeczi, B.-né. 1971: Összefoglaló jelentés a szalatkai területen végzett kutatásokról és azok földtani eredményeiről, Kézirat, MÉV Adattár, Pécs
- Vdačný, M., Vozárová, A. & Vozár, J. 2013: Geochemistry of the Permian sandstones from the Malužina Formation in the Malé Karpaty Mts (Hronic Unit, Western Carpathians, Slovakia): Implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting, *Geologica Carpathica* 64/1, 23–38.
- Verniers, J., Maletz, J., Kříž, J., Žigaitė, Ž., Paris, F., Schönlaub, H. P. & Wrona, R. 2008: Silurian, In: McCann, T. (ed.): *The Geology of Central Europe: Precambrian and Palaeozoic*, Geological Society of London, 249–302.
- Vince, J., G. Sóllymos, K., Ditrói-Puskás, Z. & Kósa, L. 2011: Mikrotelérés, -eres uránérc a nyugat-mecseki gránitban, *Földtani Közlöny* 141/4, 325–339.
- von Raumer, J. F., Finger, F., Veselá, P. & G. M. Stampfli, G. M. 2014: Durbachites-Vaugnerites – a geodynamic marker in the central European Variscan orogen, *Terra Nova* 26, 85–95.
- Vozár, J., Ebner, F., Vozárová, A., Haas, J., Kovács, S., Sudar, M., Bielik, M. & Péro, Cs. 2010: Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region, Slovak Academy of Sciences, Geological Institute, Bratislava
- Vozárová, A. 1998: Late Carboniferous to Early Permian time interval in the Western Carpathians: Northern Tethys Margin, In: Crasquin-Soleau, S., Izart, A., Vaslet, D. & De Wever, P. (eds.): *Peri-Tethys: stratigraphic correlations 2*, *Geodiversitas* 20/4, 621–641.
- Vozárová, A., Ebner, F., Kovács, S., Kräutner, H-G., Szederkényi, T., Krstić, B., Sremac, J., Aljinovič, D., Novak, M. & Skaberne, D. 2009: Late Variscan (Carboniferous to Permian) Environments in the Circum Pannonian Region, *Geologica Carpathica* 60/1, 71–104.
- Vozárová, A., Ebner, F., Kovács, S., Kräutner, H-G., Szederkényi, T., Krstić, B., Sremac, J., Aljinovič, D., Novak, M. & Skaberne, D. 2010: Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum-Pannonian Region, In: Vozár, J. (ed.): *Variscan and Alpine Terranes of the Circum-Pannonian Region*, Slovak Academy of Sciences, Geological Institute, Bratislava, 51–86.
- Vozárová, A., Presnyakov, S., Šarinová, K. & Šmelko, M. 2015: First evidence for Permian–Triassic boundary volcanism in the Northern Gemericum: geochemistry and U–Pb zircon geochronology, *Geologica Carpathica* 66/5, 375–391.
- Vozárová, A., Larionov, A., Šarinová, K., Rodionov, N., Lepekhina, E., Vozár, J. & Paderin, I. 2019: Clastic wedge provenance in the Zemplinicum Carboniferous–Permian rocks using the U–Pb zircon age dating (Western Carpathians, Slovakia), *International Journal of Earth Sciences* 108, 115–135.
- Warren, J. K. 2006: *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1035 p.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. 2010: Abbreviations for names of rock forming minerals, *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Wilson, M., Neumann, E. R., Davies, G. R., Timmerman, M. J., Heermans, M. & Larsen, B. T. 2004: *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe*, Geological Society Special Publication 223, London

- Worden, R. H. & Burley, S. D. 2003: Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone, In: Burley, S. D. & Worden, R. H. (eds.): Sandstone diagenesis: Recent and Ancient, Blackwell Publishing, Oxford, 3–44.
- Žák, K., Dobeš, P., Kříbek, B., Pudilová, M., Hájek, A. & Holeczy, D. 2001: Evolution of fluid types at the Rožná uranium deposit, Czech Republic. Stable isotope and fluid inclusion study, In: Piestrzyński, J. (ed.) Mineral deposits at the beginning of the 21st century, Balkema, Lisse, 109–113.
- Żelaźniewicz, A., Pańczyk, M., Nawrocki, J. & Fanning, M. 2008: A Carboniferous/Permian, calc-alkaline, I-type granodiorite from the Małopolska Block, Southern Poland: implications from geochemical and U-Pb zircon age data, Geological Quarterly 52, 301–308.
- Ziegler, V. & Dardel, J. 1984: Uranium deposits in Europe, In: B. De Vivo, B. (ed.), Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and resources, Published for the Institution of Mining and Metallurgy, 140–161.

1., https://www.citatum.hu/szerzo/Szent-Gyorgyi_Albert (Letöltés: 2020.07.20.)

2., <https://paleobotany.ru/palynodata/genus/10992> (Letöltés: 2020.09.14.)