

A HORVÁTHERTELENDI-EGYSÉG AGYAGPALA KÉPZŐDMÉNYÉNEK MIKROTEKTONIKAI ÉS TERMOBAROMETRIAI VIZSGÁLATA A HORVÁTHERTELEND–1 FÚRÁS RÉTEGSORÁBAN

Mészáros Előd¹, Raucsik Béla¹, Benkó Zsolt², Varga Andrea¹, Schubert Félix¹

¹ SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² MTA Atommagkutató Intézet, Környezetfizikai Osztály, Debrecen

1. Bevezetés

A Mecsek ÉNy-i előterében két kisfokú metamorf egység (Szalatkai-egység és Horváthertelendi-egység) ismert, melyek ismereteink szerint a Tiszai-főegység prealpi aljzatát képezik (Szederkényi, 1997). Ezek, a földtani környezetüktől idegen metamorf blokkok megkutatottsága nagyon hiányos. Részletesebb vizsgálati eredményeket csupán Árkai (1991) mutatott be a Szalatkai-egységről. A Horváthertelendi-egységről rendelkezésre álló ismeretek nagyon hiányosak, azonban a két egységben feltárt képződményeket egységesen a Szalatkai Agyagpala Formációként tartjuk számon (Szederkényi, 1997).

Ezeknek a képződményeknek a korrelációja a környező ismert kisfokú egységekkel jelentős szereppel bírhat a Tiszai-főegység szerkezeti felépítéséről és fejlődéstörténetéről alkotott képünk pontosításában.

2. Földtani háttér

A Mecsek-hg környezetében két, bizonyítottan epizónás metamorfózist szenvedett agyagpala összlet található, az egyik a Szalatkai Agyagpala Formáció a Mecsek É-i előterében (Árkai, 1991; Árkai et al., 1995), a másik képződményt pedig egyetlen fúrásból, Barcs térségében ismerjük (Árkai, 1990; Balogh et al., 1990). További agyagpala előfordulás a Horváthertelend–1 fúrás rétegsorában (Szederkényi, 1997) ismert, melynek metamorfózisa azonban ezidáig csupán szöveti alapon került meghatározásra (Mészáros et al., 2015).

Árkai (1991) a Szalatkai Agyagpala képződményének epizónás metamorfózist állapította meg, valamint bizonytalan K-Ar koradatok alapján a metamorfózis korát variszkuszinak feltételezte, amely kort egy későbbi termális hatás írhatott felül. A Barcs közelében feltárt kisfokú összletről Árkai (1990) anchi-epizónának megfelelő metamorfózist határozott meg, valamint a képződmény metamorfózist Balogh et al. (1990) K-Ar adatok alapján alpinak ítélte. Utóbbi képződményt a szerzők a Medvednica-hg területén ismert alpi metamorf korú metaüledékekkel (Judik et al., 2004; Judik et al. 2006; Judik et al., 2008) hozták kapcsolatba. Szederkényi (1997) a Horváthertelend–1 fúrás 720 és 852 m mélységében feltárt agyagpala és metakonglomerátum összletet Horváthertelendi-egység néven különítette el, mint környezetétől idegen takaróroncsot, továbbá a Szalatkai Agyagpala Formációval fennálló rokonságot vélte felfedezni. A korreláció azonban csupán makroszkópos kőzettani bélyegek hasonlóságára épült, tényleges anyagvizsgálat nem támasztotta alá. Munkánk célja, hogy

a Horváthertelend–1 fúrásban feltárt agyagpala részletes metamorf fejlődéstörténetének bemutatásával, és koradatokkal hozzájáruljunk a környező kisfokú képződmények közötti korrelációhoz, továbbá a Tiszai-főegység szerkezeti felépítésének pontosabb megismeréséhez.

3. Alkalmazott módszerek

3.1 Raman spektroszkópia

A szénült szerves anyag Raman spektroszkópos vizsgálatát szabvány vastagságú, fedetlen vékonycsiszolatokon végeztük az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található THERMO Scientific DXR Raman-mikroszkóppal. A mérések során 532 nm-es (Nd-YAG) lézert alkalmaztunk, és a méréseket 1–3 mW lézerteljesítmény mellett 100X objektív és 50 µm pinhole használatával végeztük. Minden mérés esetében a felvételezési idő 20x10 s volt. A spektrumok kiértékelését, a csúcsparaméterek meghatározását a PeakFit 4.12 program segítségével végeztük, a dekonvolúció során Voigt módszert alkalmaztunk. A szenes anyag termometria módszertanának és nevezéknevének részletes áttekintése Nagy és M. Tóth (2010) munkájában található.

3.2 Röntgen diffraktometria

A filloszilikátok röntgen-pordiffrakciós vizsgálatát a szeparált <2 µm szemcseméretű frakció preparátumain végeztük el. A fehércsillám és a klorit „kristályosság” indexeinek meghatározásához a <2 µm szemcsefrakció orientált preparátumait készítettük el. A mintaelőkészítés és mérések során törekedtünk Warr és Rice (1994) által közölt körülményeket és műszeres beállításokat alkalmazni. A félértékszélesség (FWHM) értékek kalibrációját Warr és Rice (1994) által bemutatott CIS sztenderd sorozattal végeztük a fehércsillám és klorit esetében. A CIS kalibrált fehércsillám FWHM értékeket Warr és Mählman (2015) alapján kalibráltuk a KIBasel skálához. Az átlagos kristallit méretet a Scherrer-egyenlet alkalmazásával becsültük, továbbá az instrumentális vonalszélesedést fehércsillám esetében muszkovit egykristályból készült sztenderd preparátum segítségével kalibráltuk.

A fehércsillám b₀ rácsparaméterének meghatározására Padan et al. (1982) alapján orientálatlan <2 µm szemcseméretű frakciót használtunk. A mérések során Sassi és Scolari (1974) és Guidotti és Sassi (1986) által alkalmazott műszerbeállításokat használtuk. Mind a „kristályosság” és b₀ értékek esetében minden minta esetében három párhuzamos mérést végeztünk.

4. Eredmények

4.1 Ásványos összetétel és közetstípus

A vizsgált képződményt alapvetően sötétszürke-fekete, vörös metaarkóza klasztos agyagpala alkotja, változó mennyiségű metagrauwacke és metaaleurolit közbetelepüléssel. A szelvény középső szakaszán a fekete agyagpala egyre alárendeltebb mennyiségben fordul elő, míg uralkodóvá válik egy világos árnyalatú, zöldesszürke színű, nagyon erősen foliált agyagpala. A fekete agyagpala ásványos összetételére 60–70% fehércsillám, 10–20% kvarc, ~5% klorit és alárendelten albit jellemző. A kőzetben goethit és szénült szerves anyag található a foliációs felületekhez társulva. A kőzet ~1%-os átlagos szervesanyag-tartalommal rendelkezik. Akcesszóriaként anatóz és világos kékeszöld-halványságra színű, tús habitusú epigén turmalin jelenik meg. A metagrauwacke törmelékeny összetételére a kvarc dominanciája, valamint a nagy mennyiségű neutrális vulkáni közettörmelék és plagioklász jellemző. Az agyagpala nagy mennyiségben fordulnak elő változatos méretű, általában szimmetrikus lencseszerű vörös színű klasztok, melyek szövetük és összetételük alapján eredetileg arkóza klasztok lehettek. A klasztok általában szemcsevázúak, amiben dominálnak a földpát utáni agyagásvány pszeu-domorfózák, de alárendelten kvarcot és közettörmelék szintén tartalmaznak. A pszeu-domorfózák határa nagyon gyakran elmosódik, pszeu-domátrixot alkotva. A klasztok ásványos összetétele az átalakulás mértéke szerint erősen változik, általánosan 10–50% fehércsillámot, 30–50% kvarcot, 5–20% albitot és alárendelten kloritot, valamint kaolinitet (dickitet?) tartalmaznak.

A kőzetre jellemző az eredeti üledékes lamináció bonyolult belső szerkezete, erős gyüredettség, valamint egy változó fejlettségű, hajladozó morfológiájú, a rétegzés irányától kismértékben eltérő irányú nyomásoldódási foliáció (S1). A mátrixban található filloszilikát szemcsék és ellapult kvarc szemcsék erős orientációt mutatnak, mely az S1 iránnyal megegyező folytonos foliációt alkot. A metaarkóza klasztok általában lapultak, megnyúlási irányuk a foliációval párhuzamos, néhol boudinage szerkezetűek. A jellemző klaszt tengelyarányok X/Z:~2,8; Y/Z:~2,7; X/Y:~1,03. X a legnagyobb rövidülés irányát, míg Z a legnagyobb megnyúlás irányát mutatják, és az arányok alapján a klasztok diszkoszzerű geometriájára utalnak.

A fakó agyagpala változat a 770–778 m közötti szakaszra korlátozódik, és alárendeltebb mennyiségben tartalmaz metaarkóza klasztokat, a metagrauwacke lencsék mennyisége a domináns. Bizonyos szakaszokban a klasztok mennyisége olyan jelentős, hogy a kőzet monomikt metakonglomerátumként is azonosítható. Az agyagpalára a filloszilikátok, azon belül is a klorit erős túlsúlya jellemző. A kőzet ásványos összetétele 30–50% klorit, 20–40% fehércsillám, 10–30% kvarc és 10–20% albit, alárendelt mennyiségben anatóz és goethit, helyenként turmalin. Az anatózszemcsék jellemzően pre- és szinkinematikus, míg a turmalinszemcsék szinkinematikus eredetűek. A kőzetben a szerves anyag és a goethit mennyisége alárendelt.

A kőzetre a fekete agyagpalával megegyező irányú másodlagos foliáció jellemző nyomásoldódási varratok és a filloszilikátok által kijelölt folytonos foliáció formájában. A fekete változattal szemben a klasztok nagyon gyakran enyhe monoklin szimmetriát mutatnak, valamint a kisebb klasztok és anatóz szemcsék peremén monoklin szimmetriájú, fehércsillám+klorit+kvarc összetételű nyomásárnyék

szerkezetek általánosak. A kőzetben változó vastagságú, a foliációt tekintve pretektonikus kvarcerek találhatók, melyek a foliációra közel merőlegesek. Az erek általában gyűrt szerkezetűek, a csuklózónak a foliációs felületekkel esnek egybe. A kvarcsemmék erősen unduláló kioltásúak és alszemcsés szerkezetűek, peremükön kisebb méretű deformációmentes neoblasztok találhatók. A relikum kvarc kristályok gyakran sajátalakú anatózszemcséket tartalmaznak.

4.2 Geotermobarometria

4.2.1 Szénült szerves anyag Raman spektroszkópiai vizsgálata

A szénült szerves anyag (szenes anyag) termometriai vizsgálatát az agyagpala mintákban diszperz formában és a foliációs felületek mentén nagy mennyiségben dú-sult autochton szemcséket használtuk fel. A szenes agyag autochton és allochton populációja egyértelműen elkülöníthető volt a Raman spektrumok (extrém és kiugró értékek) és a szemcsék morfológiai megjelenése alapján. A mintákban található autochton szenes anyag Raman spektrumának jellemző tulajdonsága, hogy az elsőrendű csúcsok keskenyek, kis félértékszélességgel rendelkeznek, és a D1 csúcs minden esetben nagyobb intenzitású, mint a G csúcs. A D2 csúcs minden esetben egy markáns vállként jelentkezik a G csúcs nagyobb hullámszámok irányába található oldalán. A másodrendű régióban az S1 csúcs az S2 csúcshoz viszonyítottan nagyobb intenzitással jelentkezik. Az extrém értékek szűrése után az autochton szenes anyag nagy spektrális homogenitása volt megfigyelhető, mely jó lehetőséget biztosított a különböző spektrális paramétereken alapuló empirikus termométerek alkalmazására. Munkánk során Beyssac et al. (2002), Rahl et al. (2005), Aoya et al. (2010) és Kouketsu et al. (2014) termométereit használtuk fel, mivel a szövetileg sugallt metamorf tartományban ezek adhatnak megbízható becslést a maximális hőmérsékletről (T_{max}). A dekonvolúció után meghatározott R1 (D1/G intenzitásarány) paraméter 1,498±0,26, míg az R2 (D1/G+D1+D2 csúcs alatti területarány) paraméter 0,644±0,05 értékkel rendelkezik (n=146). Beyssac et al. (2002) kalibrációjával számolt hőmérséklet 354,2±21,7 °C, Rahl et al. (2005) termométerével 344,2±36,4 °C, míg Aoya et al. (2010) kalibrációjával 356,0±21,5 °C adódott. Kouketsu et al. (2014), az elsőrendű rendezetlenségi csúcsok félértékszélességén alapuló termométerével számolt metamorf hőmérsékletek a D1 esetben 354,4±26,2 °C, míg a D2 csúcsot felhasználó termométernél 354,1±23,7 °C.

4.2.2 Agyagásvány „kristályosság” indexek

Mivel az etilén-glikollal kezelt preparátumok duzzadó fázist nem mutattak, így csupán a légszáraz diffraktogramok eredményét mutatjuk be. A <2 μm frakció ásványos összetételére a muszkovit+klorit+kvarc, bizonyos mintákban kaolinit (dickit?) jelenléte jellemző.

A képződményre jellemző fehércsillám d=10 Å-höz tartozó bázisreflexiójának kalibrált félértékszélessége (KIBasel) átlagosan 0,217±0,002 Δ°2θ, n=30 (CIS érték feltüntetése). A klorit d=7 Å-höz tartozó reflexiójának kalibrált félértékszélessége (ChCCIS7Å) 0,307±0,003 Δ°2θ, n=27. Megfigyelhető, hogy a fakó agyagpala minták 7 Å-ös FWHM értéke (0,286±0,001 Δ°2θ) számottevően alacsonyabb a fekete kőzetváltozatoknál (0,317±0,002 Δ°2θ). A klorit 002 reflexiójához tartozó félértékszélességek közül azokat

a mintákat nem vettük figyelembe, amelyek egyértelműen tartalmaznak 7 Å-ös fázist, mivel a klorit 002 reflexiójához tartozó csúcs átfed a kanditok 001 reflexiójához tartozó csúccsal, megnövelve ezzel az FWHM értéket.

Az instrumentális vonalszélesedés korrekcióját követően, a Scherrer-egyenlet (Klug, Alexander, 1974) alkalmazásával számolt átlagos krisztallit méret a fehérzsillám esetében a félértéknek megfelelően eltér a fakó agyagpalában (908 ± 32 Å, $n=12$) és a fekete agyagpalában (756 ± 22 Å, $n=15$). A kloritra jellemző, a 001 reflexióból számolt krisztallit méret a fakó mintáknál 820 ± 52 Å, $n=12$, a fekete mintáknál 588 ± 56 Å. A 002 reflexióból számolt érték 757 ± 18 Å, $n=12$ a fakó minták esetében és 505 ± 12 Å a fekete agyagpala esetén.

4.2.3. b_0 rácsparaméter — „geobarometria”

Sassi (1972) és Sassi és Scolari (1974) munkássága rámutatott, hogy a fehérzsillám $b_0=6d(060,331)$ paramétere pozitív korrelációt mutat a fehérzsillámban található szeladonit helyettesítés mértékével, amely erősen nyomásfüggő. Mivel a szeladonit helyettesítés a nyomás mellett erősen függ a hőmérséklettől és a kémiai rendszer összetételétől, így csupán bizonyos megszorítások (Guidotti, Sassi, 1986) alkalmazásával nyílik lehetőség a csillám képződésekor fennálló nyomásviszonyok becslésére. A vizsgált minták a termometriai vizsgálatok eredménye alapján epizónás átalakulást szenvedtek, továbbá nem tartalmaznak olyan ásványfázist, amelynek a jelenléte a módszer alkalmazhatóságát megkérdőjelezné, így a vizsgálat eredménye megbízhatónak tekinthető. A mintákban b_0 rácsparaméter átlagos értéke $9,019 \pm 0,003$ Å ($n=30$). A <2 µm frakción meghatározott $0,339 \pm 0,07$ $n=30$ $I(5\text{Å})/I(10\text{Å})$ kémiai index összhangban a b_0 értékkel a fehérzsillám fengites összetételét jelzik.

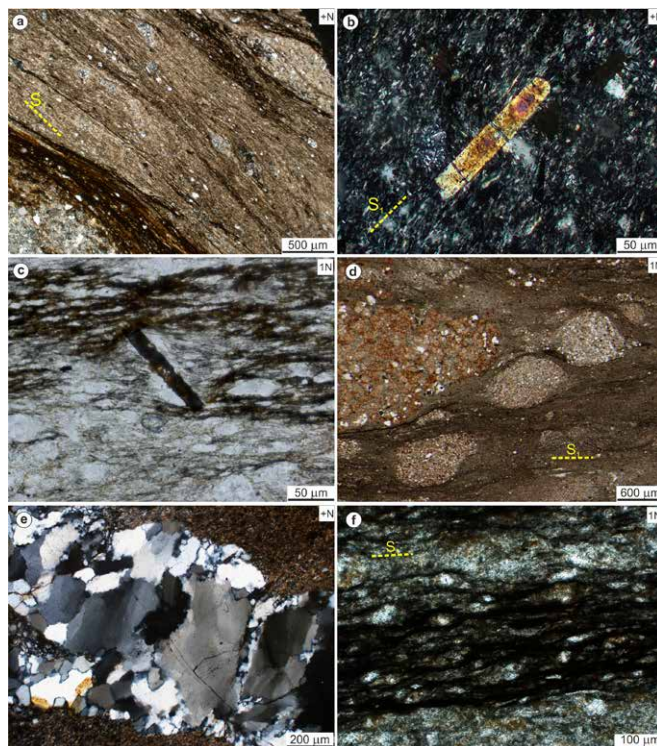
4.3 ^{40}K - ^{40}Ar kormeghatározás

A vizsgált agyagpala mintákból szeparált teljes kőzet és <2 µm szemcseméret frakción ^{40}K - ^{40}Ar kormeghatározást az MTA ATOMKI Környezet- és Földtudományi Osztályán működő nemesgáz tömegspektrométerrel végeztük. Mivel az előzetes vizsgálatok alapján a kiválasztott minták kimutatható mennyiségben egyedüli K-fázisként fehérzsillámot tartalmaznak, így megfelelőek a metamorf esemény korának becslésére. A mérések eredményeként kapott K-Ar korok $290 \pm 7,4$ millió évet adnak, amely egy variszkuszi-késő variszkuszi metamorf eseményt jelez.

5. Diszkuszió

5.1 Kiszokú metamorfózis

Az alkalmazott szenes anyag termométerek egységesen a képződmény ~ 350 °C körüli kiszokú metamorfózist jelzik. Ezzel összhangban mind a fehérzsillám kalibrált félértékisélessége ($KIB_{\text{Basel}} \sim 0,217 \Delta^\circ 2\theta$) kisebb az anchi/epizóna határra jellemző értékeknél ($KIB_{\text{Basel}} = 0,25 \Delta^\circ 2\theta$; Árkai, 1991; Warr, Rice, 1994; Árkai et al., 2000; Kübler, Jaboyedoff, 2000), ami a Raman termometria eredményeivel összhangban a képződmény epizónás kiszokú metamorfózist mutatja. Érdekes jelenség, hogy noha a klorit krisztallit méretek már epizónás metamorfózist sugallnak, a kalibrált FWHM értékek ($ChCCIS \sim 307 \Delta^\circ 2\theta$) azonban még inkább az anchi-epizóna határra jellemző értéket mutatnak. Ezzel párhuzamosan a filloszilikátok Scher-



1. ábra A Horváthertelend1 fúrás agyagpala képződményének jellegzetes mikroszerkezetei. a) Jól fejlett folytonos foliáció a 780,3 m-ről származó agyagpala mintában. b) A foliáció irányával párhuzamos metamorf turmalin lécs agyagpalában a 766,8 m-ről származó mintában. c) Aszimmetrikus kvarc+klorit nyomásárnyszerkezet anatóz körül, 774 m. Megfigyelhető az anatózszemcse körül kissé elhajló nyomási oldódásos foliáció. d) Enyhén szigmoidális arkóza és grauwacke klasztok a 777 m mélységből származó agyagpala mintában. A klasztok megnyúlási iránya párhuzamos a finomszemcsés mátrixban megjelenő foliációval. e) Dinamikus rekrisztalizációt szenvedett, a foliáció szempontjából pretektonikus kvarcér. A szemcsék erősen unduláló kioltásúak, és gyakran alszemcsés mikroszerkezetűek. 777 m f) Fejlett nyomási oldódásos varratokban dúsuló szénült szerves anyag és goethit a 753 m mélységből származó mintában

rer-egyenlettel számolt átlagos krisztallit mérete szintén jól jelzi az átalakulás mértékét, mivel a minták minden esetben jelentősen meghaladják az irodalmi adatok alapján (Warr, Rice, 1994; Árkai et al., 2000) anchi/epizóna határra jellemző doménméretet.

A kaolinit stabilitási viszonyait (Bjølrykke, 2014) figyelembe véve, megjelenése bizonyos mintákban a képződmény kiemelkedéséhez kapcsolódó, felszínközeli átalakulást jelzi. Erre utal a szenes anyaggal szoros szöveti kapcsolatban megjelenő goethit is, mely feltehetően pirit oxidációjával képződhetett.

A <2 µm frakción meghatározott b_0 értékek a képződmény közepes P/T körülmények között történő kiszokú átalakulását jelzik (Guidotti, Sassi, 1986), amely összhangban van a csillám $I(5\text{Å})/I(10\text{Å})$ arányának értékével, ami a fehérzsillám fengites összetételére utal. A közepes P/T gradiens egyértelműen jelzi a metamorfózis regionális jellegét, szemben az alapvetően kis nyomású kontakt metamorfózissal.

Noha a képződmény törmelékes összetétele és litológiája jelentős különbségeket (Mészáros et al., 2015) mutat a Szalatkai Agypala Formáció képződményével, a kapott termometriai eredmények nagy hasonlóságot jeleznek a

metamorf fok tekintetében. Fontos megjegyezni azonban, hogy a b_0 rácsparaméter értéke jelentősen nagyobb nyomást mutat a metamorfózis során, mint azt Árkai et al. (1995) a Szalatnaki Agyagpala Formáció esetében becsülték.

A képződmény variszkuszi metamorf kora a Szalatnaki Agyagpálával összevetve nagy hasonlóságot mutat. Egy feltételezett utólagos (ákár kréta) hidrotermás figyelembe véve az Árkai (1991) által bemutatott koradatok jól összehasonlíthatók lehetnek az általunk meghatározott variszkuszi-késő variszkuszi metamorf korhoz.

5.2 Képlékeny deformáció

A képződményben általánosan elterjedt döntően nyomásoldódási eredetű foliáció, a gyakori erőteljes gyüredezettség, valamint a filloszilikátok jól fejlett egységes orientációja a kőzettest tektonikus eredetű képlékeny deformációját jelzik. A kőzetben található metahomokkő klasztok ellapult és általánosságban szimmetrikus, lencseszerű megjelenése a deformáció alapvetően tiszta alakváltozásos (pure shear) jellegére utal. Ettől kissé eltérő a ~770–777 m közötti zónában található fakó árnyalatú agyagpala, melyben a metahomokkő klasztok általános enyhe szigmoidális alakja jellemző, ami a kissé aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetekkel társulva kismértékű egyszerű nyírásos (simple shear) komponens is sejtetnek a tiszta alakváltozás mellett. A prekinematikus kvarcerek erősen alszemcsés, unduláló kioltású szemcséinek peremén megjelenő kis szemcseméretű neoblasztkok, alacsony hőmérsékletű szemcsehatár vándorlásra (bulging recrystallization) utalnak (Stipp et al., 2002). A kőzetben megjelenő deformációs szerkezetek alapján a képződmény a maximális metamorf hatásnak megfelelő hőmérséklethez közel töréses-képlékeny (frictional-viscous) alakváltozást szenvedett, mely a klasztkok geometriai viszonyát figyelembe véve alapvetően többirányú megnyúlásos jellegű volt.

6. Összefoglalás

A vizsgálatok eredményeként megállapítható, hogy a Horváthertelend–1 fúrásban feltárt agyagpala képződmény ~350 °C epizónás, közepes nyomású, variszkuszi metamorfózist szenvedett. A kapott eredmények a Horváthertelendi- és Szalatnaki-egység képződményének összetételi különbségei ellenére is nagy fejlődéstörténeti hasonlóságot mutatnak.

Irodalomjegyzék

- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., Wallais, S. (2010): *Journal of Metamorphic Geology*, 28/9, 895–914.
- Árkai, P., Mata, M. P., Giorgetti, G., Peacor, D. R., Tóth, M. (2000): *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 531–550.
- Árkai, P. (1990): *Acta Geologica Hungarica*, 33/1–4., 43–67.
- Árkai, P. (1991): Doktori értekezés, Budapest, 190 p.
- Árkai, P., Lantai, Cs., Lelkes-Felvári, Gy., Nagy, G. (1995): *Acta Geologica Hungarica*, 38/4, 293–319.
- Balogh, K., Kovách, Á., Pécskay, Z., Svingor, É., Árkai, P. (1990): *Acta Geologica Hungarica*, 33/1–4., 69–78.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, N. (2002): *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 859–871.
- Bjølrykke, K. (2014): *Sedimentary Geology* 301, 1–14.
- Guidotti, C., V. Sassi, F., P. (1986): *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 153, 363–380.
- Judik, K., Árkai, P., Horváth, P., Dobosi, G., Tibljaš, D., Balen, D., Tomljenović, B., Pamić, J. (2004): *Acta Geologica Hungarica*, 47, 151–176.
- Judik, K., Balogh, K., Tibljaš, D. & Árkai, P. 2006: *Acta Geologica Hungarica*, 49, 207–221.
- Judik, K., Rantitsch, G., Rainer, T., M., Árkai, P., Tomljenović, B. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s00015-008-1303-z
- Klug, H., E., Alexander, L., E. (1974): Wiley-Interscience, New York 996 p.
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D., Wallais, S. (2014): *Island Arc*, 23, 33–50.
- Kübler, B., Jaboyedoff, M. (2000): *Earth and Planetary Sciences*, 331, 75–89.
- Nagy, Á., M., Tóth, T. (2012): *Central European Geology* 55/1, 1–22.
- Padan, A., Kisch, H., J., Shagam, R. (1982): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 85–95.
- Rahl, J., Anderson, K., Brandon, M., Fassoulas, C. (2005): *Earth and Planetary Sci. Letters*, 240/2, 339–354.
- Sassi, F., P. (1974): *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 18/2, 105–113.
- Sassi, F., P., Scolari, A. (1974): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 143–152.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S., M. (2002): *Geological Society, London, Special Publications*, 200, 171–190.
- Szederkényi, T. (1997): in HAAS, J. (1997) *Akadémiai Kiadó, Budapest* 298 p.
- Warr, L., N., Rice, A., H., N. (1994): *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141–152.
- Warr, L., N., Mählmann, R., F. (2015): *Clay Minerals*. 50, 282–285.