

AZ ALGYŐ–FERENCSZÁLLÁS–KISZOMBOR KRISTÁLYOS ALJZAT METAMORF FEJLŐDÉSE

Kondor Henrietta, M. Tóth Tivadar

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: kondor.henrietta@gmail.com

1. Bevezetés

A Pannon-medence aljzata a mezozoos–neogén többfázisú tektonikai fejlődésnek köszönhetően meglehetősen bonyolult, mozaikos felépítésű. Az elmúlt évtizedek kutatásai rámutattak arra, hogy a Pannon-medence részét képező, Magyarország DK-i területének aljzatát felépítő kőzettestek a fedő üledékes rétegek mellett szintén jelentős szénhidrogén készletekkel rendelkeznek, melyekben főként a repedezett vetőzónák játszanak fontos szerepet (pl. Dorozsma, Szeghalom, Mezősas–Furta, Kiskunhalas). Ezek a kristályos aljzati képződmények mind kőzettani felépítésükben, mind szerkezetükben bonyolultak, több, különböző metamorf fejlődéstörténettel jellemezhető kőzetblokk építi fel őket, amelyek között feltételezett posztmetamorf szerkezeti határok húzódnak.

A DK-Alföld szénhidrogén rendszerének megismeréséhez a medenceüledékek mellett kiemelten fontos részletesen ismerni a preneogén aljzat felépítését, különös tekintettel a fő metamorf kőzettípusokra. Kutatásunk célja a Magyarország legjelentősebb szénhidrogén előfordulásának aljzatát képező Algyő–Ferencszállás–Kiszombor kristályos kiemelkedés megismerése. A cél érdekében a területen fúrt valamennyi, aljzatos elért mélyfúrás elérhető fúrómagját és vékonycsiszolatát megvizsgáltuk, mely során meghatároztuk a területet felépítő kőzettípusokat, majd ásványkémiai és termobarometriai adatokkal összekapcsolva megalkottuk a terület metamorf fejlődéstörténeti modelljét.

2. Földtani, kőzettani áttekintés

Algyő–Ferencszállás–Kiszombor területe ÉNy–DK orientációjú kristályos hátat alkot ~2,0–3,0 km-rel a felszín alatt. A kristályos hátakat neogén normál vetők mentén Ny-ról a Szegedi-medence, K-ról a Makói-árok határolja. Algyő, valamint Ferencszállás és Kiszombor területe két különálló blokkot alkot, melyeket sekély almedence választ el egymástól.

A terület petrográfiai felépítéséről, metamorf fejlődéséről kevés információ áll rendelkezésünkre. A kristályos hátak legnagyobb részét gneisz és csillámpala építi fel, melyekben amfibolit betelepülések a jellemzők. Szembetűnő továbbá a Ferencszállás területén dokumentált gránit test, valamint a kőzetekbe nyomult telérrkőzetek és kapcsolódó turmalin dúsulások. Algyő területén jól lehatárolható blokkban zöldpala fáciesű progresszív fejlődésű klorit palát és retrográd fejlődésű epidot-tartalmú granitoid típusú kőzeteket írtak le (Szalay, 1977; Kondor, M. Tóth, 2021), melyek feltételezett szerkezeti határok mentén érintkeznek az ÉNy-i és DK-i gneisz blokkokkal. A gneisz és csillámpala kőzetek első metamorf eseményére Horváth és Árkai (2002) 520–560 °C és 820–1010 MPa P-T körülményt határozott meg, staurolit megjelenésével. A ferencszállási gneiszek második eseményére 570–650 °C és 600–900 MPa értéket, míg Algyő területére 650–680 °C és 500–600 MPa értéket határozott meg, mely a staurolit szétesésével kianit keletkezését eredményezte. A gneiszekben általánosan leírt kianit

szemcsehalmazokat Lelkes-Felvári és munkatársai (2003, 2005) andaluzit utáni pszeudomorfózákként értelmezi, míg Kondor és M. Tóth (2021) feltételezése szerint a kőzeteket ért regionális, amfibolit fáciesű metamorfózist követő magmás intrúzióhoz köthető, felfűtéssel és nyomás csökkenéssel járó kontakt metamorfózis (metaszomatózis) eredményeként keletkeztek. Sm-Nd koradatok alapján a gneiszek korai metamorfózisa perm korú lehet (273 ± 2 millió év), míg a második esemény másodlagos muszkoviton mért Ar-Ar hűlési korok alapján késő kréta (82–95 millió év) korú lehet (Lelkes-Felvári et al., 2003).

A késő kréta során a környező területeket gránit, granodiorit (banatit) intrúzió érintette (Szalay, 1977; Szederkényi, 1984). A gneiszekben leírt turmalin, muszkovit, valamint Mo, Sn, W dúsulásokat és kontakt metasomatikus felülbélyegzéseket Szederkényi (1984) ezen banatit intrúziók hatásaként értelmezi, azonban a Ferencszállás területén feltárt gránit testet idősebb, perm korúnak gondolja. Kondor és M. Tóth (2021) az algyői gneiszekben dokumentált posztkinematikus turmalint, továbbá a klorit palákban ércesedéssel együtt járó propilites átalakulást szintén egy fiatal gránit intrúzió metasomatikus, hidrotermás hatásaként értelmezi.

Geofizikai értelmezések szerint a terület tágabb környezetében lévő aljzati kiemelkedések NyDNy–KÉK irányban egy magkomplexum rendszerhez kapcsolódó blokkok sorozatát alkotják, melyek a magkomplexum kialakulása előtt a litoszférában eltérő kéregmélységben helyezkedtek el. Rumpel és Horváth (1988), Posgay és munkatársai (1996), valamint Tari és munkatársai (1999) feltételezése szerint a terület fő tömegét adó Algyői-hát miocén metamorf magkomplexum, melyre a gneiszekre meghatározott középső miocén, 17 ± 0,8 millió éves hasadvány-nyom (fission track, FT) korok is utalnak. Kondor és M. Tóth (2021) feltételezése szerint az algyői kristályos hátat felépítő eltérő metamorf fejlődésű blokkok a miocén extenzió során kialakult posztmetamorf normál vetők szerkezetek mentén kerülhettek egymás mellé.

3. Módszerek

3.1. Petrográfiai vizsgálat

Az átfogó petrográfiai vizsgálat elkészítéséhez a terület aljzatát elérő közel 150 db fúrás fúrómagját és vékonycsiszolatát vizsgáltuk meg, majd a pre-, szín- és posztkinematikus paragenezisek, a szöveti és mikroszerkezeti jellemzők alapján meghatároztuk a területet alkotó kőzettípusokat és azok kvalitatív metamorf fejlődését.

3.2. Analitikai módszer

Az ásványkémiai mérések az ELTE TTIK Központi Kutató és Műszeres Centrumában Quantax75 EDS-SDD műszerrel kombinált Hitachi TM4000Plus mikroszkópon készültek. A mérés során 15 kV-os gyorsítófeszültséget, 200 pA-os sugáráramot és 30 s mérési időt alkalmaztunk.

3.3. Termobarometria

A kőzetek P-T körülményének becslésére az ásványok kémiai összetételén alapuló, kalibrált termométereket és barométereket alkalmaztunk. A becslés során a kőzettípusok jó összehasonlíthatósága érdekében cél volt ugyanazon módszer alkalmazása, ez azonban az egyes metamorf eseményeket jellemző eltérő ásványparagenezisek miatt limitált. Hőmérséklet becslésére Ti-in-Bt (Henry et al., 2005; Wu, Chen, 2015) és gránát-biotit (GB) (Holdaway, Lee, 1977; Perchuk, Lavrenteva, 1983; Holdaway, 2000) termométereket alkalmaztunk, melyeket nyomás becslésére alkalmas biotit-muskovit (Wu, 2020), gránát (Wu, 2019), továbbá Si-in-phengite (Caddick, Thompson, 1997) geobarométerekkel kombináltunk. A kapott értékeket ezt követően minden módszer esetében a mérési eredmények mediánjával és interkvartilis (IQR) értékével jellemeztük.

4. Eredmények

4.1. Kőzettípusok

Az átfogó petrográfiai vizsgálatok alapján a terület legnagyobb tömegét gránátos paragneisz, gránátos, kianitos gneisz és andaluzitos gneisz építi fel. A *gránátos paragneisz*t főleg muszkovit, biotit, kvarc és földpát alkotja, melyek mellett szinkinematikus gránát porfiroblasztokat, valamint helyenként grafitot és piritet tartalmaz. Az ilmenit, rutil, apatit, titanit akcesszóriák mellett a legtöbb mintában nagy mennyiségben turmalin figyelhető meg. A kőzetben relikvifoliációs sík (S1) és muszkovit, biotit és grafit szalagok által jelölt S2 foliációs sík jellemző. A *gránátos, kianitos gneisz*eket uralkodóan kvarc, káliföldpát, biotit és muszkovit alkotja, melyek mellett gránát porfiroblasztokat és kianit aggregátumokat tartalmaznak. Akcesszóriás fázisként rutil, ilmenit, turmalin jellemző. A kőzet fő foliációs síkjával (S2) szöveget bezáróan egy korábbi foliációs sík is látható (S1). A nagyméretű gránát porfiroblasztok kvarc, biotit, muszkovit, rutil, ilmenit és staurolit zárványokat tartalmaznak. A tús, kisméretű kianit szemcsehalmazok jellemzően az M1 gránátok körül pszeudomorfózát alkotnak, vagy az S2 foliációs sík irányába rendeződnek. A kőzetben jellemzők a kisméretű gránát idiolblasztok is. Az *andaluzitos gneisz*eket uralkodóan szericit, muszkovit, kvarc, biotit és földpát alkotja, melyek mellett gránát és albit porfiroblasztok, valamint kianit és staurolit kristályokból álló aggregátumok figyelhetők meg. Az ilmenit, rutil, apatit akcesszóriák mellett nagy mennyiségben hintetten zónás idiomorf turmalin jellemző. A kőzetet kissé fejlett foliáció jellemzi, a foliációs síkot a muszkovit, szericit és biotit tartalmú kötegek, valamint kvarc és földpát tartalmú szalagok adják. A gránát porfiroblasztok erősen töredezték, nyírtak. A finomszemcsés kianit és staurolit kristályokból álló aggregátumok finomszemcsés fehér csillám által burkolt andaluzitra hasonlító rombusz, kereszt alakú, ujj-szerű pszeudomorfózákat alkotnak.

A fő kőzettípusok mellett jellemző kőzettípus a klorit pala, az epidotós gneisz és a metagránit. A klorit palát uralkodóan klorit, kvarc, alárendelten biotit és földpát alkotja, melyek mellett helyenként igen jelentős az epidot, valamint a hintetten megjelenő idiomorf, hipidiomorf magnetit, pirit és kalkopirit jelenléte. Az epidotós gneiszeket kvarc, földpát, muszkovit és kloritosodott biotit alkotja. A fő fázisok mellett jelentős az epidot és kloritosodott biotit mennyisége, melyek gyakran alkotnak földpát utáni pszeudomorfózákat. Az S1 foliációját a kloritosodott biotit és muszkovit adja. A földpát klasztok nagyméretű táblás, idiomorf megjelenésűek, dominánsan poliszintetikus plagioklász ikerkristályok. Jellemzők a mirmekites szövétű klasztok és a

poligonális szemcseilleszkedések is. A metagránit ekvigranuláris szövétű, gyenge S1 gneisz foliáció jellemzi. Uralkodóan kvarc, földpát, muszkovit és biotit alkotja. A kőzetben a gránitra jellemző szöveti jellegek figyelhetők meg (120°-os poligonális szemcseilleszkedés, mirmekites szemcsék, pertitesedett mikroklin).

4.2. Termobarometria

A területet felépítő három fő gneisz típus (gránátos paragneisz, gránátos, kianitos gneisz, andaluzitos gneisz) éltérő szöveti helyzetű parageneziseire végeztünk termobarometriai becsléseket (1. táblázat). Ez alapján a gránátos paragneiszek esetében gránát magjában és peremén, valamint a mátrixot alkotó paragenezisekre, a gránátos, kianitos gneiszek esetében a nagyméretű gránát szemcsékre (Gar₁), a mátrix anyagát alkotó korai Ms₁ + Bt₁ paragenezisre (Mátrix 1), a mátrixot alkotó, második metamorf eseményhez köthető Ms₂ + Bt₂ együttesre (Mátrix 2), valamint a kisméretű második generációs gránátra (Gar₂), továbbá az andaluzitos gneiszek esetében a gránát szemcsékre, a mátrixot alkotó Ms₁ + Bt₁ paragenezisre (Mátrix 1) és a mátrixot alkotó finomszemcsés Ms₂-ra (Mátrix 2) határoztunk meg P-T viszonyokat.

Henry és munkatársai (2005) kalibrációja mindhárom kőzettípus esetében jól alkalmazható módszer volt, ahol a geotermometriai számítás a biotit Ti és Mg / (Mg + Fe) arányán alapul. Mivel Wu és Chen (2015) biotit-muskovit geobarométerrel összekapcsolt Ti-in-biotit termométere Al₂SiO₅-tartalmú metapelitokra került kalibrálásra, a gránátos paragneiszek esetében nem volt alkalmazható. Henry és munkatársai (2015) becslése alapján a gránátos paragneiszek gránát magjában 558 ± 33 °C, a peremen 603 ± 3 °C, míg a mátrixban 588 ± 24 °C értékek adódtak. A gránátos, kianitos gneiszek mátrix anyagát alkotó Bt₁-re Henry és munkatársai (2015) alapján 600 ± 40 °C, míg a korai, nagyméretű gránát porfiroblasztokra 640 ± 0 °C adódott. Legmagasabb, 655 ± 25 °C hőmérséklet a mátrixban megfigyelhető nagyméretű Bt₂ lemezekre adódott. A kisméretű, második generációs gránát szemcsék (Gar₂) keletkezési körülményére 610 ± 38 °C érték volt meghatározható. A kőzetben Wu és Chen (2015) becslése minden szöveti helyzetre ennél magasabb hőmérsékletet adott. A módszer Al-szilikát fázistól mentes metamorf események meghatározására azonban bizonytalan becslést ad. A becslés alapján a Gar₂ szemcsék biotit zárványaira a legmagasabb, 633 ± 24 °C érték volt becsülhető, míg a Bt₂ lemezekre a legalacsonyabb, 478 ± 37 °C hőmérséklet volt meghatározható. A Gar₁ blasztokra 594 ± 43 °C, míg a korai Bt₁ lemezekre 572 ± 7 °C értékek adódtak. Az andaluzitos gneiszek esetében Henry és munkatársai (2005) Ti-in-Bt termométere alapján csak az első metamorf esemény hőmérséklete becsülhető, mivel a kőzeteken ért második metamorf esemény nem társult biotit keletkezésével. A finomszemcsés muszkovit keletkezési hőmérsékletének Ti-in-Bt alapú becslésére a vele kalibrált Bt-Ms geobarométerrel (Wu, Chen, 2015) van lehetőség, ahol a muszkovit szöveti megjelenése alapján különíthető el a két esemény. Henry és munkatársai (2005) kalibrációja alapján a gránát szemcsék zárványait alkotó biotit lemezekre 558 ± 3 °C hőmérséklet adódott. Wu és Chen (2015) kalibrációjának alkalmazására a gránát szemcsék erősen töredezett megjelenése miatt nem volt lehetőség. A mátrixban megjelenő nagyméretű M₁ és Bt₁ paragenezisre 545 ± 8 °C és 472 ± 87 °C értékek, míg a finomszemcsés, Ms₂ és vele előforduló Bt₁ lemezekre 548 ± 13 °C hőmérsékleti értékek adódtak.

Wu és Chen (2015) Ti-in-Bt termométerrel összekapcsolt Bt-Ms barométere alapján a gránátos, kianitos gneiszek Gar₁ zárványaira 7,5 ± 1,3 kbar míg a Ms₁ + Bt₁ paragenezisre 6,1 ± 1,4 kbar volt becsülhető. A késői, Ms₂ + Bt₂ együttesre 8,0 ± 0,9 kbar, míg az idiomorf Gar₂ blasztok zárványaira 5,0 ± 0,7 kbar nyomás adódott.

1. táblázat – Az alkalmazott termobarometriai becslések eredményei

Kőzettípus	Szöveti helyzet	Ti-in-Bt (°C)		GB (°C)			Bt-Ms (kbar)	Gar (kbar)	Si-in-phengite (kbar)
		(Henry et al., 2005)	(Wu, Chen, 2015)	(Perchuk, Lavente'va, 1983)	(Holdaway, Lee, 1977)	(Holdaway, 2000)	(Wu, Chen, 2015)	(Wu, 2019)	(Caddick, Thompson, 2008)
Gránátos paragneisz	Gar mag	558 ± 33	–	680 ± 23	702 ± 30	728 ± 31	–	11,5 ± 1,3	8,1 ± 0,5
	Gar perem	603 ± 3	–	587 ± 33	591 ± 41	626 ± 36	–	9,9 ± 0,5	–
	Mátrix	588 ± 24	–	590 ± 30	588 ± 36	625 ± 29	–	10,0 ± 0,7	7,3 ± 1,3
Gránátos, kianitos gneisz	Gar ₁	640 ± 0	594 ± 43	557 ± 33	547 ± 39	–	7,5 ± 1,3	–	6,3 ± 0,4
	Mátrix 1	600 ± 40	572 ± 72	587 ± 30	584 ± 38	–	6,1 ± 1,4	–	6,4 ± 0,8
	Mátrix 2	655 ± 25	478 ± 37	598 ± 18	597 ± 23	–	8,0 ± 0,9	–	4,3 ± 1,8
	Gar ₂	610 ± 38	633 ± 24	593 ± 23	591 ± 28	–	5,0 ± 0,7	–	5,2 ± 0,8
Andaluzitos gneisz	Gar	558 ± 3	–	559 ± 4	550 ± 6	579 ± 5	–	6,7 ± 0,1	–
	Mátrix 1	545 ± 8	472 ± 87	517 ± 0	546 ± 29	564 ± 26	4,1 ± 1,5	4,9 ± 0,6	5,3 ± 1,4
	Mátrix 2	–	548 ± 13	–	–	–	5,4 ± 0,2	–	5,8 ± 2,1

A kőzetek nyomás becslésére GASP barométer használatára egyik kőzettípus esetében sem volt lehetőség, mivel a gránátos paragneiszek nem tartalmaznak Al₂SiO₅ fázist, a gránátos, kianitos gneiszekben nem volt mérhető plagioklász földpát, továbbá az andaluzitos gneiszekben mért plagioklász földpát blasztok közel 100% albit összetételűek. Az ilyen típusú metapelitokra került kalibrációra Wu (2019) gránát barométere, mely a gránát kristályrácsán belüli nyomásérzékeny Fe²⁺-Ca²⁺ ioncserén alapul. A módszer jól alkalmazható volt a gránátos paragneiszek és az andaluzitos gneiszek esetében, melyek ásványkémiái mérések alapján magasabb Ca-tartalmú gránát szemcséket tartalmaznak. A gránátos, kianitos gneiszekre azonban nem alkalmazható, mivel azok gránát szemcséi közel Ca-mentesek, így minimum nyomás értékek számolhatók. Wu (2019) gránát geobarométerre Holdaway (2000) GB termométerével került kalibrálásra, így a kőzetek P-T viszonyai együttesen voltak meghatározhatók. Az eredmények alapján a gránátos paragneiszek gránát magjában 11,5 ± 1,3 kbar és 728 ± 31 °C P-T, a peremen ennél alacsonyabb, 9,9 ± 0,5 kbar és 626 ± 36 °C, míg a mátrixban 10,0 ± 0,7 kbar és 625 ± 29 °C P-T jellemző. Az andaluzitos gneiszek gránát magjában 6,7 ± 0,1 kbar és 579 ± 5 °C, míg a gránát perem és mátrixban 4,9 ± 0,6 °C és 564 ± 26 °C becsülhető.

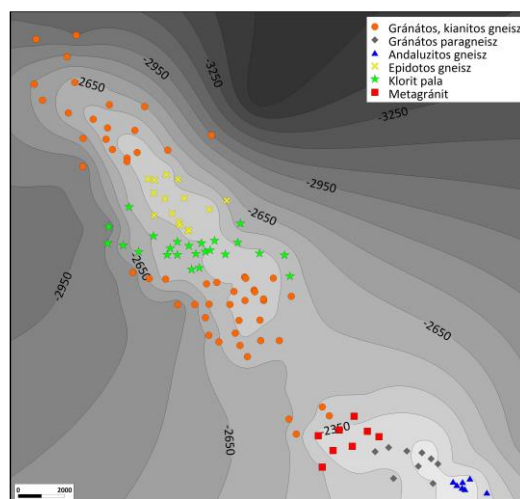
A kőzetek metamorf hőmérsékletének becslésére további Fe-Mg reakción alapuló GB termométereket is alkalmaztunk, melyek közül legkisebb szóródást Perchuk és Lavente'va (1983), valamint Holdaway és Lee (1977) termométere adta. A két módszer alapján származtatott értékek között jelentős különbség nem mutatkozik. A gránátos paragneiszek GB becslésére referencia nyomásként a gránát barométer alapján becsült nyomás értékeket vettük alapul. A gránát magban ~10–13 kbar esetén 680 ± 23 °C és 702 ± 30 °C, a gránát peremén ~9–10 kbar esetén 587 ± 33 °C és 591 ± 41 °C, míg a mátrixban ~9–10 kbar nyomás esetén 590 ± 30 és 588 ± 36 °C hőmérséklet értékek voltak meghatározhatók. A gránátos, kianitos gneiszek esetében a Bt-Ms geobarométer alapján meghatározott nyomás értékeket vettük alapul. A Gar₁ ~6–8 kbar nyomás körülményen 557 ± 33 °C és 547 ± 39 °C, míg a Bt₁ lemezekre ~5–7 kbar esetén 587 ± 30 °C és 584 ± 38 °C értékek voltak számíthatók. A Gar₂ blasztok és azok biotit zárványaira ~4–6 kbar esetén 593 ± 23 °C és 591 ± 28 °C, míg a mátrixban lévő Bt₂ szemcsékere ~7–8 kbar körülményen 598 ± 18 °C és 597 ± 23 °C hőmérséklet értékek határozhatók meg. Az andaluzitos gneiszek esetében a gránát szemcsék referencia nyomásként a gránát barométer alapján becsült nyomás értéket vettük alapul, így ~6–7 kbar esetén 559 ± 4 °C és 550 ± 6 °C hőmérséklet adódott, míg a mátrixban ~4–5 kbar nyomás esetén 517 ± 0 °C és 546 ± 29 °C hőmérséklet adódott.

A kőzetek nyomás becslésére Caddick és Thompson (2008) KFMASH rendszerben, az általános, alacsony-közepes metamorf fokú metapelitek muszkovitjára kalibrált Si-in-phengite barométerét is alkalmaztuk. A módszer a vizsgált kőzetek elem összetételét

figyelembe véve megfelelően alkalmazható módszerek bizonyult mindhárom kőzettípus esetén. A gránátos paragneiszek gránát peremére 8,1 ± 0,5 kbar, míg a mátrixban megjelenő muszkovit lemezekre 7,3 ± 1,3 kbar nyomás értékek adódtak. A gránátos, kianitos gneiszek Gar₁ zárványaira 6,3 ± 0,4 kbar, míg a Ms₁ szemcsékre 6,4 ± 0,8 kbar nyomást határoztunk meg. A Gar₂ zárványaira 5,2 ± 0,8 kbar, míg a Ms₂ lemezekre 4,3 ± 1,8 kbar nyomás érték adódott. Az andaluzitos gneiszek esetében gránát körüli, nagyméretű Ms₁ lemezekre 5,3 ± 1,4 kbar, míg a késői, finomszemcsés Ms₂-re 5,8 ± 2,1 kbar nyomás érték adódott.

4.3. A kőzettípusok térbeli kiterjedése

A területen azonosított fő kőzettípusok a ponttérképen való ábrázolás alapján jól lokalizálható területeken jelennek meg (1. ábra). A terület legnagyobb tömegét a gránátos, kianitos gneisz adja, mely az algyői kristályos hát ÉK és DNY-i oldalán, valamint Ferencszállás É-i részén jellemző. Ferencszállás K-i részének legjellemzőbb kőzettípusa a gránátos paragneisz, míg az andaluzitos gneisz Kiszombor területén jellemző kőzettípus. A kiskökü klorit pala és epidotos gneiszek kizárólag Algyő központi részén, jól körülhatárolható területen, míg metagránit a ferencszállási fúrásokban volt azonosítható.



1. ábra – A kőzettípusok térbeli kiterjedése

5. Diszkusszió

A vizsgált terület kőzettani szempontból rendkívül heterogén, eltérő metamorf fejlődéstörténettel jellemezhető különböző kőzettípusok építik fel. Mindazonáltal az elkülönített kőzetek között alkothatók csoportok úgy, hogy azok metamorf fejlődése legalább részben hasonló egymáshoz.

Minden szempontból unikálisnak tekinthetők a kizárólag az algyői magaslat központi területén egy tömbben megjelenő kis-közepes metamorf fokú képződmények, a klorit pala és az epidotós gneisz. Hozzájuk hasonló kőzetek a vizsgált területen nem fordulnak elő, így nyilvánvalóan önálló szerkezeti egységeket definiálnak. Metamorf fejlődésük lényegesen eltér a szomszédos kőzetestektől, így az azoktól elválasztó határuk feltételezett posztmetamorf, tektonikus.

A metagránit kivételével a kőzetek a metapelit, valamint a kvarc-földpát rendszerben keletkezett paragneiszek, csillámpalák. Korai progresszív metamorf fejlődésüket ugyanaz a paragenezis jellemzi; kvarc, földpát, biotit (\pm muszkovit) mellett a kőzetek rendszerint tartalmaznak gránátot, valamint rutilt és ilmenitet. A gránát kivétel nélkül minden esetben prekinematikus a fő foliációhoz viszonyítva. A különböző altípusok gneiszjei közötti ásványtani eltérés a protolit kémiai összetételének változékonyságára vezethető vissza.

A gránátos gneisz altípusok közötti számottevő eltérést a második metamorf esemény eredményeként keletkezett ásványok, ásványtársulások jelentik, melyek kiinduló kőzetét a monometamorf gránátos paragneiszek képviselik. A többi gneisz típus közös tulajdonsága, hogy keletkezésük minden esetben visszavezethető valamely intenzív felfűtéssel, esetenként metasztatikus felülbélyegzéssel járó eseményre.

A gránát utáni kianit minden vizsgált mintában rendkívül apró méretű szemcsék halmazaként jelenik meg. Bár a kianit a gránátnál nagyobb hőmérsékleten keletkezik, így regionális metamorf viszonyok között nagyméretű szemcséket kellene alkotson, a finom szemcseméret nagyon intenzív nukleációt és nagy fűtési rátát sugall. Ilyen fűtési ráta lényegében csak a metamorf tömegbe nyomuló magmás intrúzió környékén kialakuló kontakt metamorf környezetben lehetséges. A kianit kontakt metamorf/metaszatatikus hatásra történő keletkezését a feltételezhető metamorf ásványreakció is valószínűsíti. Metapelit rendszerben progresszív (hőmérséklet növekedésével járó) hidratációs (víz belépésével járó) metasztatikus reakció kizárólag kontakt viszonyok között mehet végbe.

A kiszombori fúrások jelentős részének speciális szöveti jellegzetessége az általános gránátos biotitgneiszben andaluzitra hasonlító rombusz, kereszt, ujj-szerű megjelenésű kianit + staurolit szemcsehalmazok jelenléte. Az andaluzit jellegzetesen kontakt metamorf ásvány, keletkezése kis nyomáshoz, nagy hőmérséklethez kötődik. Így, összevetve a kianittal, kialakulása hasonlóan növekvő hőmérsékletet, de az ott jellemzőnél kisebb nyomást feltételez. Az andaluzit utáni kianit helyettesítés a felfűtés lecsengéséhez köthető retrográd folyamat eredménye.

Szintén a teljes területre jellemző kontakt metamorf felülbélyegzés fontos szöveti bélyege a posztkinematikus turmalin szemcsék megjelenése. Metamorf kőzetekben turmalin, mint a legfontosabb bór-tartalmú ásvány alapvetően két módon keletkezik. Regionális metamorf viszonyok között, kémiailag lényegében zárt rendszerben, a protolit bór-tartalma használatos a nagyon széles P-T viszonyok között stabil turmalin keletkezésére. Erre szerves anyagban gazdag agyagos üledékekben esetenként elegendő bór található. Fontos megfigyelés, hogy a vizsgált gránátos gneiszekben pre- vagy szinkinematikus turmalin nem jelenik meg, azaz az ásvány keletkezése nem regionális metamorf folyamatok terméke. Minthogy a turmalin a teljes metamorf P-T fizikai térben stabil, keletkezésének kritériuma a rendelkezésre álló bór mennyisége (de la Cruz, 2021). Esetünkben, minthogy a protolitból nem keletkezett turmalin, a bór szükségképpen valamely külső forrásból származik. Ismerve, hogy a ferencszállási metagránit a környező gneiszekben megfigyelttel minden optikai tulajdonságában azonos turmalint tartalmaz, feltételezhető, hogy a bór forrása a gneisz tömegbe

nyomuló gránit magma lehetett. Világszerte ez a másodlagos turmalin legfontosabb keletkezési módja; ahol a metasztatikus átalakulás a greizenesedés, a keletkező kőzet pedig a greizen. A tömegesen megjelenő, posztkinematikus turmalin keletkezésének legfontosabb limitáló tényezője mindezek alapján a granitoid eredetű posztmagmás fluidumok által szállított bór rendelkezésre állása. Ez az intrúzió valamely nem túl széles, néhány 10, legfeljebb néhány 100 méteres környezetében jellemző.

A turmalin mellett a gneiszekben igen szembetűnő a foliációs síkok mentén irányítottan, illetve a metasztatizált mellékkőzet részekben igen nagy mennyiségben hintetten megjelenő tús, saját alakú ilmenit és rutil szemcsék. Posztkinematikus szöveti helyzetük alapján ezen ásványok keletkezése szintén nem köthető regionális metamorf folyamatokhoz. A turmalint is létrehozó greizenesedés során a földpát és biotit instabil fázisokká válnak, majd a metasztatizáció során kvarc + muszkovit együttesekké alakulnak. A biotit szétesése, mint a metapelitek fontos Ti tartalmú ásványa TiO₂ fázisok (rutil, ilmenit) keletkezését generálja. A legtöbb rutil/ilmenit ilyenkor a Ti-gazdag prekursor fázis szöveti helyzetének megfelelő pozícióban növekszik, megjelenését és mennyiségét a Ti-tartalmú fázis mennyisége limitálja (Rabbia et al., 2009).

Mindezek alapján Algyő, Ferencszállás és Kiszombor területén feltárt kőzettípusok egy egységes metamorf fejlődési modellben értelmezhetők, ahol a granitoid intrúzió és a befoglaló gránátos gneiszek kontakt metamorf kölcsönhatásának eredményeként kéregben elfoglalt helyzetüktől függően különböző gneisz típusok keletkeztek. Mivel ezen eltérő metamorf fokú és metamorf fejlődésű kőzettípusok jelenleg közel azonos mélységben egymás mellett helyezkednek el, az egyes kőzetanilag homogén blokkok között posztmetamorf szerkezeti határok feltételezhetők.

Irodalomjegyzék

- Caddick, M., Thompson, A.B. (2008): Contributions to Mineralogy and Petrology, **156**, 177–195.
- de la Cruz, E. (2021): Master Thesis, Department of Geosciences and Natural History Museum, University of Oslo, 149 p.
- Henry, D., Guidotti, C., Thomson, J. (2005): American Mineralogist, **90**, 316–328.
- Holdaway, M.J. (2000): American Mineralogist, **85**, 881–892.
- Holdaway, M.J., Lee, S.M., (1977): Mineralogy and Petrology, **63**, 175–198.
- Horváth, P., Árkai, P. (2002): Acta Geologica Hungarica, **45/1**, 1–27.
- Kondor, H., M.Tóth, T. (2021): Central European Geology, **64/2**, 91–112.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. (2003): Geologica Carpathica, **54**, 267–280.
- Lelkes-Felvári, G., Schuster, R., Frank, W., Sassi, R. (2005): Acta Geologica Hungarica, **48**, 371–394.
- Perchuk, L.L., Lavrent'eva, I.V., (1983): In: Saxena, S.K. (Ed.): Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Springer-Verlag, Berlin, 199–239.
- Posgay, K., Takács, E., Szalai, I., Bodoky, T., Hegedűs, E., Jánváriné, K.I., Tímár, Z., Varga, G., Bérczi, I., Szalay, Á. (1996): Geophysical Transactions, **40/1–2**, 1–44.
- Rabbia, O.M., Hernandez, L.B., French, D.H., King, R.W., Ayers, J.C. (2009): Mineralium Deposita, **4**, 849–866.
- Rumpler, J., Horváth, F. (1988): AAPG Memoir, **45**, 53–169.
- Szalay, Á. (1977): Acta Mineralogica–Petrographica, **23/1**, 49–69.
- Szederkényi, T. (1984): MTA doktori értekezés, 183 p.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Ștefănescu, M., Szafián, P., Tóth, T. (1999): Geological Society, London, Special Publication, **156**, 215–250.
- Wu, C.M. (2019): Minerals, **9**, 540
- Wu, C.M. (2020): Lithos, **372–373**, 105668
- Wu, C.M., Chen, H.X. (2015): Science Bulletin, **60**, 116–121.