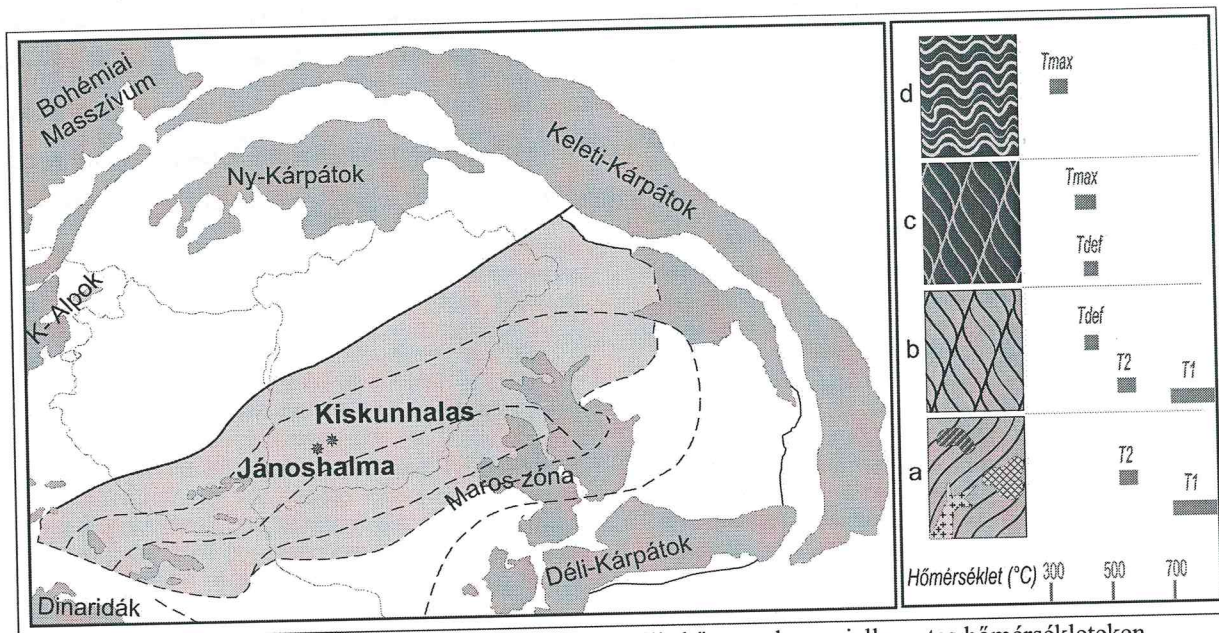


Túravezető

A szakmai nap célja az Alföld metamorf aljzatának három, fúrásokkal részletesen feltárt területének bemutatása. Köszönhetően a bonyolult, számos fontos részletében lényegében nem ismert szerkezetfejlődésnek, a teljes területet egymással kőzettanilag és metamorf fejlődésüket tekintve össze nem egyeztethető egységek építik fel, melyek térbeli kiterjeszhetősége erősen korlátozott. A bemutatásra kerülő részegységek határai nem ismertek, és bizonyosan nem fedik le a Tiszai Egység metamorf aljzatának teljes metamorf kőzettani változékonyságát.

A Kiskunhalas – Jánoshalma metamorf háta

A KIHA-JH területeken mélyült fúrások jól jellemzik a Duna-Tisza-köze déli részén ismert aljzati képződményeket (térkép). Mindkét terület megismerését az 1960-80-as évek során lemélyített szénhidrogén kutató fúrások maganyagának feldolgozása tette lehetővé. A KIHA-ÉK mező jelenleg is üzemelő repedezett szénhidrogén tároló. A túra során bemutatandó fúrómagok a kútadatok alapján kialakított ideális kőzetoszlop mentén mutatják be a terület kőzettani felépítését.



A terület elhelyezkedése a Pannon-medencében; A KIHA ideális kőzetoszlopa a jellegzetes hőmérsékleteken.

1. megálló – grafitos karbonátfillit

A KIHA-ÉK területre jellemző kistokú metamorf kőzet. Jellegzetesen sötétszürke-fekete és fehér kaotikusan gyűrt sávokból áll, ahol a sötét rész magas szerves anyag tartalmú (grafitos) elegyrészt jelent, míg a világos részeket dominánsan karbonát, alárendelten kvarc és szericit alkotja. Jellemző járulékos elegyrészként szulfid ásványok, főként pirit van jelen. A pirit kockák körül – helyenként makroszkóposan is megfigyelhetően (KIHA-ÉK-69/5) – kvarc anyagú, jól fejlett nyomási szegély jött létre. A kőzetre grafit termometriai módszerrel kapott maximális metamorf hőmérséklet $T_{max} = 370 \pm 15 \text{ °C}$. Árkai (1991) szerint a fillit kiindulási kőzete euxin fáciesű márga lehetett. A kőzetben található illit kristályosságai foka alapján valószínűsíthető a fillit metamorfózis utáni felszíni mállása (Árkai, 1991).

2. megálló – grafitos gneisz milonit

A kőzettípus a területen számos fúrásban ismert. Jellegzetesen sávos kőzet; szerves anyag (grafit) és szericit tartalmú sötétebb, valamint földpát, kvarc, karbonát, fehér csillám tartalmú világos részek váltakozásából áll. A kőzet biotitot nem tartalmaz, viszont jellemzőek a pirit kockák, melyek helyenként a karbonát fillithez hasonlóan kvarc anyagú nyomási szegélyt viselnek. Járulékos elegyrészek az apatit és cirkon. A kőzetben megfigyelhető számos mozgási indikátor, így az S/C milonitos foliáció, különböző extenziós nyírás és deformációs bélyegek (mikrobudináz, „bookshelf” (vagy dominó) szerkezet, dinamikus rekrisztalizáló kvarc szemcsék). Ez alapján a kőzettípus gneisz milonit. A litológia petrológiai

vizsgálatával két hőeseményt azonosítottuk; a maximális metamorf fok (grafit termometria alapján) $T_{max} = 410 \pm 45 \text{ }^\circ\text{C}$, míg a deformáció hőmérséklete (kvarc szutúra termometria alapján) $T_{def} \sim 440 \text{ }^\circ\text{C}$. A kőzet megjelenése, ásványos összetétele, valamint termometriai paramétere alapján a grafitos karbonátfillittől egyértelműen megkülönböztethető.

A kőzet rendszerint erősen töredezett, helyenként breccsás szövetű; gyakoriak a nyílt pórusterek. Mindezek mentén a magok gyakran olajnyomosak (KIHA-ÉK-37/2). A karbonátos fészkek mentén visszaoldódási nyomok jelentkezhetnek. A repedések cement anyaga rendszerint karbonát, melyet gyakran vöröses szennyeződés színez. Jellemző a breccsás szövetű, apró mellékkőzet darabokat tartalmazó érkitöltés is.

3. megálló – ortogneisz milonit

Az ideális kőzetoszlopban a soron következő litológia is tektonikus kőzet, azonban a grafitos gneisz milonittól ásványtanilag és relik szövetében is jelentősen eltér. A zöldes színű mintákat jellemzően biotit, klorit és szericit csillámok, valamint jelentős mértékben mállott földpát és erősen deformált kvarc szemcsék alkotják. Járulékos elegyrészként cirkon és apatit jelenik meg. A kőzet deformációs szöveti bélyegei megegyeznek a grafitos gneisz milonit esetében leírtakkal. A megőrződött relik szöveti bélyegek (mirmekit, idiomorf cirkon szemcsék) és az ásványos összetételbeli hasonlóság alapján a kőzet deformáció előtti protolitjaként az alatta elhelyezkedő ortogneisz valószínűsíthető. A kőzet milonitos deformációjának a hőmérséklete kvarc szutúra termometriai módszerrel $T_{def} \sim 470 \text{ }^\circ\text{C}$ -nek adódott.

Ez a litológiai egység is, hasonlóan a felette lévőhöz, gyakorta repedésekkel tagolt. Ezek azonban inkább egy-egy nagyobb törést jelentenek, melyekhez ritkán kapcsolódik nagyobb nyitott pórustér. Helyenként a magok olajnyomosak. Az ortogneisz milonitot a KIHA-ÉK mellett a JH-i fúrások is megmintázták (JhÚ-6).

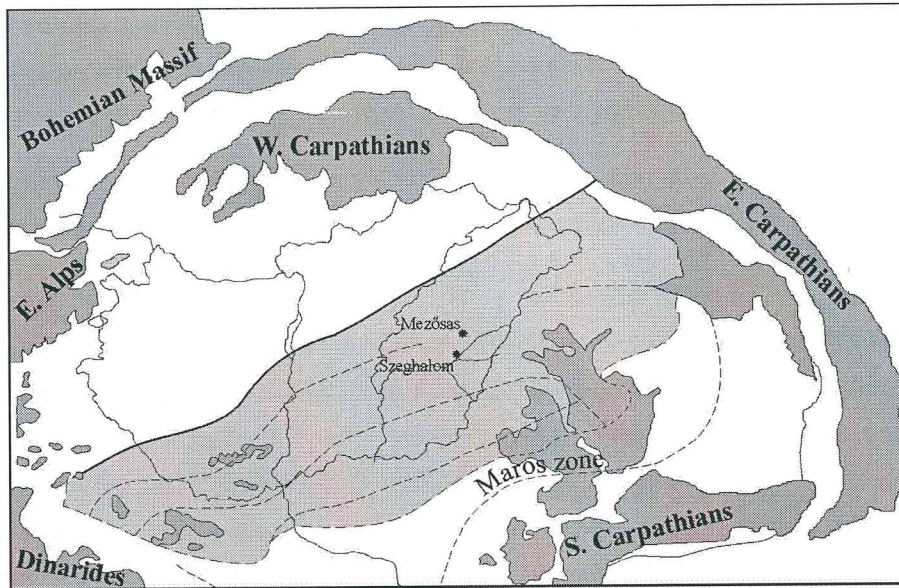
4. megálló – ortogneisz (mafikus xenolitokkal és gránit erekkel)

A KIHA-ÉK-i területen a kútadatok alapján a legalsó szerkezeti helyzetben ortogneisz jellemző. Kiskunhalason viszonylag kevés fúrás tárja fel ezt a kőzettípust, ezek szöveti jellemzői alapján a szomszéd JH-dóm ortogneiszével azonosítható, mely fúrásokkal jól feltárt és részletesen vizsgált (Zachar és M. Tóth 2004, Zachar et al. 2007). Az ortogneisz test maga nem egynemű, csillámszegényebb és csillámdúsabb, bontott és üde, illetve deformált és kevésbé deformált típusok különböztethetők meg. Metamorf fejlődése két eseménnyel jellemezhető: $T_1 = 700\text{-}850 \text{ }^\circ\text{C}$ és $P_1 < 0,65 \text{ GPa}$, $T_2 < 580 \text{ }^\circ\text{C}$. Az ortogneisz fontos szöveti jellemzője, hogy különböző metamorf történetű xenolitokat és xenokristályokat tartalmaz. Egyrészt erősen bontott amfibolitot (JhÚ-2,6,15, KIHA-3/6, KIHA-ÉK-18/1), másrészt jelentősen átalakult eklogitot (JhÚ-16) ($T = 710 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 2,6\text{-}2,7 \text{ GPa}$). Néhány minta nem deformált, csillámszegény gránit anyagú, ami alapján a területen poszmetamorf gránit intrúziók benyomulása tételezhető fel (KIHA-ÉK 52/6, JhÚ-14).

Az ideális kőzetoszlop mentén tapasztalható $\sim 200 \text{ }^\circ\text{C}$ maximális metamorf hőmérséklet különbség a termikus gradiens mértékétől függően 5-10 km mélységkülönbségnek felel meg (ábra). Ez és a milonit, mint tektonit jelenléte tektonikus határt feltételez a különböző litológiai egységek között. A nyírás zóna a szöveti jegyek alapján extenziós feszültségtérben, az ásványos összetétel alapján retrográd körülmények között, a T_{def} alapján hozzávetőlegesen 15 km mélységben lehetett.

A Szeghalom – Mezősas metamorf háta

A Szeghalom és a Mezősas metamorf háta a Békési-medencét északról szegélyező aljzat kiemelkedés központi tagjai. Kőzettani felépítésük és szerkezetfejlődésük lényegében azonosnak tekinthető.



A terület elhelyezkedése a Pannon-medencében

1. megálló – amfibolos biotitgneisz

A kőzetet a központi SzD kiemelkedés északnyugati és déli peremén, valamint az MFD területén legmagasabb szerkezeti helyzetben tárták fel a fúrások. Helyzete a végig maggal fúrt Szh-180 fúrásban egyértelmű, ahol alatta, ~ 10 méter vastagságú kataklázit zónát követően, szillimanitos biotitgneisz zóna települ. A kőzet eltérő vastagságú, homogén biotitgneisz, amfibolos biotitgneisz és amfibolit egységekből épül fel. Az azonos litológiájú szakaszok vastagsága általában több 10 cm, de nem ritka a csiszolat méretben felismerhető sávozottság sem. Bár összetételük szintenként eltérő protolitra utal, együttes megjelenésük indokolja közös tárgyalásukat. A maximális hőmérsékleten stabil ásványtársaság az amfibolitokban közepes metamorf fokot mutat; a rendszerint apró szemcsés, halványzöld amfibol és a plagioklász mellett gyakori akcesszória az epidot is. A stabil Ti-fázis az ilmenit, néhány biotit-dús mintában apró, üde gránátok is megjelennek. Néhány amfibolit minta feltehetően magmás eredetű, középszemcsés, zónás plagioklász táblákat, esetenként nagyméretű relikv amfibol szemcséket is tartalmaz. A gneisz szakaszokon kőzetalkotó ásványként jelenik meg a kvarc, a kétféle földpát és a biotit. Az amfibolit minták egy részén intenzív második metamorf esemény (D2) nyoma látszik. A jól fejlett palássági síkokat titanit, prehnit, esetenként pumpellyit megjelenése jelzi; a D1 amfibolok körül aktinolit nőtt.

2. megálló – szillimanitos biotitgneisz, gránátos amfibolit

A Békési-medencét északról határoló metamorf aljzat kiemelkedések központi részének jellemző kőzettípusa. A lepidoblasztos, helyenként granoblasztos szövetű kőzetet kvarc, kétféle földpát, biotit alkotja, a minták jelentős része tartalmaz gránátot és szillimanitot, míg a muszkovit az összes mintából hiányzik. Gyakori akcesszóriák a cirkon, a monacit és az apatit. Jellemzően polimetamorf kőzet. A biotit és szillimanit kötegek által kijelölt S2 fő palássági irány mellett a mátrixban megőrződött egy korábbi,

elsősorban a biotit és kianit szemcsék által definiált S1 irány is. Ez közelítőleg megegyezik a helyenként rezorbeált gránátokban található kvarc, rutil és kianit alkotta zárványsorok irányával. A szillimanitos biotitgneisz fejlődését tehát két markáns paragenezis, a D1 *bio + gar + ky + rt* utáni D2 *bio + sill + ilm ± gar* események egymásutánja jellemzi. A szillimanit, mint fontos indexásvány megjelenése esetén a képződmény azonosítása egyértelmű. Nem megfelelő ásványos, s ebből adódóan kémiai összetétel (Al, Fe/Mg arány) esetén a kőzet elkülönítése az ortogneisztől problémás, elsősorban az ott határozásra használt pozitív kritériumok hiánya alapján történhet.

Számos szeghalmi és mezőyasi fúrásban fordul elő egy masszív, durvaszemcsés amfibolit változat. Az esetek egy részében igazolható hogy mind alatta, mind fölötté szillimanitos biotitgneisz található. Feltűnő jellegzetessége, hogy amfibol és plagioklász mellett nagyméretű, rezorbeált gránátokat tartalmaz, melyeket helyenként teljes mértékben finomszemcsés *pl ± amph* aggregátum helyettesít. A gránátban, illetve a helyettesítő földpátban megőrződött rutil és ilmenit zárványsorok orientációja (S1) szignifikánsan eltér a mátrix amfibolok által definiálttól (S2). A relik paragenezis alapján felmerül a gyanú, hogy a gránátos amfibolit amfibolit fácies körülményei között átkristályosodott eklogit lehet. Ezért lényeges megjegyezni, hogy a kőzet a relik eklogit xenolitikok egyéb szöveti jellemzőit, mindenekelőtt az *amph + pl* szimplektitek jelenlétét nem mutatja.

3. megálló – ortogneisz

Az ortogneisz a Békési-medence északi peremét alkotó kristályos aljzat felépítésében az egyik leggyakoribb kőzettípus. Kőzetalkotó ásványai között a kétféle földpát mellett uralkodik a kvarc és a biotit, néhány mintában előfordul a muszkovit is. Fontos járulékos ásványai a cirkon, az apatit, a turmalin és az allanit. Intruzív magmás eredetűre számos szöveti bélyeg utal, melyek alapján a többi gneisz típustól egyértelműen megkülönböztethető.

A rendszerint granoblasztos szövetű kőzetekben igen gyakoriak a poligonális szövetű kvarc – K-földpát, ritkábban a plagioklász földpát halmazok. A szemcsék közel egyenes szemcsehatára, a 120° körüli szemcseilleszkedés egyensúlyi, mélységi magmás szövetre utal. A kőzet akcesszórius ásványai, elsősorban a cirkon és az apatit rendszerint sajátalakú szemcséket alkotnak, ami valószínűtlenné teszi a szemcsék szállítás általi koptatását, s így a protolit üledékes eredetét. Monacitot a részletes műszeres vizsgálatok sem mutattak ki. A cirkon gyakran jelentős mennyiségű apatit és kvarc zárványt tartalmaz. A K-földpátok sokszor pertites szerkezetűek, gyakran tartalmaznak mirmekites földpát zárványokat. A mirmekit relik helyzetét mutatja, hogy a gazdaásvány apofízái rendszerint mélyen benyomulnak a mirmekites szemcsékbe, aminek eredményeként a zárvány azonos optikai orientációjú szemcsék halmazára esik szét.

A mikroklinok mirmekit zárványai mellett az ortogneisz nagyszámú további, a feltételezhető granitoid anyagú protolittal nehezen összeegyeztethető relik ásványszemcsét tartalmaz. Igen gyakori a nagyméretű, rezorbeált szegélyű, gyakran rutil zárványos, részben klorittal és karbonát ásványokkal helyettesített, helyenként jellegzetes atoll szerkezetű gránát megjelenése. Általános a klinopiroxén, mely rendszerint amfibollal összenövésben jelentkezik, szemcséit esetenként zöld amfibol szegélyezi. Előfordul gránát és piroxén szemcsék együttes, szórt megjelenése az ortogneisz szövetében. Rendkívül gyakori az amfibol, ami minden esetben elszeparált, rezorbeált szemcsék, gyakran optikailag folytonos szemcsehalmazok formájában jelenik meg.

Mindezek a relik szemcsék és szöveti elemek a gneisz összetételétől markánsan különböző kémiai összetételű doméneket definiálnak, ami arra utal, hogy nem tekinthetők a kőzet megelőző metamorf

fejlődését megőrzött tartományoknak. Ez, és a későbbiekben részletesen tárgyalandó további indokok alapján a gneiszben megjelenő idegen szemcséket az egykori granitoid kőzet xenokristályainak tekinthetjük. A vizsgált ortogneisz így egyértelműen metamorf eredetűnek ítélnélhető relikvium ásvány szemcsét, megőrződött szöveti domént nem tartalmaz. A kőzetben csak egy foliációs irány ismerhető fel, így monometamorf képződmény. A palásságot a biotit mellett megnyúlt, plasztikusan deformált kvarc szalagok, hossz tengely szerint rendezett földpát szemcsék, esetenként muszkovit dús sávok definiálják.

Az ortogneisz a xenokristályok mellett különböző, elsősorban bázikus és ultrabázikus összetételű xenolitot is tartalmaz, kőzetzárványként. Mindezek között a leggyakoribb a gránátos amfibolit, és az amfibolit, de néhány aktinolit pala, antofillit pala, szerpentinit, felzikus granulit (Szh-15), eklogit (Szh-2, Köl-5, Szarvas-16) anyagú kőzetzárványt is felszínre hoztak a fúrások.

Bár a szakaszos magvétel és a zárványok viszonylag nagy mérete miatt az ortogneisz és a bázikus, ultrabázikus kőzetlencsék térbeli viszonya nehezen tanulmányozható, néhány minta esetén folyamatos átmenet mutatható ki a zárványok és a befoglaló ortogneisz között. A határ nem tektonikus, az érintkezés zónájától távolodva a nagyméretű amfibol, piroxén, gránát, zárványos földpát szemcsék mennyisége lecsökken, szemcsehatáruk zezugossá válik, a szemcse fragmentumok közötti teret poligonális földpát-kvarc mátrix tölti ki.

4. megálló – gránit

A fent ismertetett kőzettípusok mellett alárendelt szerepe van a rendszerint az ortogneisz tömeget átszelő, teléres megjelenésű, finom-, közép szemcsés mikrogránitnak. Nagyobb tömegben a SzD északnyugati részein jellemző, ezáltal valószínűleg összeköttetésben van a Füzesgyarmat, és esetleg a Biharnagybajom környékén feltárt granitoid testekkel. Teléres megjelenésének megfelelően főleg világos kőzetalkotókból (albit, ortoklász, kvarc) áll, színes ásványt alig tartalmaz. Genetikai szempontból fontos járulékos ásvány jelenlétét a vizsgálatok nem mutatták. Rendszerint középszemcsés, ekvigranuláris szövet jellemzi, melyben a kvarc intenzív plasztikus deformációt szenvedett. Mindezek alapján a kőzettípus a közepes fokú ortogneisz migmatitosodásával nem származtatható, posztkinematikus intruzív gránitnak tekintjük.

A részletes petrográfiai, kőzetkémiai, termobarometriai és szerkezetföldtani vizsgálatok igazolták, hogy a Békési-medence északi peremének vizsgált metamorf aljzat blokkjait alapvetően eltérő fejlődésű kőzettestek építik fel. A kiemelt háta északi lejtőjén, illetve a központi, déli fúrásokban legmélyebb szerkezeti helyzetben ortogneisz a jellemző. Az OG egységet peraluminios karakterű, mészkalkáli gránitból létrejött ortogneisz uralja. Az ortogneisz zóna legfontosabb jellegzetessége az eltérő litológiájú xenolitok, esetenként xenokristályok megjelenése. A rendszerint mafikus összetételű kőzetzárványok és a premetamorf gránit szoros genetikai kapcsolata alapján felmerülhet, hogy a kőzet migmatit. Ezt látszik erősíteni az amfibolit zárványok erősen kimerült geokémiai jellege, mely ezt a csoportot a resztitekhez teszi hasonlóvá. Másrészt, figyelembe véve az akár azonos fúrásból előkerült xenolitok szélsőségesen eltérő metamorf fejlődését is, kizárható a gránit és a xenolitok közös eredete; a kőzet bizonyosan nem migmatit.

A teljes OG egységben jellegzetes a gneisz posztmetamorf deformációja, mely a szöveti megfigyelések, s a monomineralikus kvarc szutúrák analízise alapján retrográd folyamatok során, ~ 400 – 450 °C hőmérsékletű nyírás eredményeként milontitot, majd további hűlés során az előző szerkezetet felülíró kataklázitot eredményezett. Az ortogneisz blokk késői töréshálózata mikroszerkezeti tulajdonságai, cementáció története és geometriai paraméterei alapján összevethető az SG és az AG egységek töréses szerkezeteivel.

Az SG egység döntő részben szillimanitos gneiszből áll. Protolitja geokémiai jellegét tekintve aktív kontinens peremre jellemző homokkő lehetett; a kőzetből az ortogneiszre jellemző relik intruzív szöveti bélyegek hiányoznak. A gneiszben felismerhető koegzisztens ásvány paragenézisek alapján fejlődését óra járásával megegyező P - T út jellemzi. A maximális nyomást a kőzettest a kianit stabilitási mezőben érte el ($T(P_{max}) \sim 750$ °C, $P_{max} \sim 8$ kbar), míg a kőzet jelenlegi palásságát meghatározó felülbélyegzés közel izoterm dekompresszió eredménye volt ($T \sim 670$ °C, $P \sim 5$ kbar). Valószínűleg az eredeti homokkőbe nyomultak a szillimanitos gneisszel együtt előforduló gránátos amfibolit protolitját képező bazalt telérek. A kőzet nagymértékben differenciált geokémiai jellege szubvulkáni eredetét erősíti. A gránátos amfibolit alapján rekonstruálható metamorf fejlődéstörténet megegyezik a befoglaló szillimanitos gneisz evolúciójával, így – a litosztratigrafiai megfigyelések mellett – igazolni látszik a két kőzettípus genetikai kapcsolatát.

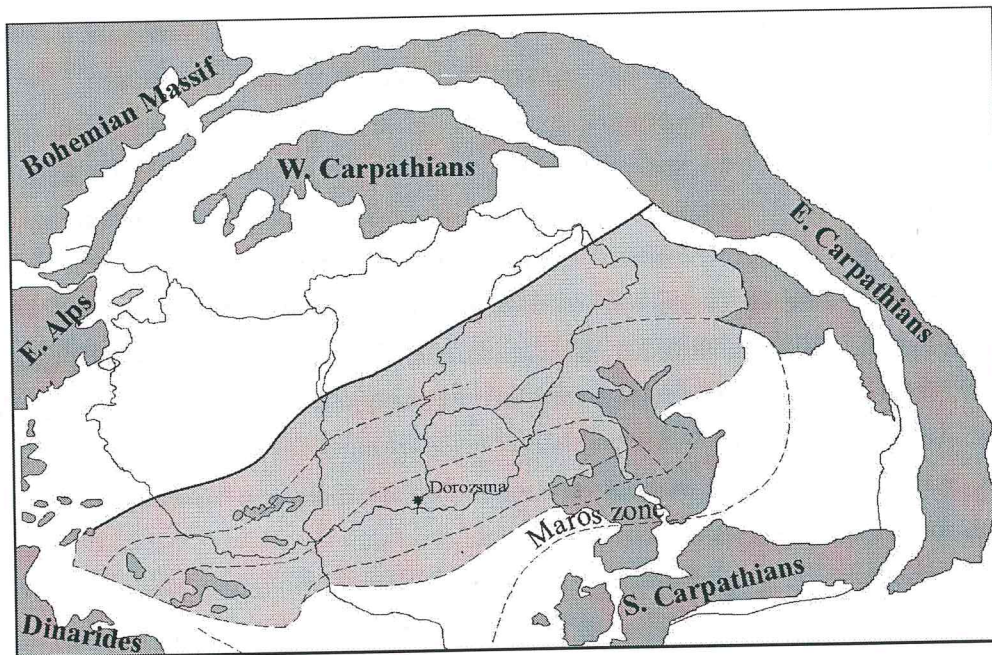
A legmagasabb szerkezeti helyzetben található amfibolos biotitgneisz egység mind litológiai felépítésében, mind rekonstruálható metamorf fejlődésében eltér a korábbi két egységtől. Az alapvetően amfibolit, amfibolos biotitgneisz és biotitgneisz váltakozásából felépülő kőzetoszlop egykori vulkanoklaszt sorozatként értelmezhető. Az amfibolit tagok kémiai összetételük alapján kis mértékben gazdagodott T-MORB bazaltok, ami a jelentős mennyiségű nem magmás anyagú protolittal együtt ív-mögötti medence környezetre utal. Az AG egység kőzetei monometamorf fejlődést mutatnak $T_{max} \sim 550$ °C, $P(T_{max}) \sim 4$ kbar mellett. Az alsó amfibolit fácies nem meghaladó metamorfózisra utalnak a kőzetben megőrződött relik, magmás eredetű zónás plagioklász és amfibol kristályok is.

Amint azt a folyamatos magvétellel mélyült Szh-180 fúrás anyagának részletes vizsgálata igazolja, az SG és az AG egységek határát széles kataklázit zóna jelöli ki. A nyírási öv mentén – elsősorban a felső, amfibolit anyagú kőzetekben – alacsony hőmérsékletű, jelentős mértékű hidratációval kísért metamorfózis zajlott, melynek hatására aktinolit, klorit, epidot, prehnit és pumpellyit keletkezett. A Ca-Al szilikát fázisokban megfigyelhető, a szemcsék pereme felé csökkenő Fe^{3+} koncentrációt mutató zonáció az átalakulás során csökkenő hőmérsékletet bizonyít, klorit termometriai számítások alapján a kistok felülbélyegzés esetében $T \sim 300$ °C volt.

Az AG egységre, s különösen annak amfibolit tagjaira jól fejlett, konjugált geometriát mutató töréshálózat jellemző.

A Dorozsma metamorf hát

A Dorozsma hát az Algyői kiemelkedést nyugat felől határoló terület jellemző kőzettani felépítését és szerkezetfejlődését reprezentálja. A dorozsmai aljzat – a földrajzi közelség ellenére – mindazonáltal az algyői magaslat metamorfikumával nem azonosítható.



A terület elhelyezkedése a Pannon-medencében

1. megálló – gránátos, kianitos gneisz és csillámpala

A dorozsmai fúrások által feltárt kőzetek túlnyomó része gneisz, melyek közös jellemzője polimetamorf jellegük. Megjelenésük, petrográfiai bélyegeik alapján két fontos altípus definiálható, melyek a Do-54. fúrás különböző mélység intervallumait jellemzik.

A fúrás felső szakaszára jellemző gneiszben az első felismerhető metamorf esemény reliktaiként $bio + rt + qtz \pm kfp \pm mu$ (fehér csillám) zárványos gránátok (gar_1) jelennek meg a kőzetekben. Ezekben a nagyméretű, rezorbeált szegélyű gránátokban a megőrzött prekinematikus palássági irány (S1) jelentős szöveget zár be a kőzet mátrixában megfigyelhető S2 foliációval. A gránátokban általánosan megfigyelhető, hogy míg a biotit a magban, a rutil a szemcsék pereme felé jelenik meg. Az S2 foliációt $bio \pm mu$ kötegek jelzik, emellett $kfp + qtz + pl \pm ky \pm gar_2$ jellemzi a második metamorf eseményt. A második foliáció (S2) mentén az S1 gránátok rendszerint elnyíródnak.

Szintén a D2 eseményhez kapcsolható a kőzet jelentős mértékű nyírása, amely során sávós gneisz, helyenként milonit jött létre. A kvarc hosszan elnyúlt szalagokba rendeződött, és a kétféle földpát is plasztikusan deformálódott. Erre utal a földpát porfiroklastok körül látható, megfelelő orientációjú csiszolatban aszimmetrikus elhelyezkedésű szárnyakat alkotó, kisméretű, rekrisztallizálódott földpát szemcsék tömege. Az így kialakult burkolt σ -klastok helyén új, statikusan rekrisztallizálódott, feszültség mentes, poligonális földpáthalmazok keletkeztek. Ezen szerkezetek közepén általánosan megfigyelhető az eredeti (S1) földpát porfiroklast. A földpátokhoz hasonlóan a kvarc is statikusan rekrisztallizálódott – a kvarc szalagokon belül az egyes szemcsehatárok általában egyenesek, gyakori az egyensúlyi, 120° körüli

szemcsetalálkozás.

A fúrás felső szakaszán megfigyelhető gneisz típusok lényegében azonos fejlődéstörténetet mutatnak; közöttük elsősorban ásvány arányokban figyelhető meg eltérés. Gyakori a gar_1 hiánya; a rt mátrixban való megjelenése azonban ilyenkor is utal az S1 fázis meglétére. A földpátok mennyiségének jelentős mértékű változékonysága valószínűleg kémiai – s így protolit – okokra vezethető vissza.

A Do-54. sz. alapfúrás anyagában előfordulnak néhányszor 10 cm vastag $qtz + kfp + pl$ dominanciájú kőzet betelepülések. Ezen fő kőzetalkotó ásványok mellett igen kis mennyiségben csillám ($mu + bio$), és akcesszóriák jellemzőek. A földpátok gyakran táblás megjelenésű, idiomorf, nagyméretű szemcséket alkotnak, ami granitoid eredetre utal. Ugyanakkor ezt a szerkezetet elmosás a korábban bemutatott összetett földpát rekrisztallizációs folyamatok, aminek hatására új, poligonális szövetű földpát szemcsehalmazok keletkeztek. A granitoid eredet mellett szól az akcesszóriás ásványok típusa és megjelenési formáik is; a leggyakoribb járulékos fázisok a cirkon és az apatit. Az apatit gyakran tús habitusú, a cirkon helyenként oszlopos, esetenként jól látható piramis lapokat is tartalmazó kristálykákat alkot. További jellegzetes akcesszóriák a turmalin, és a gránát, melyek megjelenése a korábbi szöveti bélyegekkel együtt pegmatit eredetre utal; a kőzettípus így metapegmatitnak minősíthető.

A Do-54. fúrás felső szakaszán a csillámpalák a gneiszekkel váltakozva jelennek meg, s a két kőzettípus fejlődése általában sok hasonlóságot mutat. Metamorfózisuk hasonlóképpen kétosztatú; tartalmaznak a fentieknek megfelelő S1 gránátokat, majd S2 $bio + mu$ jellemzi a kőzetet, melyben általánosan megjelenik a ky és a gar_2 is. A földpát mennyisége lényegesen alacsonyabb a gneiszben tapasztaltnál, ugyanakkor a fent részletezett statikus rekrisztallizáció itt is jellemző. A kianitot rendszerint az S2 palássággal párhuzamosan elhelyezkedő, kisméretű oszlopok jellemzik, így megjelenése a D2 eseményhez köthető. Feltűnő, hogy gyakran az S1 gránátokat körülölelő szemcsehalmazokként jelenik meg, s részben a gar_1 szétesésével keletkezik, esetenként a gránát után pszeudomorfózát is alkot.

2. megálló – dolomit márvány kataklázit

A Do-54. sz. fúrás, és a teljes dorozsmai terület legismertebb kőzettípusa a dolomit márvány. Minden korábbi feldolgozás (pl. T. KOVÁCS & KURUCZ, 1984; BALÁZS & TSAI., 1986) megemlíti, bár részletes petrológiai vizsgálatával nem találkozhatunk. A kőzet a Do-54. sz. fúrásban nagy tömegben a 14.-16. magszakaszok között jelenik meg. Emellett a teljes területen, jól követhető mélység horizontokhoz köthetően, számos fúrásban előfordul. Túlnyomó részben dolomit ásvány szemcsékből áll, de gyakran tartalmaz kvarcot és muszkovitot, esetenként a maximális metamorf fokot jelző index ásványként fehér interferencia színű Mg-kloritot és talkot is. Magasabb fokú mészsziilikát ásvány a kőzetben nem fordul elő. Rendszerint intenzíven nyírt kőzet, apró, zúzott szemcsék halmaza alkotja. Az esetek túlnyomó részében a nagyobb méretű szemcséken deformációs ikresedés is megfigyelhető, a nem deformált poligonális szövet igen ritka. A deformált dolomit szemcsék ugyanakkor – ellentétben a gneisz mintákban látott földpáttal és a kvarccal – nem rekrisztallizálódtak. Szintén teljes mértékben hiányzik a dolomit márvány kvarc szemcséinek statikus rekrisztallizációja.

3. megálló – amfibolit

A dorozsmai területen a nyírt dolomit zóna alatt meghatározóvá válik a metabázikus kőzetek jelenléte; a minták túlnyomó része amfibolos biotit gneisz és amfibolit. A nematoblasztos szövetű kőzetekben az amfibol és a jelentős mennyiségű plagioklász mellett mindig jelen van biotit és kvarc is (IV.74.e-j. ábra). Több

esetben előfordul apró méretű gránát (IV.74.i-l. ábra), a stabil Ti-fázis a titanit, némely mintában az ilmenit. Rutilt a minták nem tartalmaznak.

A dorozsmai területen a felső gneisz zónában, valamint az amfibolittal együtt megjelenő biotit gneiszekben a D2 deformáció eredményeként kialakult magas hőmérsékletű milonitban statikus rekrisztallizációval egyensúlyi földpát halmazok jöttek létre a deformált porfiroklasztok körül. A földpát rekrisztallizáció hőmérséklete a dolomit márvány horizont fölötti gneisz tömegben ~ 560 °C, míg alatta ~520 °C körül alakul. Ezzel a folyamattal szinkinematikus a kőzetet meghatározó S2 palásság kialakulása, melyet $bio+mu\pm ky$, ill. $bio+mu\pm Mg-chl$ definiál. A felső gneiszekben megfigyelhető $gar_1+rt \rightarrow ky+ilm$ átalakulás dekompreszióra utal; a szillimanit hiánya alapján $T_{max} \sim 560$ °C mellett $P_{Tmax} > 5$ kbar becsülhető a D2 eseményben. A metamorf tömeg alsó és felső zónája között jellemző T_{max} különbséget megerősíti az egyensúlyi amfibolitokra jellemző $amph+pl+gar+qtz\pm ilm$, illetve $amph+pl\pm chl\pm gar\pm bio$ ásványparagenezis is.

A dolomit márványból a D1 esemény fizikai viszonyaira jellemző ásványok mellett mindazonáltal hiányoznak az amfibolit fácies (D2) diagnosztikus mészsilikát ásványai is; > 500 °C mellett bármely XCO_2 esetén a tremolit megjelenése várható lenne kvarc tartalmú dolomárványban. Szintén nincs nyoma a nagymértékben deformált dolomit szemcsék statikus rekrisztallizációjának annak ellenére, hogy ez a folyamat > 450 °C mellett elkezdődik. Mindez arra utal, hogy a dolomit márvány a D1 és D2 folyamatokban nem vett részt, plasztikus deformációja nem a fenti evolúció eredménye. Így a dolomit márvány szükségképpen nem része az eredeti metamorf kőzetoszlopnak, csak annak polimetamorf kialakulása után, posztmetamorf mozgások eredményeként került jelenlegi helyzetébe.

Irodalom

- Árkai, P. 1991: Kishőmérsékletű regionális metamorfózis. MTA Doktori értekezés. Budapest.
- Zachar, J., T. M. Tóth 2004: Petrology of the metamorphic basement of the Tisza Block at the Jánoshalma High, S Hungary. – Acta Geologica Hungarica, 47/4, pp. 349-371.
- Zachar, J., T. M. Tóth, M. Janák 2007: Kyanite eclogite xenoliths from the orthogneiss terrane of the Tisza Megaunit, Jánoshalma area, crystalline basement of southern Hungary. – Lithos, 99, pp. 249-265.