

REPEDEZETT, METAMORF KŐZETTESTEK KOMPLEX VIZSGÁLATA A TISZAI EGYSÉG ALJZATÁBAN

Zárójelentés

A KUTATÁSOK CÉLJA

A kutatási projekt négy mintaterületen a Tiszai Egység döntően metamorf képződményekből álló repedezett aljzatának komplex vizsgálatát célozta. A kőzettani vizsgálatok célja a lehetséges protolitok jellemzésén és a kőzetek polimetamorf fejlődésének (P - T - d - t) fő állomásainak azonosításán keresztül az egyes mintaterületek esetén releváns kőzetváz modell kialakítása volt. A geológiai információ kiterjesztésének másik lehetséges útja a lyukgeofizikai és a szeizmikus szelvények értelmezésén, a szeizmikus attribútumok vizsgálatán és értelmezésén alapul. Ennek eredményeként a különböző kőzettípusok térbeli határai, a szerkezetfejlődés fő eseményei különböző léptékben (kőzetmag, geofizika) összevethetőkké válnak megteremtve az egységes térbeli modell lehetőségét. A kőzettani és geofizikai adatok együttes kezelésével előálló, az egyes részterületekre érvényes szerkezetfejlődési és kőzetváz modell szolgáltatta az alapot a projekt másik fő vizsgálati területének, az aljzaton átjáró repedésrendszerek szerkezetföldtani és matematikai alapú vizsgálatának. A repedésrendszer hidraulikai szerepének földtani léptékű nyomait rögzítik azok az érkítő ásványok, melyek ásványkémiai és fluidum-zárvány vizsgálata a metamorf kőzetest paleohidrológiai viselkedésének rekonstrukciójához vezet. Ennek alapján kijelölhetők az aljzatba szivárgó fluidum típusok, térbeli és időbeli fejlődésük, a migráció során bekövetkező fizikai és kémiai változások, a kommunikáló és nem kommunikáló törésrendszerek. A töréshálózat szimuláció eredményeként előálló 3D törésmodell alapján származtatható paraméterek (REV, porozitás, permeabilitás tenzor) pedig lehetőséget adnak a repedezett metamorf aljzat blokkok recens hidraulikai viselkedésének jellemzésére. A kutatási projekt fő egységei mindezek alapján a kőzetváz és a töréshálózat jellemzését, a paleohidrológiai, valamint a recens áramlási viszonyok tisztázását célozták.

MINTATERÜLETEK

A fenti vizsgálatokat a Tiszai Egység metamorf aljzatának alábbi részterületeire koncentráltak:

- Metamorf aljzat-kiemelkedések a Békési-medence északi peremén;
- Dorozsma metamorf hát;

- Jánoshalma metamorf hát;
- Görcsönyi-hátság aljzata (Baksa-2, Gyódi Szerpentin).

A PROJEKT EREDMÉNYEI

A projekt témájában a futamidő alatt 1 MTA doktori (M. Tóth Tivadar: Békési-medence északi pereme, Dorozsma) és 3 PhD (Zachar Judit: Jánoshalma, Kovács Gábor: Gyód, Fintor Krisztián: Baksa-2) dolgozat született, 1 további PhD értekezés hamarosan beadásra kerül. Kutatásaink eredményeit ezek mellett 36 publikációban foglaltuk össze. A projekt legfontosabb megállapításait mindezek miatt a fenti disszertációk alapján mutatjuk be.

A Békési-medence északi peremének metamorf aljzat blokkjai

A kőzetváz evolúciója

A részletes petrográfiai, kőzetkémiai, termobarometriai, szerkezetföldtani és geokronológiai vizsgálatokkal igazoltuk, hogy a Békési-medence északi peremének vizsgált metamorf aljzat blokkjait alapvetően eltérő fejlődésű kőzettestek építik fel. A kiemelt hátaik északi lejtőjén, illetve a központi, déli fúrásokban legmélyebb szerkezeti helyzetben ortogneisz a jellemző. Az *OG* egységet peralumíniumos karakterű, mészkalkáli gránitból létrejött ortogneisz uralja. Az egykori intruzív kőzetre egyértelműen utalnak a mirmekites, pertites földpát szemcsék, a poligonális kvarc-földpát szemcsehalmazok, valamint az idiomorf alakú akcesszórius fázisok (cirkon, apatit). 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.

Eltérő *P-T* fejlődésű kőzetzárványokat tartalmazó, peralumíniumos gránit eredetű ortogneiszek különösen jellemzőek a szubdukciós-akkréciós (Alaszka típusú) orogén övekben (OCHSNER, 1993). Alternatív forgatókönyvként, figyelembe véve azt a megfigyelést is, miszerint a kőzetzárványok egy része magas nyomású korai metamorf fejlődést mutat, felmerül a teljes ortogneisz zóna *HP* evolúciójának, majd későbbi relaxációjának modellje is. A mélybe szubdukáló kontinentális kéregdarabok lehetőségére a kínai Dabie Shan komplexum részletes vizsgálata hívta fel a figyelmet (CARSWELL & TSAI., 1997; TABATA &

TSAL., 1998), ahol az akcesszórius fázisok szemcséi (mindenekelőtt a cirkon) relikv *HP* zárványokat tartalmaznak. Bár esetünkben egy hasonló típusú fejlődés lehetőségét nem lehet egyértelműen elvetni, az általunk vizsgált cirkon szemcsékben magas nyomásra utaló ásványokat nem találtunk, a zárványok kvarc és apatit anyagúak.

A mindezek alapján az *OG* egység eredetére legvalószínűbbnek tartott szubdukciós-akkréciós modell szerint a szubdukció során az alábukó lemez felforgácsoló anyag és a nagy mennyiségben felhalmozódó üledék miatt az akkréciós prizma anomálishan kiszélesedik (KEAREY & VINE, 1996), aminek eredményeként a szubdukciós front az óceán irányába hátrálni kezd. Így az alábukó, majd a kis sűrűségükből adódóan felemelkedő kőzetblokkok az akkréciós prizma alján dokkolódnak (COWAN & SILLING, 1978), s az általuk szállított, eltérő metamorf állapotú óceáni lemez eredetű bázikus, ultrabázikus kőzetforgácsok szintén a prizma anyagát gazdagítják.

A köpeny eredetű magma intrúziók az akkréciós prizma alján granulit fáciesű metamorfózist okozhatnak, amivel helyenként a melanzs üledék anyagának megolvadása is együtt jár. Az M-típusú (köpeny eredetű) és S-típusú magmák keveredésével keletkező granitoid olvadékok (CASTRO & TSAL., 1991) az akkréciós prizma belső szerkezetének függvényében felemelkednek, miközben különböző eredetű kőzetdarabokat ragadnak magukkal. Ezek alkotják a peralumíniumos karakterű granitoid testben a jellegzetesen eltérő metamorf fejlődést mutató xenolitokat (ZURBRIGGEN, 1996).

A Békési-medencét északról határoló aljzat blokkokban általános ortogneisz esetében elfogadva az akkréciós-szubdukciós modell által vázolt genetikát, a különböző *P-T* evolúciót mutató amfibolit, gránátos amfibolit, eklogit, granulit (és a részletesen nem vizsgált további összetételt mutató) xenolitok, valamint a xenokristályok az egykori széles akkréciós prizma melanzs anyagát képviselik. Az akkréciós prizma felfűtésével, s a gránit magmatizmussal függ össze az összes vizsgált xenoliton kimutatható *HT-LP* metamorf felülbélyegzés (~ 680 °C, ~ 3 kbar). A gneisz terrénium minden vizsgált kőzete alapján azonosak a fő palásságot eredményező metamorf felülbélyegzés fizikai körülményei (~ 550 °C, 3 kbar) is; a deformációs esemény a gránit pluton közel izobár hűlése során érte a komplexumot.

A modell alapján értelmezhetők az *OG* egység izotóp geokronológiai adatai is. A xenolitok ~ 330 Ma K/Ar kora feltehetően az akkréciós prizmában történt lehűlés idejét rögzíti, amit a gránit intrúzió csak a kisméretű kőzetzárványok és xenokristályok esetében tudott felülírni (300 Ma). Az intrúziós test 3 kbar nyomáson történt izobár lehűlése a korábbiak alapján ~ 6.0 °C /Ma rátával zajlott, átlagos sűrűségviszonyokat feltételezve ~ 10 km mélységben.

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 reliktn 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 paláságát 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 korai, magasabb nyomású esemény koráról nincs információnk. A monacit geokémiai korok alapján közelítőleg 330 millió évre datálható a második metamorf esemény időpontja, míg a K/Ar adatok a retrográd fejlődés két kitüntetett pontját rögzítik. A számított hűlési ráták a teljes retrográd úton lényegében azonosnak tekinthetők ($\Delta T/\Delta t \sim 2.5$ °C/Ma).

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. Számos egyéb geokémiai indok mellett erre mutat az amfibolitokban tapasztalható kismértékű Nb-gazdagodás (SAUNDERS & TARNEY, 1979; LE ROEX & TSAI, 1983), a pozitív Zr-anomália, és a tektonikai jellegek – diszkriminációs diagramok szerint – kevert megjelenése is (WEAVER & TSAI, 1979).

Az AG egység kőzetei monometamorf fejlődést mutatnak $T_{max} \sim 550 \text{ }^\circ\text{C}$, $P(T_{max}) \sim 4$ 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 (kb. 10 m) 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 $T \sim 300 \text{ }^\circ\text{C}$ volt. Az AG egység retrográd hűlése a $\sim 3.1 \text{ }^\circ\text{C/Ma}$ gradiens mentén zajlott. Az AG egységre, s különösen annak amfibolit tagjaira jól fejlett, konjugált geometriát mutató töréshálózat jellemző.

Az egyes egységeket elválasztó tektonikus zónák szeizmikus és lyukgeofizikai szelvényeken és fúrómag léptékben is megbízhatóan nyomozhatók mind az AG-SG, mind az SG-OG határ esetében; rendkívül bizonytalan ugyanakkor a két tektonikus esemény időbeli kapcsolata. A magvizsgálati eredmények alapján bizonyos, hogy az AG-SG határ magasabb hőmérsékletű (zöldpala fácies, prehnit-pumpellyit fácies) tartományt képvisel csökkenő hőmérséklet mellett. Az SG-OG határon másrészt a kvarc szemcsék törés deformációja jellemző ($< 270 \text{ }^\circ\text{C}$), s a kataklázit kalcit cementjének elsődleges fluidum zárványai alapján SCHUBERT (2003) ezzel koherens $\sim 250 \text{ }^\circ\text{C}$ homogenizációs hőmérsékleteket detektált.

Elfogadva tehát a vizsgált területen a D1 eseményt követő folyamatok egyöntetűen retrográd jellegűt, a határokon keletkezett kőzetek termometriai becslési eredményeit, valamint a szeizmikus értelmezéseket, a magasabb hőmérsékletet jelző AG-SG határt idősebbnek tételezzük fel. Egyúttal feltételezzük, az ortogneisz blokkra a már egységes AG-SG blokkok tolódtak.

Paleohidrologiai evolúció

A metamorf aljzat összetett szerkezetfejlődésének eredményeként fő vonalaiban előállt az a ma ismert felépítésű kőzetváz, mely mind a földtörténeti múltban, mind napjainkban különböző fluidumok tárolásának és áramlásának fontos médiuma volt. Az alábbiakban előbb áttekintjük a paleohidrologiai evolúció meghatározó lépéseit, majd – ennek mintegy

folytatásaként – kísérletet teszünk a recens áramképet meghatározó tulajdonságok felvázolására is.

Mint azt a projekt során megmutattuk, a vizsgált metamorf hátak D3 repedésrendszerét lényegében egységes ásványtársaság cementálta. Ezek elemzése rámutatott, hogy a kloritól (< 300 °C) a kvarcon (> 150 °C → ~ 120 °C) keresztül a cc2 kalcitig (< 50 °C) az erek keletkezése fokozatosan csökkenő hőmérséklet, feltehetően folyamatos kiemelkedés során zajlott. A kis anyagmennyiség miatt a paleohidrologiai fejlődéssel kapcsolatban kevés információnk van a korai fázisokkal kapcsolatban, a kvarc és a cc2 kalcit fázisok elemzése ugyanakkor fontos részletkérdésekre is választ adott.

A kvarc fluidum zárvány együtteseinek vizsgálatával öt egymást követő fluidumot lehetett elkülöníteni, melyek a SzD különböző területein jelennek meg. Az 1., 2., 3. generáció kizárólag a hát északi oldalán, az ortogneisz repedéseiben mutatható ki. A 4. generáció a hát teljes területén jellemző, míg délen elsődleges zárványokat alkot, északon kizárólag a kvarc behegedt repedéseiben csapdázódott. Az utolsó, kondenzátum jellegű szénhidrogén jelenléte csak a hát déli és északkeleti területén igazolható. Bár az a tény, hogy valamely fluidum adott kvarc kristályban nem jelenik meg zárvány formájában, nem szükségképpen bizonyítja az adott fluidum egykori hiányát az adott területen, a fenti eredmények nagymértékben széttagolt aljzati rezervoárt valószínűsítenek. Mindez alátámasztja a töréshálózat modellezés eredményeit, miszerint a feltöltődés során a metamorf aljzat repedésrendszere nem alkotott kommunikáló hálózatot, benne egyidőben, egymással kapcsolatban nem lévő részrendszerek léteztek egymás mellett. Megfigyeléseink szerint a szénhidrogén zárványokat tartalmazó kvarc kristályok szisztematikusan az amfibolit testekben jelentek meg, ami – a modellezés eredményeivel együtt – megerősíti, hogy a repedezett aljzat hidrodinamikai rendszere alapvetően litológiai kontroll alatt állt. Az amfibolitok repedésfal-menti jelentős mértékű retrográd átalakulása arra utal, hogy az infiltráló fluidum és a kőzet nem volt kémiai egyensúlyban egymással. Így a repedésekben kivált kvarc egyik lehetséges forrása maga a mellékkőzet lehetett.

Az egyes olajtípusok térbeli eloszlásánál kevésbé egyértelmű a 4. fluidum generáció csapdázódásának időbeli korrelációja, mivel a központi blokkban elsődleges, míg északon másodlagos zárványokat alkot. Amennyiben feltételezzük, hogy a kvarc kristályok mikrotörései a teljes területen azonos tektonikai eseményhez kapcsolhatók, a HC4 és AQ4 fluidum a hát északi oldalán fiatalabb, mint délen. Ettől eltérő fejlődésre következtethetünk, amennyiben feltételezzük, hogy a hát központi területén a kvarc kristályosodása fiatalabb az

északon általános korai barna kvarc szemcsék repedezettségének kialakulásánál. Ebben az esetben a HC4 és AQ4 fluidumok közel egyidejűek lehetnek a hát teljes területén.

Mindezek alapján a kvarc kristályosodása egymással nem kommunikáló repedés alrendszerekben az aljzat folyamatos kiemelkedése közben, a szomszédos üledékes medencék felől lassan áramló komplex összetételű (víz + olaj + gáz + bitumen) rendszerben történt. Az egyes rezervoárokból többször is változott a fluidum összetétele, s egyazon időben többféle szénhidrogén is tartózkodott az aljzat repedéseiben.

Az aljzat legkiemeltebb helyzetéhez köthető a cc2 kalcit kristályosodása. Meteorikus vízből való keletkezésére utalnak egyfázisú vizes fluidum zárványai, izotóp és nyomelem kémiai összetétele. Legfontosabb tulajdonsága azonban a kristályokba zárt szerves maradványok nagy száma és változatossága. Ez a növényi maradványegyüttes lehetőséget nyújt a cementáció korának meghatározása mellett az egykori őskörnyezet körvonalazására is. Ugyanakkor a vizsgált minta bizonyosan nem reprezentatív a teljes egykori flórát tekintve, amit az elemzett nagyon kisszámú és apró méretű kalcit kristály mellett a szelektív fosszilizáció lehetősége is valószínűsít. Ez utóbbi fontosságára különösen a szöveti maradványok esetében megfigyelhető széles spektrumon eltérő megtartási állapot hívja fel a figyelmet. Eredményeként bizonyosan nem kaphatunk teljes képet az egykori flóráról; mind anyagában, mind az egyes fajok arányaiban jelentősen torzult az eredeti összetétel. A rendelkezésre álló adatok ennek ellenére mind őskörnyezetben, mind korban egységes képet tárnak fel. A néhány tengeri környezetre utaló forma mellett dominánsan egykori kiemelt szárazulaton élő, teresztikus növények maradványai őrződtek meg a repedésekben. A meghatározott lombhullató zárvatermő csoportok nagy része (pl. *Quercus*, *Fagaceae*) a f-krétában jelent meg. Bár ugyanez elmondható az *Ulmaceae* esetében is, ennek elterjedése, és általános megjelenése a pollenspektrumban az oligocén után válik jelentőssé. Hasonlóan terciár korú bezáródásra utal az *Ericaceae* és a *Chenopodeaceae* megjelenése.

A tágabb környezet pollen adatait vizsgálva megállapítható, hogy a Tiszai Egység területéről a legidősebb *Cedrus* maradványok miocén korúak. A faj pontossággal határozható alakok közül biztos korjelző a *Celtipollenites komloensis*, amely középső miocén kort bizonyít. Szintén szárazföldi környezetet, és a-, k-miocén kort bizonyít a *Heliospepermopsis hungaricus* algafaj megjelenése (NAGY, 1965). A teljes pollen anyagot együtt kezelve az egykori vegetáció legvalószínűbb korának a k-miocén adható. Bár MÁTYÁS & MATTER (1997) vizsgálataira mutatnak, hogy a vizsgált területen a f-miocén transzgresszió után is volt lehetőség meteorikus eredetű vizek mélybeáramlására, a teljes Pannon-medencében általános tengerelöntés alapján kizárható teresztikus növényi maradványok keletkezése.

Szedimentológiai bizonyítékok alapján tehát a k-miocén kor, mint legfiatalabb határ fogadható el a vizsgált flóra korának.

A Tiszai Egység területén belül a k-miocén flóra tér-, és időbeli változását a Mecsekben ismerjük a legjobban. A mai hegységet ebben az időben szigetek sokasága alkotta, melyeken a vízparttól távolodva markánsan eltérő vegetáció típusok jelentek meg. PÁLFALVY (1964) hat társulást ismert fel, melyek közül a Szeghalom-háton vizsgált pollenek egyértelműen megfeleltethetők a „lombhullató erdő sok fenyővel” társulással. A NAGY E. (1967) által adott négyosztatú beosztást használva a Szeghalom-szigeten feltárt társulás „kevert lomboserdő” (*Ulmus, Fagaceae, Ericaceae*), és „hegyoldali kevert erdő” (*Fagus, Pinus, Cedrus, Abies*) jellegű lehetett, s így a Magyaregregyi típussal azonosítható. Itt jellegzetesen paleotrópusi örökzöld flóraelemek (*Cedrus*) és lombhullató arktotercier flóraelemek (*Fagaceae, Quercus*) keverednek. Ez a vegetáció típus általánosan elterjedt a k-miocén tenger szigetvilágában. Feltűnő a vízparti társulásokra jellemző magasabbrendű formák teljes hiánya, ami vagy viszonylag kiterjedt szárazföldre utal, vagy a szelektív fosszilizáció eredménye. Figyelembe véve, hogy k-miocén (bádeni) korúak a vizsgált alaphegység kiemelkedést övező zátonyok, valamint a kristályos alaphegységet helyenként fedő abráziós konglomerátum is, jelentős kiterjedésű szárazföld ebben az időben nem képzelhető el. A Szeghalom-dóm a kalcit keletkezésének idején ennek megfelelően sziget lehetett.

A Kárpát-medence területén végzett korábbi részletes palinológiai vizsgálatok eredményeként igen részletes és egységes képünk van a medence éghajlattani, növényföldrajzi változásairól a neogén folyamán (részletes összefoglalás, pl. NAGY, 1999). Úgy véljük ugyanakkor, hogy a vizsgált kalcit szemcsékben azonosított néhány darab pollen szemcse nem elegendő ahhoz, hogy a fent vázolt paleobotanikai képnél részletesebben körül tudjuk határolni a Szeghalom-sziget helyzetét ebben a komplex, és gyorsan változó rendszerben.

A palinológiai vizsgálatok igazolták, hogy az aljzat kiemelkedése a k-miocén során érte el a legnagyobb mértékét, amikor a metamorf kőzettesten keresztül meteorikus eredetű vizek szivárogtak a mélybe. Az aljzat repedéseit kitöltő lényegében tiszta kalcit mind nyomelem kémiai, mind izotópgeokémiai összetételében igazolja ezt a feltételezést. Az aljzaton fedő üledékes képződmények cement kalcitjai nyomelemekben fokozatosan gazdagodnak a háttól távolodva, s izotóp összetételük is markáns keveredési trendet rajzol ki a meteorikus és a Pannon-tó eredetű vizek között. Az Endrőd és a Szarvas metamorf hátak közvetlen fedőjében megjelenő, a törmelékes biotit átalakulásával keletkező Mg-sziderit

esetében hasonló trendet mutattak ki MÁTYÁS & MATTER (1997), s a jelenséget hasonlóan esővíz és tóvíz keveredésével magyarázták. Szintén a hátaik közelében bepótlódó meteorikus víz hatásával indokolják az itt tapasztalható nagymértékű földpát visszaoldódást, valamint a kaolinit döntő részarányát a cementáló agyagásványok között. A meteorikus víz hatása a diagenetikus folyamatokra a hátaiktól távolodva csökken, amit – többek között – a kaolinit részarányának drasztikus csökkenése is jelez (JUHÁSZ & MATTER, 1998). Mindez arra utal, hogy a kiemelt metamorf hátaikon beáramló meteorikus vizek az üledékes medencébe jutottak, s jelentős szerepet játszottak az egykorú üledékek korai diagenézisében.

Az aljzat repedéseiben, valamint a fedő üledékek cement ásványaiban csapdázódott fluidumok vizsgálati eredményei tovább pontosítják ezt a képet. Mindkét esetben a T_{hom} – T_{mICE} diagram két fő lépésből álló evolúcióra utal. A korai, alacsony hőmérsékletű, viszonylag magas szalinitású meteorikus vizeket követően a hőmérséklet és a szalinitás fokozatos növekedése jellemző, majd kb. $T_{hom} \sim 130$ °C érték után a homogenizációs hőmérséklet kb. 35 °C-os emelkedése mellett a zárványok markáns kiédesedése figyelhető meg (4.5 → 0.8 m/m% NaCl_{eq}).

Mivel az alacsony hőmérsékletű ($T_{hom} < 50$ °C) repedéskitöltő cc2 kalcit és a korai cementet alkotó Fe-kalcit a fentiek alapján bizonyíthatóan meteorikus vízből vált ki, a zárványaikban mért 2.6 – 3.8, ill. 1.3 – 1.6 m/m% NaCl_{eq} aránytalanul magas szalinitás értékeknek tűnnek. Ennek alapvetően két oka lehet. Egyrészt a vízben oldott CO₂ képes a T_{mICE} értékét jelentős mértékben csökkenteni, ami az aljzat jelenlegi hézagvizében jellemző kb. 6.1 m/m% koncentráció esetében ~ 1.6 °C változást jelent. Másrészt a mellékközettel lezajlott, alapvetően hidratációs jellegű mállási reakciók eredményeként a repedésben mozgó meteorikus vízben a K, Na és Ca ionok mennyisége jelentősen megnőhet, ami szintén megemelheti a szalinitást (PARRY, 1998).

Az üledékes medencében a homogenizációs hőmérséklet növekedését feltehetőleg a betemetődési mélység növekedése okozta. Ezzel párhuzamosan a cement fázisok elsődleges, valamint a repedéskitöltő kvarc másodlagos fluidum zárványaiban fokozatosan nő a T_{mICE} értéke. 130 °C-nál ~ 4.5 m/m% NaCl_{eq} szalinitást ér el, ami több mint háromszorosa a Pannon-tó feltételezett szalinitásának (0.8 – 1.5 m/m%, KORPÁS-HÓDI, 1983; KORECZ, 1985). JUHÁSZ & TSAI. (2002) a HANOR (1987) által tárgyalt alternatívák alapján részletesen vizsgálták a diagenézis előrehaladásával fokozatosan növekvő szalinitás lehetséges okait. Ezek közül a Békési-medence környékének földtani fejlődéstörténetének ismert adatai alapján

a tengervíz bepárlódásának, valamint az evaporit telepek oldódásának lehetőségét kizárták. Hivatkozva arra, hogy a medence legmélyebb területein legalább 9.3 millió éve jelentős mértékű túlnyomás uralkodik (SZALAY, 1988), s az ilyen típusú medencékben általános a membrán filtráció jelensége (BREDEHOEFT & TSAI., 1963; GRAF, 1982), JUHÁSZ & TSAI. (2002) ez utóbbit találták a probléma reális megoldásának. Az üledékes kőzetek cementjében az olvadáspont csökkenését jelentős mértékben a kompakciós vizek hatásának tulajdoníthatjuk, amihez legfeljebb 1.6 °C fokkal hozzájárulhatott a Békési és Szolnoki Formációk pórusvizében jellemző < 3.6 m/m% oldott CO₂ hatása.

A fokozódó süllyedéssel arányosan tehát mind a kristályos aljzat repedéseiben, mind a rátelepülő üledékes sorozatokban csökkent a meteorikus vizek hatása. Ezt tovább segítette, hogy az időközben lerakódó, igen kis permeabilitású Endrődi márga rétegei regionálisan gátolták a medence területeken a meteorikus vizek mélybe szivárgását.

Vizsgálataink szerint egy adott mélység elérése után, a süllyedés további folytatódása mellett a szalinitás hirtelen és jelentős mértékben csökkent, majd a továbbiakban a pórusfluidum hígulása a legnagyobb betemetődési mélység elérése, és feltehetően a medence újbóli emelkedése során tovább folytatódott. Ezt a tendenciát a cement kvarcba zárt elsődleges, valamint a repedéskitöltő cc₂ kalcit másodlagos zárványai is egyértelműen igazolják. A szalinitás ilyen jelentős mértékű változásának biztosan nem lehet egyedüli oka az oldott CO₂ tartalom csökkenése, ami a jégolvadás hőmérsékletében legfeljebb ~ 1.5 °C változást eredményezhet. Következésképpen, a hőmérséklet-növekedéssel együttjáró szalinitás csökkenésért a mélybe jutó kis sótartalmú vizek lehettek a felelősek, aminek lehetőségét szükségképpen a hidrodinamikai rezsim jellegének megváltozása tudta csak biztosítani. A korábbiak alapján a metamorf háta a medence fejlődésének korai szakaszában bepótlási területek voltak, majd a differenciált süllyedés eredményeként a Pannon-medence egyéb területein alakulhattak ki a topográfiailag kiemelt területek. Idővel ezek vehették át a regionális bepótlási területek szerepét, s a mélybe süllyedt aljzat blokkok régiói kiáramlási területekké alakulhattak át (TÓTH, 1963, 1995). Az ily módon markánsan megváltozó regionális áramkép lehetett a felelős azért, hogy a korábbi kompakciós eredetű oldatok helyét kis szalinitású vizek vették át a metamorf aljzatban és a fedő üledékekben. Ezek az áramlások szállíthatták azokat a szénhidrogéneket is, melyeknek nyomait az aljzat repedéseiben a cc₂ kalcit és a laumontit másodlagos zárványai őrzik.

A fluidum zárványok $T_{hom} - T_{mICE}$ diagramján egyértelműen kirajzolódó késői hőmérséklet csökkenés jól korrelál a Pannon-medence szeizmikus értelmezések (HORVÁTH, 1995; VAKARCS, 1997), valamint vitrintit reflexió profilok és agyagásvány reakciók (JUHÁSZ,

1999) alapján igazolt tektonikus inverziójának folyamatával. Korábban láttuk, hogy a repedéskitöltő szekvencia utolsó tagja a laumontit, melynek keletkezése $< 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ hőmérséklethez és extrém alacsony CO_2 fugacitáshoz, lényegében nyílt rendszerben történő kristályosodáshoz köthető. Ezt támasztják alá CROSSEY & TSAI. (1984) és HELMOLD & VAN DE KAMP (1984) megfigyelései is. Mindezek alapján feltételezhető, hogy bár az aljzat süllyedése biztosította a laumontit stabilitásának P - T feltételeit, a CO_2 felszabadulását a zárt törések gátolták, s laumontit kristályosodására csak az f_{CO_2} csökkenése nyomán volt lehetőség. Ezt a tektonikus inverzióhoz kapcsolódó mozgások eredményeként reaktiválódó törésrendszer újbóli kinyílása biztosíthatta. A hirtelen változással együttjáró gyors kristályosodásra utalnak a nagyméretű, orientálatlan szemcsékből álló zeolit kristályhalmazok is. Mindezek alapján a laumontit a nyitott D3 repedések, s a kommunikáló törésrendszerek ásványi indikátorának tekinthető.

Az áramlási rendszer fejlődése a tektonikai események tükrében

Vizsgálataink alapján lehetőség nyílik a Pannon-medence kinyílásával kapcsolatos tektonikai és hidrodinamikai folyamatok összekapcsolására. Ennek kiemelt célja egy olyan modell levezetése az ásványtani, geokémiai, mikrotermometriai adatok alapján, melynek folytatásaként a jelenlegi repedezett aljzat hidrogeológiai folyamatai jobban érthetővé válnak.

Metamorf mag-komplexumok kialakulása

Szeizmikus adatokkal igazoltan a középső-miocén folyamán a Pannon-medence kinyílásának korai fázisában, kristályos magkomplexumok emelkedtek ki a süllyedő Békésmedence körül. Ezek közül néhány (pl. Algyő, Kismarja) geokronológiai adatokkal igazoltan a középső kéreg mélység tartományából exhumálódott, míg mások esetében a kiemelkedés mértéke valószínűleg nem érte el a 10 km-t. Bár a Szeghalom hát anyagán történt méréseink – hasonlóan a szomszédos Furta-Mezősas hát adataihoz – nem igazoltak neogén cirkon FT korokat, szeizmikus értelmezések (HORVÁTH & TSAI., 2006) szerint a vizsgált metamorf dómok viszonylag sekély mélységből ($< 10\text{ km}$) kiemelkedett magkomplexumoknak tekinthetők. POSGAY & TSAI. (2006) szerint ugyanennek a fiatal, rendkívül gyors aljzat kiemelkedésnek a hatására alakultak ki a Pannon-medence több területén, többek között a SzD környezetében is megfigyelhető szubhorizontális reflexió kötegek.

A kiemelkedés során megfelelő mélység fölött a metamorf tömeg szerkezetfejlődését vetők, törészónák kialakulása jellemezte, melynek folyamatos hűlését a repedéskitöltő ásványszekvencia rögzíti. Mint a palinológiai vizsgálatok bizonyítják, az exhumáció

legvalószínűbb időszaka a k-miocén lehetett, s így az egybeesik a magkomplexumok keletkezésének feltételezett időszakával. A Szeghalom-dóm jelenleg kiemelt területe ennek megfelelően korábban nem volt felszín közelben, a hát északi és déli oldalát jelenleg fedő, illetve azzal analóg mezozóos üledékek nem a ma legmagasabb szerkezeti helyzetű metamorf képződményekre települtek. Az üledékes kőzetek a fekvő alkotó metamorf képződmények ismeretlen vastagságú részével együtt a k-miocén során kiemelkedő aljzatról lenyíródtak. Ez lehet az oka annak, hogy bár a vizsgált terület közvetlen környezetében jelentős vastagságú mezozóos összlet fedi a kristályos aljzatot, az egykori flóra nyomát a repedéskitöltő kalcitban nem fedezhettük fel.

Meteorikus vízáramlási rendszer

A kiemelt metamorf háta törésrendszerén keresztül meteorikus eredetű vizek jutottak az aljzatba, majd azon keresztül az üledékes medencékbe. Ezek az áramlási csatornák addig bizonyosan működhettek, amíg a Pannon tenger el nem öntötte a szigeteket (kb. 6.25 Ma, VAKARCS, 1997). Mivel ugyanakkor a medence legfontosabb vízzáró összletét adó Endrődi Formáció képződményei rendszerint nem fedik a metamorf hátakat, a durvább szemcsés Szolnoki és Algyői homokköveken keresztül az áramlási kapcsolat hosszú ideig megmaradhatott (MÁTYÁS & MATTER, 1997; MÁTYÁS, 1994).

Termális süllyedés

A medence fejlődésének következő szakaszában az addig emelkedő aljzati háta is süllyedni kezdtek (HORVÁTH & TSAI, 1988), ami a fluidum zárványok szalinitásának és bezáródási hőmérsékletének folyamatos emelkedésén keresztül követhető. Mivel a süllyedéssel párhuzamosan egyre nagyobb vastagságú üledék is lerakódott (köztük a regionális vízlassító képződmény, az Endrődi márga), az aljzatban és a medencékben a meteorikus vizek hatása fokozatosan háttérbe szorult.

Hidraulikus inverzió

A medence süllyedésének egy adott pontján (~130 °C) a metamorf háta környezetében új áramlási rendszer épült fel. A nagy szalinitású vizeket a medence más, kiemelt területein bepótlódó alacsony sótartalmú vizek öblítették ki.

Tektonikai inverzió

A napjainkban is tartó tektonikus inverzió eredményeként a metamorf hátak ismételt emelkedése kezdődött. Ennek hatására a korábban bezáródott törések reaktiválódtak; az újbóli kinyílást a laumontit megjelenése jelzi. Az így kialakult töréshálózat másrészt biztosítja a recens fluidumok áramlását és tározódását a metamorf aljzat komplexumokban.

A metamorf hátak szerepe az Alföld recens áramlási rendszerében

Jelen kutatásnak nem volt célja a repedezett metamorf aljzat komplexumok minden részletre kiterjedő hidrogeológiai modellezése. Mivel ugyanakkor a fent bemutatott felépítés, fejlődéstörténet alapvetően meghatározza a repedezett metamorf rezervoárok működési feltételrendszerét, célszerű röviden vázolni a metamorf hátaknak a medence jelenkori hidraulikai rendszerében betöltött szerepének lényeges pontjait.

Nagy léptékben a Pannon-medence hidrodinamikai szempontból két eltérő tulajdonságú tartományra osztható. A felső, gravitációs típusú áramlási rendszer (ERDÉLYI, 1976) alatt, elsősorban a kompressziós tektonikai mozgások eredményeként, túlnyomásos zóna alakult ki (VAN BALEN & CLOETINGH, 1995; GRENERCZY & TSAI., 2000; TÓTH & ALMÁSI, 2001). Míg a gravitációs zóna alapvetően jó porozitású és permeabilitású üledékes tárolókban fejlődött ki, a mélyebb helyzetű rendszert a fölötte települő, rendkívül rossz vízvezető tulajdonságú agyag, agyagmárga összetételű üledékek izolálják a medence többi részétől. Így, az olykor 10-20 méteres mélység intervallumon belül kialakuló akár 15-20 MPa túlnyomás nem tud kiegyenlítődni (ALMÁSI, 2001). A két fluidum rezsim között hidraulikai kapcsolatra nincs, vagy csak a jó permeabilitású törés zónákon keresztül van lehetőség (TÓTH & ALMÁSI 2001, ALMÁSI, 2001).

Mivel a vizsgált metamorf hátak vizsgálataink szerint a Pannon-tó feltöltődésének korai időszakában kiemelt helyzetben voltak, fölöttük rendszerint hiányoznak a rossz permeabilitású, agyagos tavi üledékek. Mint láttuk, az egykori szigetek törésrendszerei fontos áramlási pályát jelentettek a medence üledékek korai diagenézise során, majd a medence inverziójának eredményeként feltételezhetően medencebeli fluidumokat vezettek a felszín felé. Mindezek alapján feltételezhetjük, hogy a kiemelt metamorf hátak jelenleg is fontos szereplői az Alföld hidraulikai rendszerének, s litológiai és szerkezeti tulajdonságaik függvényében részt vesznek a mélymedence-beli túlnyomásos zónák kiegyenlítésében.

A porózus és töréses rezervoárok kommunikációját feltárni hivatott modellben a véges elemes REPSIM és Processing MODFLOW modellező környezeteket egyesítettük. Mivel a Processing MODFLOW (CHIANG & KINZELBACH, 2005) használatával kizárólag porózus közegben történő áramlás tanulmányozható, a repedezett tárolótér hidrodinamikai

paramétereit (repedezett porozitás, permeabilitás) a REPSIM kóddal számítottuk; a MODFLOW modellben a kristályos kőzetek cella méreteit az egyes litológiáknak megfelelő REV méretek határozzák meg. A permeabilitás számított valódi térbeli anizotrópiáját – a program igényeinek megfelelően – egy-egy horizontális és vertikális értékkel jellemeztük.

A modell a Szeghalom-hát $10 \times 12 \text{ km}^2$ területű, 2750 m mély térfogatú környezetében készült. Az egyszerűsített geológiai felépítés szerint az aljzat véletlenszerűen választott amfibolit és gneisz anyagú cellákból áll, a medence területet kavicsos üledékek, majd agyagmárga fedi. A kristályos képződmények fölött az impermeábilis képződmények hiányoznak, majd a rétegsort a modell blokk tetejéig homokos üledékek alkotják. A modell környezet felépítése során 50 szintet, és szintenként 1200 négyzet alapú grid cellát definiáltunk. A kristályos képződményekben a cellák a REV méretet követik, a márga esetében a cella vastagság 12.5 m, a többi üledékes kőzet esetében 100 m volt. Az üledékes képződmények hidrodinamikai paramétereit kútadatok alapján adtuk meg.

A homokos és kavicsos üledékekben a porozitás és permeabilitás adatok a mélységgel csökkennek; a repedezett aljzatban a REPSIM alkalmazásával számított K_h és K_v értékek mélységkorrekcióját a MORROW & TSAI. (1994) által adott módszerrel végeztük. A kezdeti hidraulikus gradiens értékét a márga horizont fölött 10 MPa/km, az alatt 25 MPa/km értékben határoztuk meg. A felső határt állandó nyomású cellákkal jellemeztük, ezáltal biztosítva a mélységi fluidumok felfelé áramlását. Az alsó, GHB-típusú határ lehetővé teszi a mély metamorf rezervoárokból történő beszivárgást (VAN BALEN & CLOETINGH, 1994). Mivel a modell terület lényegében végtelen kiterjedésű üledékes tárolótérrel tart laterálisan kapcsolatot a márga horizont alatt, ennek állandó hozamát a modellezett térrész határára telepített virtuális injektáló kutakkal biztosítottuk.

Mindezen modellezési peremfeltételek mellett a modell igazolja, hogy a metamorf képződmények kis permeabilitása ellenére szerepük igen lényeges a túlnyomás kompenzálásában. Bár a hidraulikus gradiens értéke igen nagy a mélymedencékben, az ekvipotenciális felületek nem metszik a márga réteget annak rendkívül rossz áteresztő képessége miatt. Másrészt, mivel a repedezett aljzatban a gradiens értéke viszonylag kicsi, a túlnyomásos zónából a fluidum a töréshálózatba szivároghat. Végül, a meglehetősen nagy fluxus miatt az aljzatban a vertikális szivárgás sebessége megnő, ezáltal előidézve a kiemelt metamorf hátakra jellemző „kémény hatás”-t. Bár az egyes vízrészecskék útja lényegesen eltérhet attól függően, hogy milyen a permeábilis amfibolit és az impermeábilis gneisz anyagú blokkok pontos térbeli helyzete, az áramlási kép geometriáját ez nem befolyásolja lényegesen.

Bár az áramlási modell térbeli geometriáját tekintve a Szeghalom-hát esetére készült el, annak eredménye általánosítható a kiemelt aljzati tárolók működési mechanizmusára vonatkozóan. A kristályos rezervoárok általánosan elfogadott modellje szerint (SALAH & ALSHARHAN, 1998) az üledékes medencékből a repedezett aljzatba szivárgó szénhidrogének mozgásának hajtóerejét az olaj és a pórúsvíz közötti sűrűségkülönbség adja. Esetünkben e helyett/mellett a hidrodinamikai rendszer sajátosságai okozzák a mélységi fluidumok aljzatba áramlását; feltételezhető, hogy a metamorf háta a kimutatott kémény hatás révén képesek megcsapolni a mélymedencék túlnyomásos zónáját. Modellünk jó egyezést mutat ALMÁSI & TÓTH (1997, 2000) megfigyeléseivel, melyek szerint a Békési-medence környékén a szénhidrogén felhalmozódások rendszerint a felszín alatti áramrendszer azon pontjaihoz kapcsolódnak, ahol egyidejűleg mutatható ki a potenciometrikus tér minimuma, pozitív hőmérsékleti anomália, valamint pozitív nyomás gradiens. Bár a fenti modell általánosíthatónak tűnik a kiemelt metamorf háta esetében, az egyedi problémák fontos részletekben eltérhetnek egymástól. Mint a paleohidrologiai és törésmodellezési vizsgálatok igazolták, a repedezett aljzat hidrodinamikai rendszere jelentős mértékben litológiai kontroll alatt áll. Így az egyes rezervoárok közötti legfontosabb különbség a permeábilis és impermeábilis kőzetblokkok, valamint nyírási zónák térbeli elrendeződésében lehet. Mivel a vizsgált esetekben az amfibolit típusú kőzetek töréshálózatát rendszerint perkolációs küszöb fölöttinek találtuk, míg a különböző gneiszeket nem kommunikáló törérendszer jellemzi, a probléma a kőzetváz modell felépítésének kérdésére vezethető vissza.

Figyelembe véve a repedéshálózat szimuláció eredményeit is, a vizsgált metamorf komplexumok esetében két alapvetően eltérő felépítésű kristályos tárolóval számolhatunk. A lényegében kommunikáló repedéshálózat eredményeként az AG egységben összefüggő tároló tér alakulhatott ki, amint ezt a SzD déli részén minden vizsgált kútban megjelenő 4. és 5. típusú szénhidrogén zárványok is igazolják. Az ebből a tárolótérből jelenleg termelt fluidumok esetében markáns összetételbeli eltérés nem ismert. Ezzel ellentétben, a mafikus xenolitok (OG), esetleg az egykori telérek (SG) formájában egymástól elszeparált repedezett blokkokat tartalmazó kőzettestekben egymással nem kommunikáló fluidum alrendszerek létezhetnek egymás mellett. Egy dévai, ortogneiszt harántolt fúrásból PAP & TSAI. (1992) számolnak be különböző mélységből termelt eltérő összetételű (tehát egymással nem kommunikáló) fluidumokról. A jelenség szintén jól ismert az MFD DNY-i oldalán, valamint az északi (ortogneisz anyagú) területén, ahol a 12 aljzatot elért kút 7 eltérő kemizmusú fluidumot termel. A jól repedezett metabázikus kőzettestek mellett jelentős tárolótér

kapcsolódhat az eltérő metamorf fejlődésű kőzetblokkok posztmetamorf tektonikus határain kialakult széles breccsa, kataklázit zónákhoz is, mint ezt a Sas-Ny-7 fúrás elemzése igazolta.

Összefoglalóan kijelenthető, hogy a Békési-medence északi peremének repedezett aljzati rezervoárjai topográfiai helyzetükből és a környező medencék szedimentológiai fejlődéséből adódóan képesek megcsapolni a mélymedencék túlnyomásos tárolóit. A kialakuló kémény hatás következtében az aljzat repedésrendszerén keresztül a mélységi fluidumok felfelé áramlanak. A fluidumok mozgásának, tárolódásának körülményeit nagymértékben meghatározzák litológiai okok is, hiszen a metamorf alaphegységet lényegesen eltérő reológiai tulajdonságú képződmények építik fel.

A Dorozsma metamorf aljzat blokk

A Dorozsma metamorf dómot eltérő P-T-d fejlődésű kőzetblokkok építik fel. Legmagasabb szerkezeti helyzetben polimetamorf gránátos, kianitos gneisz található. A helyenként intenzív milonitosodással járó D2 deformációra $T \sim 600 \text{ }^\circ\text{C}$ a földpát rekrisztallizáció mértéke és egyensúlyi paragenezis modellezés eredményei alapján. A legalsó szerkezeti helyzetű blokkot főleg MT amfibolit építi fel, a gneiszben nincs kianit, a földpát rekrisztallizáció alapján $T \sim 520 \text{ }^\circ\text{C}$. A két blokk között intenzíven nyírt, kisebb metamorf fokú ($T_{\max} < 450 \text{ }^\circ\text{C}$) dolomit márvány zóna található. Az eltérő metamorf fejlődéstörténet miatt a kőzetblokkok posztmetamorf, feltehetően az alpi orogenezishez kapcsolódó tektonikus mozgások során kerültek egymás mellé. A Dorozsma metamorf rezervoár hidrodinamikailag legaktívabb képződménye az intenzíven nyírt dolomit márvány. A D3 alacsony hőmérsékletű nyírás során a gneisz tömegben főleg a D2 foliációs irányok újultak fel, így jelentős törésrendszer nem alakult ki. A – feltehetően a késő-kréta intrúziókhöz kapcsolódó – intenzív utómagmás tevékenység hatására a korai litoklázisok és a D3 nyírási pályák mentén hidrotermás metasomatózis és ásványkiválás zajlott. Ezért a nyírt dolomit márvány mellett hidrodinamikailag számottevő aktivitást csak a D4 normálvető rendszer mutat, mely kommunikáló repedéshálózatot az amfibolitban alkot.

Összefoglalóan, a terület kőzettani, deformációtörténeti és paleohidrológiai elemzése alapján, az ismert geofizikai eredményekkel összhangban, figyelembe véve az irodalmi adatokat is, a Dorozsma környéki kristályos aljzat rezervoár tulajdonságait meghatározó földtani fejlődéstörténet az alábbiakban foglalható össze.

1. A polimetamorf evolúció utolsó progresszív állomásaként magas hőmérsékletű nyírás, majd rekrisztalizáció zajlott, amely penetratív, vízszinteshez közeli irányú foliációt eredményezett. A D2 deformáció feltételezhetően variszkuszi korú (LELKES-FELVÁRI & TSAI., 2005).
2. Az aljzat kiemelkedésével együtt járó lehülés eredményeként irányokhoz egyértelműen nem köthető, atektonikus litoklázis rendszer alakult ki. Kora a Do-32 fúrásban mért cirkon FT adat alapján triász (~ 232 Ma, DUNKL, 1994).
3. Ezt követően keletkeztek a D3 inverz vetők menti nyírási zónák. A kőzettest örökölt anizotrópiája és a kis kompetencia különbség miatt a gneisz/csillámpala tömegben törésrendszer nem alakult ki, a deformációt klorit-szericit nyírási sávok jelzik. Jelentős kiterjedésű kataklázit/vetőbreccsa zóna keletkezett ugyanakkor a nagy kompetencia különbségű dolomit márvány – gneisz érintkezés mentén. Az ismeretlen korú és kisértékű metamorf dolomit zóna e mozgások eredményeként került mai szerkezeti helyzetébe. A Pannon-medence aljzatában általános takaróképződés analógiája alapján a mozgás korára kora-kréta valószínűsíthető.
4. Ismeretlen eredetű granitoid test utómagmás hatásaként pneumatolitos/hidrotermás metasomatózis (greizenesedés) és teléres képletek kialakulása zajlott. A magmás test összetétele, kora, helyzete ismeretlen. Mindenképpen fiatalabb a D3 nyírt zónákat és kataklázitot kialakító mozgásoknál, így kapcsolódhat pl. az Erdélyben és a Vajdaságban jól ismert banatitokhoz (SZEDERKÉNYI, 1984; SZALAY, 1977). Véleményünk szerint erre az eseményre vonatkoznak a LELKES-FELVÁRI & TSAI (2005) által meghatározott muszkovit Ar/Ar koradatok, így kora késő-kréta.
5. Mint azt geofizikai és termokronológiai adatok is megerősítik, a Pannon-medence kinyílásával szinkron algyői metamorf magkomplexum kialakulása során a dorozsmai terület a komplexum fedő szárnyán helyezkedett el. Ennek megfelelően blokkosan feldarabolódott, majd – az algyői szerkezet fő irányait is figyelembe véve – az egyes blokkok antitetikus vetők mentén rotáltak. Az aljzatot jelenleg a lezökkent és KÉK felé kibillent blokkok mozaikja jellemzi. Normál vetők menti mozgás eredményeként jelentős mértékű dilatációval jellemezhető törésrendszer alakult ki (D4). Kora, alföldi analógiák alapján neogén, s a Pannon-medence kinyílásához kapcsolódik.
6. A meredek vetőket elsősorban kalcit cementálta, melyek fluidum zárványaiban metán jelenlétét detektáltuk.

Petrofizikai mérések alapján kimutattuk, hogy számottevő tárolóteret és migrációs útvonalat kizárólag a dolomit breccsa zónák és a D4 törésrendszer alkothat. A töréshálózat modellezés mindazonáltal azt mutatta, hogy az igen jól foliált gneiszben összefüggő törésrendszer kialakulása kevésbé valószínű, a perkolációs küszöböt el nem érő hálózat számos kisméretű, egymással nem kommunikáló térrészre esik szét. A blokkokat elválasztó meredek D4 vetők környezete ugyanakkor összefüggő rendszert alkot. A Dorozsma kutatási területen a repedésrendszer számottevő másodlagos porozitást adó szerkezeti elemei, s ezek térbeli kapcsolatának fő jellemzői tehát az alábbiak:

1. KÉK irányú, 15° körüli dőléssel jellemezhető, néhányszor 10 m vastag dolomit breccsa horizont. Későbbi vetők felszabdalták, de kisszögű dőlését minden blokkban megtartotta. Ezáltal – blokkonként – a laterális kommunikáció fő területe.
2. Meredek, NYDNY, ill. ÉÉNY elvetési irányú normálvető zónák. Az egyes blokkok határait definiálva az eltérő mélységbe zökent dolomit breccsa szintek közötti vertikális kapcsolatot biztosítják.
3. Konjugált normálvetőkből álló szubszeizmikus méretű törésrendszerek az egyes kőzetblokkok tömegében. A laterális kapcsolat hiányában főleg a breccsa horizont fölötti régió áll kapcsolatban a nagy kommunikáló rendszerekkel. A dominánsan gneisz anyagú blokkok belsejében jelentős méretű összefüggő repedésrendszerekre kizárólag az amfibolit betelepülések esetében számíthatunk.

A fent vázolt fejlődéstörténetnek megfelelően a fő tárolóteret alkotó dolomit breccsa a terület nyugati oldalán viszonylag nagy mélységben található, míg keleti oldalán lepusztult, s itt a kréta feltolódás fekvését adó alsó gneisz tömeg alkotja az aljzat felszínét. A rezervoár elvi modelljét alátámasztják a szénhidrogén ipari termelési tapasztalatok is, amennyiben a legintenzívebb fluidum beáramlást a legtöbb termelő kút a breccsa zóna becsült mélységében mutatta.

A Jánoshalma metamorf hát

Részletes szöveti elemzés alapján a földpátok háromféle megjelenési formáját azonosítottuk a Jánoshalma gneisz mintákban. Megállapítottuk, hogy mirmekit a földpátok közül a nagyméretű visszaoldódott szegélyű és szericitesedett porfiroblasztokon jelenik meg, s üde földpát helyettesíti a mirmekites szövetű szericites földpátokat. A helyettesítő földpátban gyakran láthatóak kvarc buborékok, amelyeket az eredeti mirmekites földpátszemcsék tartalmaztak. Mikroszveti bélyegek alapján a mirmekites földpátszemcsék a

metamorfózist megelőzően keletkeztek, tehát prekinematikusak. Szöveti helyzetük és a szakirodalomból ismert mirmekitképződési elméletek alapján a mirmekit magmás kristályosodással keletkezett.

A gneisz mátrixában egyensúlyi körülményekre utaló poligonális szövet nem általánosan van jelen a kőzetben, csak helyenként, elszeparáltan, néhány szemcsénél figyelhető meg a közel 120 fokos érintkezés. Megfigyelhető, hogy a szericites szemcséket üde földpát helyettesíti. A metamorf kőzetekben jelenléte magas hőmérsékletű statikus rekrisztallizációra, vagy nyírás hatására végbemenő dinamikus rekrisztallizációra utal. Habár a D1 metamorf esemény magas hőmérsékletű volt, a keletkezett szövet nem utal egyensúlyi viszonyokra. A poligonális földpát szemcsék elszeparált megjelenése, a szemcseszéleken megfigyelhető üde, a D1 ásványtársulás részét képező földpáthelyettesítés arra utal, hogy a poligonális szövetű földpátok keletkezése a D1 metamorf esemény előtti. A néhány gneisz mintában megfigyelhető, alacsony hőmérsékletű milonitos nyírás szemcseméret csökkenést okozott, és a D2 metamorf fázist követően ment végbe. Ezek alapján a statikus és/vagy dinamikus rekrisztallizációval történő keletkezést kizárhatjuk. A poligonális szövetű földpátok feltehetően a metamorfózist megelőzően keletkeztek, magmás eredetűek és a granodiorit protolit részét képezték. Ennek alapján a Jánoshalma gneisz magmás eredetű, azaz ortogneisz.

Szöveti megfigyeléseket és a gneisz főelem összetételét felhasználva termobarometriai modellezéssel meghatároztuk az ortogneisz kétfázisú progresszív metamorfózisát. A gneiszre két palássági irány a jellemző, S1 és S2, amely két deformációs eseményre utal. A D1 esemény magas hőmérsékletű biotit + káliföldpát + plagioklász + ilmenit ± gránát ± szillimanit ásványtársulással, míg a D2 esemény alacsonyabb hőmérsékletre utal biotit + muszkovit + plagioklász + kvarc + ilmenit + magnetit ásványtársulással. A gránátban zárványként megőrződött biotit, muszkovit és kvarc zárványok jelzik az ortogneisz legkorábbi rekonstruálható eseményét, ami a D1 esemény hőmérsékleti maximumát megelőző progresszív fázis egy szakaszához köthető. A D1 metamorf esemény biotit + káliföldpát + plagioklász + ilmenit ± gránát ± szillimanit ásványtársulással jellemezhető. A szillimanitot S2 muszkovit magjában figyeltük meg. Jelenléte magas hőmérsékletű metamorfózisra utal, melynek körülményeire a termobarometriai modellezés (DE CAPITANI, 1994) alapján $T \sim 700\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $P < 6,5\text{ kbar}$ nyomás és hőmérséklet viszonyok adhatók. A D1 esemény minimum hőmérsékleti határát a muszkovit + kvarc = szillimanit + káliföldpát + H_2O reakció jelzi; a maximális hőmérsékleti határt és a maximális nyomás viszonyokat az ilmenit \rightarrow rutil

átalakulás határozza meg. A magas hőmérsékletű ásványtársulás által meghatározott S1 palássági irányt a D2 esemény alacsonyabb hőmérsékletet jelző biotit + muszkovit + plagioklász + kvarc + ilmenit + magnetit ásványtársulása írja felül. A két palássági irány közel merőleges egymásra. Metamorf viszonyaira termobarometriai modellezés alapján 530-580 °C maximum hőmérséklet valószínű.

A gneiszben jelenlévő rezorbeált amfibol és atoll szerkezetű gránát szemcsék elszórtan jelennek meg, elhelyezkedésük nem mutat irányítottságot; hullámosan visszaoldódott szemcsehatárokkal jellemezhetőek. A gneisz ezeken az amfibolszemcséken kívül nem tartalmaz amfibolt. A gránátok jelentősen eltérnek a gneiszben megjelenő földpátzárvány és mátrixban megjelenő gránátoktól. Nagyobb méretűek, atoll szövetűek és nem tartalmaznak zárványokat. Ezek alapján ezeket az amfibol és gránát szemcséket xenokristályok.

A leggyakoribb kőzettípus a Jánoshalma dóm területén az ortogneisz, amfibolitot három, eklogitot pedig egyetlen fúrás tárt fel. Ez alapján arra következtethetünk, hogy ezek a kőzettípusok nem alkotnak összefüggő zónát a Jánoshalma dómon belül, hanem kisebb méretű kőzetestekként lehetnek jelen a gneiszben. A Jh-Ú-16 fúrás tárta fel a gneisz és az eklogit közti kapcsolatot. A két kőzettípus érintkezése mentén egy keskeny, megközelítően 5 cm szélességű átmeneti zóna látható. Itt az amfibol és a gránát csökkenő mennyisége figyelhető meg az eklogit felől az ortogneisz felé. Nincsenek deformációra, vagy elmozdulásra utaló jelek az érintkezési zóna mentén. A gneisz tartalmaz közepes metamorf fokú amfibolit kőzetteseteket is, amelyeknek hasonló a kapcsolata az ortogneisszel, mint az eklogitnak. A fentiek alapján és mivel a gneisz eltérő metamorf fejlődéstörténetű kőzetesteket tartalmaz, az amfibolit és az eklogit a gneiszben lévő xenolitok.

Az eklogit xenolit eklogit fáciesű ásványegyüttese klinopiroxén + gránát + fengit + kianit + zoizit + rutil + káliföldpát + kvarc összetételű. A Jánoshalma eklogit közepes hőmérsékletű, magas nyomású metamorf eseményen esett át és a B-típusú eklogitok közé sorolható (COLEMAN, 1965). A termobarometriai modellezés alapján 680 °C minimum hőmérsékletet és 27 kbar maximum nyomásviszonyokat határoztunk meg az ásványtársulás stabilitási tartományára. Ez jó egyezést mutat a kalibrált geotermobarométerekkel számított nyomás és hőmérséklet viszonyokkal (710±10 °C és 26-27 kbar).

A Jánoshalma aljzat kiemelkedés túlnyomó részét a leggyakoribb kőzettípus, tehát az ortogneisz alkotja. Az amfibolit és az eklogit csak néhány fúrásból ismert és helyzetük nem utal semmilyen irányítottságra. Ez alapján megállapítható, hogy ezek a kőzetestek nem nagy kiterjedésben, hanem pontszerűen vannak jelen az aljzatban. Az egyes kőzettípusok

előzőekben ismertetett metamorf fejlődéstörténete, a feltárt kőzettípusok gyakorisága és egymáshoz viszonyított térbeli helyzetük alapján arra következtethetünk, hogy a Jánoshalma aljzat kiemelkedés egy egységes ortogneisz blokk, melynek fejlődéstörténete a következő fázisokból áll:

1) Mafikus intrúzió fázisa: mely az eklogit gabbró protolitjának kialakulásához köthető.

2) D0 fázis: az amfibolit xenolit közepes nyomású és hőmérsékletű, és az eklogit magas nyomású közepes hőmérsékletű (710 ± 10 °C, 26-27 kbar) metamorfózisa.

3) Granodiorit intrúzió fázis: a kőzet ásványos összetétele alapján az ortogneisz anyakőzete granodioritos összetételű. A geokémiai jellemzői alapján az intrúzió peralumíniumos összetételű és szinkollíziós eredetű.

4) D1 fázis: S1 palássági irány kialakulása a gneiszben, $T \sim 700-850$ °C és $P \sim 6,5$ kbar hőmérséklet és nyomás értékekkel szillimanit jelenlétével jellemezhető.

5) D2 fázis: S2 palássági irány kialakulása a gneiszben, termobarometriai modellezéssel a D2 esemény maximális hőmérsékleti viszonyaira $T \sim 580$ °C eredményt határoztunk meg.

6) D3 fázis (milonit képződés): az utolsó plasztikus deformációs esemény bizonyítéka csak néhány mintán látható. A kvarc dinamikus rekrisztallizációját és kink-band szerkezeteket figyeltünk meg. Egyes esetekben a csillámok is rekrisztallizálódtak és nagyon finomszemcsés alacsony hőmérsékletű milonit alakult ki. A helyenként előforduló csillámszegény gránit posztkinematikus gránit intrúzióra utal. Nincsenek metamorfózisra utaló nyomok, de a dinamikus rekrisztallizációt jelző kvarc szalagok és a deformált földpátok jelenléte, az intrúziót követő nyírást jelzi.

7) Töréses deformáció és metasomatózis fázisa: mind a xenolitokat, mind a befogadó ortogneiszt érintette. A Jánoshalma eklogit esetében a hidratált és karbonátosodott részek nem csak az eltérő másodlagos ásvány összetételben, hanem a karbonátosodottban a magas nyomású fázisok megőrződöttségében is különböznek.

A D0 metamorf esemény csak a xenolitokat érintette, az ortogneisz fejlődéstörténetét a D1 és D2 esemény alakította ki. Eszerint a granodiorit intrúzió a xenolitokat azután asszimilálta, miután azok átestek a D0 metamorf fázison. Ennek magyarázatára a szubdukciós-akkréciós komplexumok, másnéven Alaszka-típusú orogén övek elméletét alkalmazhatjuk (OCHSNER, 1993). A modell szerint a szubdukció folyamata közben a szubdukciós árokba történő folyamatos és bőséges üledékbehordódás akkréciós prizma kialakulását eredményezi. A szubdukciós árok a további üledékbehordás eredményeképpen feltöltődik; az akkréciós prizma az óceán irányába növekszik. Ennek következtében a

szubdukciós zóna is eltolódik az eredeti helyzetéből az óceán irányába. A folyamat előrehaladtával a köpenyeredetű olvadékok nem a kontinens szegélybe, hanem az akkréciós prizma alsó részébe intrudálnak, granulit fáciesű metamorfózis és az akkréciós prizma üledékes rétegeinek megolvadását okozva. Az így keletkezett magma H típusú hibrid magma, amely a köpeny eredetű (M típusú) és az üledék megolvadásából keletkezett (S típusú) magmák keveredéséből jön létre (CASTRO & TSAI., 1991). A granitoidok az akkréciós prizma meredek dőlésű belső szerkezeti elemei mentén jutnak a kéreg felsőbb részeibe (ZURBRIGGEN, 1996). A felemelkedés során a szubdukciós melanzsból az intrúzió magával ragadhat különböző mélységekből különböző közettípusokat, amelyek ezt követően xenolitiként vannak jelen a magmatestben. Habár nincs bizonyíték az akkréciós prizma meredek dőlésű szerkezetének jelenlétére a vizsgált területen, a különböző nyomásviszonyokat tükröző xenolitok előfordulása az ortogneiszben a szubdukciós-akkréciós komplexumokban lezajló folyamatokra utalnak.

A Jánoshalma aljzatkiemelkedés közettípusai, azok tulajdonságai és felvázolt szerkezete alapján szoros hasonlóságot mutat a Tisza Egység ÉK-i részén, a Békési-medence északi peremén lévő Szeghalom, és az annak keleti folytatásában feltárt Mezősas-Furta dómmal. Mindhárom területre jellemző a xenokristályokat és különböző metamorf fejlődéstörténetű xenolitokat tartalmazó ortogneisz megjelenése; Furtán az amfibolit és az ortogneisz, Jánoshalmán pedig az eklogit és az ortogneisz érintkezése figyelhető meg. Mindhárom területen jellegzetes szöveti bélyegek az ortogneiszben a mirmekites szövetű poikilites földpát porfiroblasztok és a helyenként megfigyelhető poligonális földpátszövet. A xenokristályok közül az amfibol és a gránát mindhárom területen előfordul. Mindhárom területen egyértelműen azonosíthatók a poszt-metamorf milonitos nyírás olyan szöveti bélyegei, mint az elnyújtott, orsó alakú, szubszemcsékből álló szuturás szemcsehatárokkal jellemezhető kvarc szalagok, a finomszemcsés csillámhalmazok és a csillámhalak. Szintén mindhárom területen megjelenik az ortogneiszbe intrudált poszt-metamorf gránit.

A Jánoshalma ortogneiszhez hasonló típusú és metamorf fejlődéstörténetű ortogneiszek a Szeghalom dómon és a Mezősas-Furta dómon kívül Szank, Dévaványa és Füzesgyarmat térségében nyomozhatók a Tisza Egység metamorf medencealjzatában, ahol az ortogneiszben szintén jelen vannak mirmekites földpát szemcsék és különböző mafikus xenolitok. A legtöbb előfordulás esetében jellemző a kis hőmérsékletű milonitos deformáció (SCHUBERT & M. TÓTH, 2002), amely további korrelációs pont lehet. Nyugat felé, LELKES-FELVÁRI & TSAI. (2000) a Mőcsény-1 fúrásból ultramilonitot tártak fel, amelynek anyakőzeteként gránát reliktek alapján, ortogneiszt határoztak meg. M. TÓTH & TSAI. (2005) a

korábban migmatitként, majd metahomokkőként meghatározott kőzetet milonitos ortogneisznak határozták meg az Ófalui palaövben. Az ortogneiszt cirkon morfológiai adatok alapján hasonlónak találták a Tiszai Egység Békési-medence északi peremén lévő ortogneiszeivel. SZEPESHÁZY (1962) szintén egy összefüggő, DNy-ÉK-i csapású ortogneisz zóna jelenlétét feltételezte a Tisza Egységben.

A Variszkuszi orogén eklogit fáciesű metamorfózisának bizonyítékai tanúsítják a szubdukció fontos szerepét az orogén fejlődéstörténetében (O'BRIEN & TSAI., 1990) és korrelációs pontként szolgálhatnak. A Tisza Egységből feltárt, elszórtan megjelenő eklogit előfordulások (RAVASZ-BARANYAI, 1969; M. TÓTH, 1995, 1996, 1997; HORVÁTH & TSAI., 2003) lelőhelyei által kirajzolt vonalszerű elrendeződésük és a hasonló metamorf fejlődéstörténetük alapján egy lehetséges ősi szutúra vonal jelenlétét feltételezhetjük a Körös és a Görcsöny egységek között.

Görcsönyi-hátság (Baksa-2)

A Baksai Komplexumot nagy mélységben feltáró Baksa-2 számú fúrás alsó két tagozatának gránát zárványai az aljzat korai metamorf fejlődésének körülményeit őrzik. Ezen relikv szöveti elemek petrográfiai vizsgálata és a különböző elméleti háttérű termobarometriai számítások eredményeinek összevetése alapján a korábban feltételezettől jelentősen eltérő metamorf fejlődést rekonstruáltunk. Ezek szerint az alsó két tagozat korai fejlődésének (S1) metamorf csúcsparaméterei $T_{max} \sim 680-720$ °C és $P(T_{max}) \sim 8-9$ kbar voltak, melyet közel izoterm dekompresszió követett.

A Baksai Komplexum kőzeteiben $di \rightarrow ep \rightarrow sph \rightarrow ab \pm kfp \rightarrow chl1 \pm prh \pm adu \rightarrow chl2 \rightarrow chl3 \rightarrow pyr \rightarrow cal1 \rightarrow cal2 \rightarrow cal3$ paragenetikus szekvenciát mutató Ca-Al-szilikát domináns érrendszer figyelhető meg. A pirit kristályok jelentős nyomelem tartalma (As, Cu, Zn, Mn, Co, Ni) és Co/Ni $\sim 1-5$ aránya alapján a Ca-Al-szilikát domináns erek képződése poszt-magmás hidrotermás fluidum hatására ment végbe. Az egyes ásványok kristályosodása a diopszid D_1 és az epidot E_1 fluidumzárványainak mikrotermometriai adatai alapján alacsony oldott sótartalmú (0,2-3 eq. mass% NaCl) vizes elektrolit rendszerű fluidumból történt.

A chl1 hőmérsékleti adatai és az E_1 fluidumzárványok izochorjainak mettszéséből adódó $P-T$ ablak azt bizonyítja, hogy a kogenetikus keletkezésű chl1 és epidot fázisok <200 MPa nyomásviszonyok között képződtek. Figyelembe véve, hogy a hidrotermás fluidum cirkuláció magmás forrásának tartott aplit dajkok rendkívül gyorsan lehülhettek a mellékkőzet feltételezett hőmérsékletére (~ 150 °C a chl3 termometriai adatai alapján becsülve), a hőmérséklet csökkenés során közel állandó nyomásviszonyokkal számolhatunk (~ 100 MPa).

A közel állandó (~100 MPa) nyomás alapján ~39 °C/km paleogradiens tételezhető fel a vizsgált területen. Ez alapján a diopszid D_1 zárványai T_1 ~354-480 °C, míg az epidot E_1 zárványai T_1 ~236-475 °C intervallumban csapdázódtak. Az érkitöltő ásványosodás ~480 °C-ról ~150 °C-ra csökkenő hőmérsékletű hidrotermális fluidumból történt.

A Ca-Al-szilikát domináns erek mentén szimmetrikus metasomatikus sávok figyelhetők meg, melyek négy jellegzetes ásványparagenezist mutató metasomatikus zónára oszthatók fel: 1) $ab + ttn \pm ep$; 2) $ep + chl + ttn + ab \pm ser$; 3) $chl + ep + ser + rt \pm ttn$; 4) $ser \pm chl$. A négy zóna által definiált metasomatikus oszlopban a kőzet K, Mg, Fe, és Mn tekintetében elszegényedett, míg Ca-ban gazdagodott a metasomatózis által nem érintett mellékkőzethez viszonyítva. A metasomatikus oszlop oldásos üregeiben kivált epidot kristályok elsődleges fluidum zárványai a Ca-Al-szilikát domináns ereket létrehozó fluidummal azonosítható fluid fázist csapdáztak. Az érrendszerben migráló fluidum másodlagos pórusrendszereken keresztül behatolt a mellékkőzetbe metasomatizálva azt, és létrehozott egy propilit metasomatikus családba tartozó kőzetet. A kvarc hiánya a metasomatikus oszlop parageneziséből magasabb hőmérsékletű (~360-410°C) propilitesedésre utal.

A cal1 ásványfázissal egyensúlyban levő egykori fluidum számított $\delta^{18}\text{O}$ értékei (-4 to -12.9 ‰) a C1 zárványok mikrotermometriai eredményeinek (alacsony T_h : 75-124 °C; magas sótartalom: 17.5-22.6 wCaCl₂ % eq.) figyelembe vételével együtt arra utalnak, hogy ez a karbonát fázis a komplexumon kívülről származó, mélybe szivárgó mélymedencebeli fluidumokhoz vagy evaporit betelepüléseken átszivárgó meteorikus eredetű fluidumokhoz köthető. A komplexum kvarc-karbonát erei $qtz \rightarrow dol \pm cal1 \rightarrow cal2$ érkitöltő szekvenciával jellemezhetők. A qtz fázis fluidumzárványai magas sótartalmú 20-26 mass% NaCl, 1.5-6 mass% CaCl₂ sóösszetételű fluidumot csapdáztak, amely tartalmazott nyomnyi mennyiségű CH₄-t, és N₂-t is. A kvarc kristályosodásának nyomás-hőmérséklet viszonyai az elsődleges fluidumzárványok izochorjai és litosztatikus illetve hidrosztatikus termobárikus gradiensek (átlagos termikus gradienst ~35 °C/km feltételezve) metszése alapján P ~20-100 MPa, és T ~80-180 °C intervallumban valószínűsíthetők.

Gyódi Szerpentinit

Kimutattuk a Gyódi Szerpentinit testen belül a különböző szerpentinit típusok térbeli változását a nyírási zónától való távolság függvényében. A teljes fűrési kőzetoszlop maganyagának átvizsgálása során reprezentatív minták alapján tipizáltuk a szerpentinitet. Elkülönítettük a típusos szerpentinit palás és basztitos változatát, valamint az ultrabázit

tartalmú szerpentinitet. Az egyes típusok elhelyezkedése alapján megállapítottuk, hogy azok az O'HANLEY & OFFLER (1992) által leírt „kernel” szerkezethez hasonlítanak. A nyírási és egyben a fluidum mozgási pályáktól való távolság függvényében kimutatható az infiltráció-vezette metamorfózis hatásának csökkenése. A fúrási rétegsorban 105 m mélységben jelölhető ki egy amfibol-talk összetételű nyírási zóna, melynek közvetlen környezetében a palás szerpentinit, majd a basztitos szerpentinit és legtávolabb az ultrabázit tartalmú szerpentinit található.

Ásványtani, szöveti és geokémiai vizsgálatok alapján a Gyódi Szerpentinit protolitját kimerült felsőköpeny eredetű, harzburgitos összetételű peridotittal azonosítottuk. A szerpentinit protolitjának megállapítása irodalmanként változó. SZEDERKÉNYI (1974a, 1976b, 1977a, b) piroxenitnek, illetve dunitnak határozta meg; GHONEIM & RAVASZ BARANYAI (1969), GHONEIM (1978, 1979) szerint a kiindulási kőzet lherzolit, piroxenit lehetett. Végül BALLA (1983, 1985) a kiindulási kőzetet olivin-ensztaittartalmú ultrabázitnak, harzburgitnak ítélte. Az ásványtani és geokémiai vizsgálatok alapján a Gyódi Szerpentinit homogén, protolitját kimerült felsőköpeny eredetű, harzburgitos összetételű peridotittal azonosítottuk. A harzburgit primer magmás ásványegyüttesét klinoensztatit–ensztatit–olivin–krómit alkotta. A korábban aplitnak vélt minta ultrabázisos kumulátum (SiO_2 tartalma <42 tömeg%). A geokémiai jellegzetességek alapján a protolit bazaltos összetevőkben elszegényedett parciális olvadás reziduuma. A kőzet magas 89-91 mg#, az olivinek 0,06-0,3 tömeg% NiO tartalma egyértelműen bizonyítja köpeny eredetét és különbözőségét a kumulátumoktól.

Termometriai számításokkal igazoltuk a protolit felsőköpeny körülmények közt történt kialakulását és többszakaszos retrográd metamorfózisát. A termometriai számítások és modellezés alapján a protolit 1030-1080 °C és kb. 8,5 kbar P - T viszonyok között alakult ki. A felsőköpenyben több deformációs esemény és átalakulás érte a harzburgitot. Az ásványos összetételben az első kimutatható változás a klinoensztatit ensztatittá történő átalakulása volt. Felsőköpeny P - T viszonyok mellett végbement plasztikus deformációra utalnak a kihengerelt olivin porfiroklasztok és a deformált krómit szemcsék. Magas hőmérsékleten végbement átalakulás nyomát őrzik az ensztatitok átkristályosodásával kialakult poligonális szövetű, kis méretű ensztatit szemcsék (En₂). A protolit felsőköpeny körülményekből történő fokozatos felemelkedését bizonyítja az ensztatitból kialakuló antofillit. A termometriai számítások alapján az ensztatit porfiroklasztok szegély zónájának összetétele alapján egy 630-680 °C közötti esemény mutatható ki, ami egybeesik az amfibolok kialakulási hőmérsékletével. Az antofillit-in reakció alapján a nyomás 4 kbar alatti és valószínűleg 2 kbar feletti lehetett. Kialakulásuk során az S₀ foliáció mentén orientáltan rendeződtek el az amfibolok. A kőzettest

további emelkedése során a fokozódó hidratációt bizonyítja a 400-500 °C körül, a piroxének, amfibolok átalakulása során megjelenő talk.

Igazoltuk a protolit óceáni kéreg magasságba történt felemelkedését és az óceánaljzati metamorfózis hatására bekövetkezett statikus hidratációját. A protolit fejlődésének következő szakaszát az óceánaljzati metamorfózis zónájába emelkedett peridotit hidratációja jelenti. A kialakult pszeudomorf szövetű szerpentinít bizonyítja, hogy a szerpentinitedés statikus körülmények között játszódott le. A protolit két közettani egységének: az olivin és a piroxén-amfibol tartalmú doménnek a hidratációja szövetileg eltérő. Az olivin doménből pszeudomorf szövetű szerpentinít fejlődik, a piroxénekből basztitok képződnek. A primer alkotókból lizardit–krizotil–klinoklór–magnetit paragenézis jött létre. A klorit termometriai számítási eredmények alapján a szerpentinitedés 230-250 °C között játszódott le. Az elem-mobilizációs vizsgálatok alapján megállapítottuk, hogy a szerpentinitedés geokémiai izokémikus folyamat a SiO₂, MgO, CaO, TiO₂, NiO oxidokra nézve. Gazdagodást mutattunk ki a Fe₂O₃, Al₂O₃ és elszegényedést a FeO, MnO, Na₂O mennyiségében.

A deformációtörténet vizsgálata alapján igazoltuk a protolit szerkezetfejlődésének és hidratációjának kapcsolatát. A szerpentinít deformációs bélyegeinek és érköltéseinek vizsgálatával a szerpentin erek négy generációját és poszttektonikus karbonát ereket különítettünk el. A szerpentinít erek a szerpentinitedés különböző szakaszaihoz kapcsolódnak. Az első generációjú (*E1*) erek a szerpentinitedés korai szakaszában alakultak ki; a feszültségtér eltérő volt a többi szakaszhoz képest, a magnetit előfordulása az ér mentén az olivin átalakulására utal. A második generációjú (*E2*) krizotil erek a szerpentinitedés hatására létrejött térfogat-növekedés eredményei. Behálózják a teljesen szerpentinitedett mintákat, ám a részlegesen szerpentinitedett mintákból hiányoznak; nyírás hatására kialakult kulisszás (en échelon) szerkezetet mutatnak. Az erek harmadik generációját (*E3*) a „crack-seal” rétegzett erek alkotják, melyek kialakulása a peridotit fokozatos lenyíródásához („unroofing”) kapcsolódik. Az érszerkezetben tükröződik a tektonikus mozgásra jellemző periodicitás. Kialakulásuk alatt nyírási deformáció működött, ami szigmoidális antitaxiális mikroszövetet eredményezett. Az S1 foliáció kialakulása a szerpentinitedés fő szakaszához köthető; a nyírás hatására végbement milonitosodást mutathattunk ki a szerpentinítben. Az erek negyedik generációját szimmetrikus, összetett, legyező alakú szerpentin erek képviselik. Környezetükben tús szerpentinít (antigorit) jelenik meg, ami a korábbi hidratációs folyamatokhoz képest változást jelent, mivel dehidratációra utal.

Igazoltuk a szerpentinít szubdukciója során bekövetkezett progresszív metamorfózis hatását mind a szerpentinítben, mind az S1 foliációt átszelő S2 zónákban. A

szerpentinitedés során kialakult S1 fő foliációt meredeken átszeli az S2. Benne talkot és antigoritot mutattunk ki, ami a hőmérséklet emelkedésére, valamint a szerpentin dehidratációjára utal. A szerpentin test késői fejlődése a megelőző folyamatos retrográd metamorfózissal szemben a *P-T* növekedésére utal. Az ereken kívül a szerpentinben is kimutattuk a progresszív metamorfózis hatását. A pszeudomorf szövetet felülírja a *P-T* emelkedés következtében kialakult átkristályosodás. Nem pszeudomorf, antigoritból felépülő „interpenetrating” és „interlocking” szövetek alakultak ki. A geotektonikai környezetek közül a *P-T* növekedés szubdukcióval azonosítható esemény, melynek során az 500 °C-os izotermát a szerpentin test nem lépte át.

Kimutattuk, hogy a Gyódi Szerpentin nem mutat rokonságot a Dél-Dunántúl kristályos aljzatának metamorf fejlődéstörténetével. KIRÁLY (1996) a polimetamorf kristályos aljzatot ért első metamorfózist a SZEDERKÉNYI (1974) által leírttal azonosította: a Görcsönyiháton 5-7 kbar, 552-648 °C, és feltételezhetően a Nyugat-Mecsekben is 6-8 kbar, 519-603 °C *P-T* viszonyokkal jellemezhető. A második fázis a gránitosodással egyidejű közepes fokú, kis nyomású metamorfózis a resztitekben (<2 kbar, 416-560 °C). A harmadik esemény, a biotit és mikroclin képződéssel járó káli-metaszomatózis a Mórágai gránit előfordulásaihoz köthető. A negyedik és egyben utolsó esemény retrográd, alacsony hőmérsékletű fázis, amely az egész területet érintette. A Gyódi Szerpentin test metamorf fejlődéstörténete nem rokonítható a Dél-Dunántúl kristályos aljzatának fejlődéstörténetével. A szerpentin tektonikusan ékelődik a környezetébe, hasonlóan a legtöbb alpi-típusú ultrabázitához.

Kőzetfizikai vizsgálatokkal kimutattuk, hogy a gyódi szerpentin fejlődése során létrejött szerkezetek a kőzetek vízrekesztő tulajdonsága ellenére fluidum áramlási pályaként működhetnek. A jelen vizsgálatok fényében a Gyódi Szerpentin radioaktív hulladék izolálására feltehetően nem alkalmas. A kőzetfizikai vizsgálatok során megállapítottuk, hogy a tipizált szerpentinitek reológiai tulajdonságai különbözőek. Az ultrabázit tartalmú szerpentin a foliációja ellenére is a legnagyobb törőszilárdsággal rendelkező kőzet. Az S1, S2 foliációt mutató minták nehezebben törnek, mint az S1 mentén sűrűn foliált szerpentinitek. A foliáció mentén deformáció hatására felújulhatnak a szerkezetek. Kimutattuk, hogy a relik ultrabázit a legalacsonyabb porozitású kőzettípus a szerpentin testben, ezért vízrekesztő kőzetnek tekinthető, ahogy a szerpentin mátrix is. A feltöltéses CT vizsgálatok során mind az S1, mind az S2 foliációs síkok mentén áramlást mutattunk ki. A két irány eltérő genetikájú és ásványos összetételű. Az S2 foliáció mentén az áramlás erősebb, mivel a zóna felépítésében a talk is jelentős szerepet játszik. A szerpentinben a talk tartalmú zónák permeabilitása és deformációval szembeni viselkedése – elsősorban a talk reológiai

tulajdonságai miatt – eltérő a környezetükhöz képest (BOSCHI & TSAI., 2006, ESCARTÍN & TSAI., 2001, 2004, SEARLE & ESCARTÍN, 2004).