

## A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolatai regionális földtani eseményekhez

GÁL Benedek, POROS Zsófia, MOLNÁR Ferenc

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék,  
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, molnar@abyss.elte.hu

---

### *Hydrothermal events in the Hárshegy Sandstone Formation and their relationships to regional geological processes, Buda Hills, Hungary*

#### Abstract

The distribution of the transgressive, coastal Hárshegy Sandstone Formation of the Middle Oligocene is strongly defined by the NNE–SSW striking Buda Line which forms the eastern boundary of its extension. The Buda Line was a palaeogeographic boundary in the Late Palaeogene and the location of intensive post-volcanic activity as well. (FODOR et al. 1994). The sandstone is strongly silicified in the so-called Buda Zone which is a 5–20 km belt along the western side of the Buda Line (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976). Stratigraphic and tectonic evidence suggests Late Kiscellian age for the silicification (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976).

Hydrothermal formations in the typical facies of the Hárshegy Sandstone were studied in two reference areas: in the surroundings of Pilisborosjenő village (Köves Ridge and Ezüst Hill) and in the vicinity of Csobánka village (Majdán Saddle). In both areas, hydrothermal mineralization consists of chalcedony and barite veins as a product of two distinct hydrothermal events. Most of these veins are usually rather thin (1–5 cm thickness) and appear to be simple extensional fractures. However, occasional displacement can also be observed along the veins. The density of the veins is uneven. In the vicinity of Pilisborosjenő and especially on the Köves Ridge, siliceous veinlets form a dense stockwork, whereas the barite veins are more common on the Majdán Saddle where the frequency of the chalcedony veins is subordinate. The orientation of the chalcedony veins is dominantly WNW–ESE, and the orientation of the barite veins is NNW–SSE. The barite veins always cut through the chalcedony veins, clearly indicating their younger age. Considering the most simple extensional nature of the veins and their relative age relationships, their orientation fits with the model of stress-field variation during the Oligocene–Miocene (BADA et al. 1996, MÁRTON & FODOR 2003). Based on stratigraphic and structural evidence the age of the first phase (i.e. chalcedony veins) is late Early Oligocene, while the younger phase (i.e. barite veins) is Middle Miocene. These hydrothermal phases can be related to the Palaeogene and the Neogene volcanism in the Carpathian–Pannonian region.

The chalcedony veins often have argillic alteration selvage mainly consisting of kaolinite with a small amount of illite. Kaolinite is also present in the unmineralized sandstone and considered to be detrital in origin. Illite occurs only along the chalcedony veins suggests its hydrothermal origin. Limonite is also present in the alteration zone which is usually not wider than a few centimetres. In association with the chalcedony veins, two sulphide phases are present: pyrite and chalcopryrite. Pyrite forms euhedral crystals as inclusions in the quartz of the sandstone (cogenetic with the quartz) and amorphous masses in the intergranular spaces (cogenetic with the hydrothermal chalcedony veins). Chalcopryrite only appears in the intergranular spaces and can be considered as a hydrothermal mineral associated with the chalcedony veins.

Veins with barite do not contain other minerals and have sharp contact with the sandstone without an alteration halo. The barite veins have open spaces and therefore the crystals usually have an euhedral appearance. The barite crystals most commonly have simple orthorhombic-tabular morphology in most of the thin veins. However, a definite zoning in the distribution of the various habits of barite was observed in the major and thickest vein (approximately 2 m thick zone) on the Majdán Saddle. Variation of the crystal habit as a function of distance from the central hydrothermal zone probably reflects the variation of temperature and the saturation of the solution for barium and sulphate. This observation can be used in predictions with respect to the occurrence of major fluid flow zones which precipitated the barite in the sandstone. Fluid inclusion data suggest the barite was formed by the mixing of a saline fossil water (with high Ba<sup>2+</sup>-concentration) and hot (up to 250 °C) ascending water with moderate salinity and higher sulphate-content, driven by magmatic heat-flow. This mixing resulted in cooling and a rise in salinity, which finally caused barite precipitation.

*Keywords: Buda Hills, Hárshegy Sandstone Formations, hydrothermal events, chalcedony, chalcedony cementation, barite, hydrothermal veins, fluid inclusions*

---

## Összefoglalás

A késő-kiscelli (31 millió év) korú Hárshegyi Homokkőnek két kifejlődése ismert: típusos változata erősen kovásodott, kalcedon-telérekkal átjárt, melynek elterjedése a Budai-vonal menti néhány kilométer széles sávra korlátozódik. A formáció nem típusos kifejlődése alig, vagy egyáltalán nem kovásodott. Munkánk során a típusos kifejlődésű homokkővet ért hidrotermális képződményeket vizsgáltuk hat budai-hegységi területen. Ásványtani-, kőzettani- és szerkezetföldtani vizsgálatokat végeztünk, melyek alapján két hidrotermális eseményt különítettünk el. Az első esemény a homokkő korai kovás cementációját, valamint kalcedonrezetet eredményezett, melyhez egyéb ásványfázisok is kapcsolódnak (pirit, kalkopirit, illit). A második esemény bariterek hozott létre. A különböző eretek irányai által meghatározott paleo-feszültségirányok jól illeszkednek a terület korábban meghatározott tektonikai modelljébe, és ezáltal a kovásodáshoz kapcsolódó esemény késő-kiscelli, míg a fiatalabb folyamat, a baritosodás kora-, középső-miocén korú. Az idősebb folyamat a paleogén korú, míg a fiatalabb a kora-miocén korú vulkanizmussal hozható összefüggésbe. A barittelereken végzett fluidzárvány-vizsgálatok eredményei arra utalnak, hogy folyamatos kristályosodás közben az anyagoldatban töményedés és hűlés ment végbe, mely a magmatizmus által felhevített meteorikus oldatok és az üledékes rétegsor mélyebb részeiből feláramló fluidumok keveredésére utal.

**Tárgyszavak:** Budai-hegység, Hárshegyi Homokkő Formáció, hidrotermális események, kalcedon, kovásodás, barit, hidrotermális eret, fluidzárványok

## Bevezetés

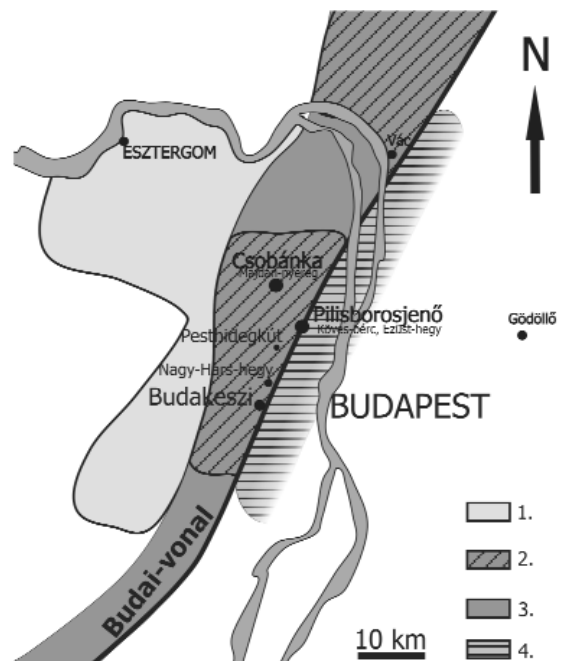
A jelen tanulmány a Hárshegyi Homokkővet ért hidrotermális folyamatokat mutatja be, a kőzetben előforduló hidrotermális telér-, és érhalózatok, továbbá kőzetátalakulási zónák újabb vizsgálata alapján. Több korábbi munka is foglalkozott a témakörrel (KASZANITZKY 1956; BÁLDI & NAGYMAROSI 1976), azonban számos kérdés megválaszolatlan maradt. Ilyen kérdések például a különböző hidrotermális folyamatok relatív és radiometrikus kora, valamint a hidrotermális képződményeket létrehozó oldatok eredete, kémiai jellege és egyéb fizikai paraméterei. A korábbi geokémiai felmérések (KORPÁS & HOFSTRA 1999) során kimutatott As–Sb anomáliák eredete szintén kérdéseket vetett fel. Munkánk során olyan ásványtani témakörök vizsgálatát is célul tűztük ki, mint például a különböző morfológiájú baritkristályok megjelenésének szabályszerűségei. Eredményeink alapján kísérletet tettünk a terület földtani fejlődéstörténeti modelljének egyes szakaszai és a hidrotermális események közötti kapcsolat feltárására is.

## Földtani háttér

A Hárshegyi Homokkő Formációt alapvetően transzgresszív helyzetű, tengerparti (litorális, szublitorális) környezetben lerakódott homok, kavicsos homok, agyagos homoktestek alkotják (BÁLDI et al. 1976). A homokkő kavicsanyaga metamorf és magmás eredetű, a Veporidákból származtatható (KASZANITZKY 1956). Vastagsága 150–200 méter között változik. Elterjedését nagymértékben meghatározza a BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) által definiált Budai-vonal (1. ábra), amely a késő-eocéntől egyrészt ösföldrajzi határként értelmezhető, de másrészt fontos szerkezeti elem is, amely mentén jelentős hidrotermális tevékenység is végbement (FODOR et al. 1994).

A Hárshegyi Homokkő Formáció elterjedésének keleti határát a Budai-vonal képezi. Cementáló anyag szerint két nagy csoportba oszthatók a formáció képződményei, melyek bizonyos mértékig földrajzilag is elkülönülnek (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976). A típusos kifejlődés a Budai-hegység területén, a Solymár–Pilisvörösvári-árokban, a Pilisben va-

lamint a Dorogi- és Esztergomi-medence nyugati peremén terjed el, és előfordulásai meghatározzák a Budai-zónát, amely a Budai-vonal mentén és attól nyugatra található ÉK–DNy irányú, 5–20 km szélességű, délnyugat felé keskenyedő öv (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976). A hidrotermális tevékenység erre a zónára korlátozódik, mely abban is megnyilvánul, hogy a vastagpados kifejlődésű, fehéresszürke, sárgásbarna, vörösbarna durva homokkő, konglomerátum, finomhomokkő alkotta kőzet mátrixa kovás, a kőzetet kalcedon- és bariterek járják át. Makrofossziliákban rendkívül szegény, de gyakoriak benne a növényi törmelékek és a teredős uszadékfák. A Hárshegyi Homokkő atipikus változata Tatabánya, Csordakút, Nagyegyháza, Máty, Zsámbék



**1. ábra.** A Hárshegyi Homokkő kovásodása a Budai-vonal mentén

1 – Nem kovásodott Hárshegyi Homokkő elterjedése; 2 – Kovásan cementált Hárshegyi Homokkő; 3 – A Hárshegyi Homokkő feltételezett elterjedése; 4 – Tardi Agyag elterjedése; 2-3 – Budai-zóna (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976 nyomán)

**Figure 1.** Silicification of Hárshegy Sandstone Formation along the Buda Line  
1 – Non-silicified Hárshegy Sandstone, 2 – Silicified Hárshegy Sandstone, 3 – Supposed extent of Hárshegy Sandstone, 4 – Tard Clay Formation; 2-3 – Buda Zone (after BÁLDI & NAGYMAROSI 1976)

környékén fordul elő (KORPÁS 1981). Gyengén vagy egyáltalán nem kovás, jelentősen nagyobb az agyag- és aleurit frakció aránya, mint a típusos változatban, karbonáttartalma meghaladhatja a 10%-ot is. Hidrotermális erzetet nem jellemző rá. A kötőanyag többnyire kalcit vagy limonit. Mindkét típus jellemző kísérőjeként a homokkő bázisán vörös-, tarka- illetve tűzállóagyagok jelennek meg a fekü mélyedéseiben (KORPÁS 1981).

A formáció képződményeinek faunájával számos szerző foglalkozott (BÁLDI et al. 1976). Mind a települési helyzet, mind a fauna alapján a formációt a felső-kiscelli emeletbe sorolták.

A formáció eróziós- és szögdiszkordanciával települ a mezozoos vagy eocén fekére, de kivételes helyzetben a Tardi Agyag fedőjeként is megjelenhet. A formáció a Kiscelli Agyag transzgressziós bázisképződménye, valamint annak heteropikus, medenceperemi kifejlődése (BÁLDI et al. 1976).

### Vizsgálati módszerek

A terepbejárások során típusterületeket jelöltünk ki, melyeken belül részletesen vizsgáltuk a különböző hidrotermális képződmények és a befogadó kőzet kapcsolatát, a hidrotermális erzet egymáshoz viszonyított relatív korát, az ásványosodott repedések eloszlását, irányítottságát, valamint a mellékkőzet erek menti átalakulását. Különös figyelmet fordítottunk a repedéskitöltő ásványok morfológiai típusainak terepi eloszlására. A terepen azonosított érhálózatok, telérek és nyitott repedésrendszerek jellemzőit Freiberg-típusú kézi kompasszal mértük ki. A terepi megfigyelések alapján reprezentatív mintavételezést is végeztünk. E minták képezték a részletes ásványtani, kőzettani és fluidzárvány-vizsgálataink anyagát.

A reprezentatív kőzet- és ásványmintákon a részletebb megfigyeléseket 10–40× nagyítású Nikon típusú sztereomikroszkóppal végeztük. E megfigyelések alapján kiválasztott mintákból a petrográfiai és fluidzárvány-vizsgálatok céljára polírozott, illetve kétoldalán polírozott vékonycsiszolatokat, továbbá porpreparátumokat és dekantálással leválasztott agyagfrakciókat készítettünk.

A petrográfiai vizsgálatokat áteső és ráső fénymenetű Nikon és Zeiss Axioplan típusú polarizációs mikroszkópokon végeztük. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok Siemens D 5000 típusú szcintillációs detektorral felszerelt diffraktométeren,  $\Theta$ - $\Theta$  üzemmódban, Cu-K $\alpha$  gerjesztő sugárzással történtek. Az adatok kiértékeléséhez a PowderX szoftvert használtunk fel. A polírozott vékonycsiszolatokon pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokat is végeztünk AMRAY 18030i berendezés felhasználásával. Az elemzések EDAX+Moran típusú, INCA standardmentes energiadiszerzív rendszerben, 20 kV gyorsító feszültséggel történtek (detektálási idő: 100 s).

A fluidzárvány-vizsgálatok Chaixmeca típusú hűthető-fűthető mikroszkópi tárgyasztalon történtek. A műszer mérési tartománya -180-tól 600 °C-ig terjed. Kalibrálását -56,6, 0 és 375 °C-on végeztük szintetikus fluidzárványok és

desztillált víz felhasználásával. A mérési pontosság magas hőmérsékleten  $\pm 1$  °C, alacsony hőmérsékleten  $\pm 0,1$  °C volt. A fűthető-hűthető tárgyasztalt Leitz Orthoplan típusú, hosszú gyújtótávolságú objektívekkel felszerelt mikroszkópra szereltük, és a vizsgálatokat 400–800× nagyítás mellett végeztük.

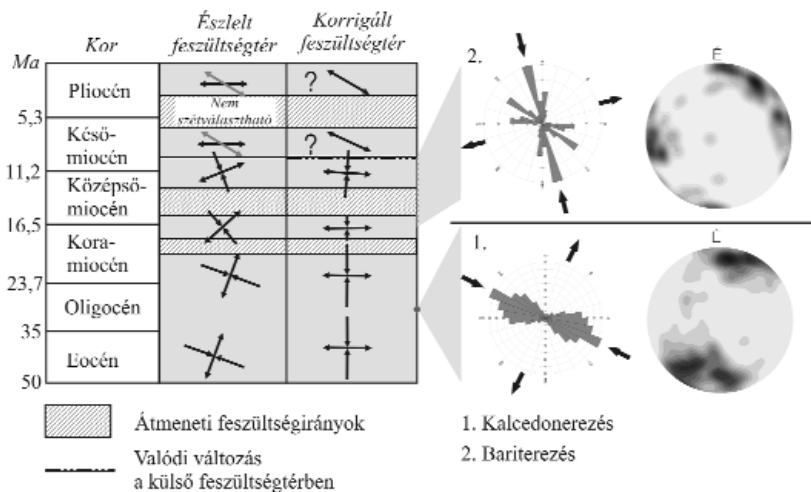
### Eredmények

#### *A hidrotermális kifejlődések általános jellemzői*

A Hárshegyi Homokkő hidrotermális átalakulása BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) szerint a Budai-vonal mentén, illetve egy, az általa meghatározott 5–20 km széles zónában a legjelentősebb, melyet Budai-zónának nevez. Ebből kiindulva terepi észleléseink során több, erre a területre eső előfordulást kerestünk fel, melyek a következők voltak: Köves-bérc és Ezüst-hegy (Pilisborosjenő), Majdán-nyereg (Csobánka), Tök-hegy és környéke (Pesthidegkút), továbbá a Nagy-Hárs-hegy és Budakeszi környékén több feltárás (*I. ábra*). Megfigyeléseink alapján ezek közül a Köves-bérc és a Majdán-nyereg területét érintette a legintenzívebb hidrotermális átalakulás, de ezen kívül jelentős hidrotermális tevékenység nyomai észlelhetők a Nagy-Hárs-hegyen és az Ezüst-hegyen is. Részletes feldolgozásra az előbbi két területet választottuk. Itt mind a kalcedon, mind a bariterek gyakorisága lehetővé tette a kétféle erzet korrelálását. A többi előfordulásnál csak igen alárendelten észlelhetők hidrotermális képződmények, főleg vékony kalcedonerek formájában.

A pilisborosjenői Köves-bércen számos kisebb kőfejtőudvar tár fel típusos Hárshegyi Homokkővet. A kőzet itt közép-durvaszemcsés, jól osztályozott, helyenként kavicsos, sárgászöld, kovásan cementált, vastagpados (0,5–1,5 m), makrofossziliát nem tartalmaz. A kőzetet törésekhez kapcsolódóan kalcedon- és bariterek járják át, melyek mentén helyenként elmozdulás is történt. A milliméteres-centiméteres vastagságú zárt kalcedonerek több helyen, jól meghatározott csapású, több méter széles zónákban koncentrálnak (*I. tábla, 1–2. kép*). Az erek sokszor rozsdabarna, limonitos színezetűek, melyet feltehetőleg főleg a helyenként megfigyelhető, 1 mm alatti piritszemcsék oxidációja okoz. Több helyen a kalcedon erek mentén néhány cm-es zónában a kőzetben agyagásványos szegélyt figyelünk meg. A bariterek milliméteres-centiméteres vastagságú, gyakran nyitott, félig nyitott repedésekhez kapcsolódnak, melyek elsősorban jelennek meg a területen. A bariterek minden esetben elmetszik a kalcedonereket, és szinte mindig eltérő irányhoz kapcsolódnak. Előfordul ugyanakkor az is, hogy baritér közvetlenül a kalcedonér mentén felnyílt repedéshez kapcsolódik.

A Csobánkától keletre elhelyezkedő Majdán-nyeregben található kőfejtő két nagy bányaudvarból áll, melyek közt a szintkülönbség 10–15 m. A típusos Hárshegyi Homokkő itt finomabb szemcsés, mint a Köves-bércen (apró-közép-



2. ábra. A Dunántúli-középhegységben észlelt egykori feszültségirányok és forgási események (MARTON & FODOR 2003 nyomán), a Hárshegyi Homokkő hidrotermális erezeinek irányai a vizsgált területen és lehetséges koruk

1 – kalcidonerek (n=239), 2 – bariterek (n=62)

Figure 2. Observed stress field variation in the Transdanubian Range (after MARTON & FODOR 2003), directions of veins in Hárshegy Sandstone, and their possible age

1 – chalcedony veins (n=239), 2 – barite veins (n=62)

szemcsés homokkő), durvaszemcsés, kavicsos közbetelepülések nem találhatók benne, viszont agyagos szintek előfordulnak. A homokkő színe vörös, vastagpados kifejlődésű, törésekkel és kalcidonerekkel sűrűn átjárt, valamint bariterek is észlelhetők benne. A milliméteres–centiméteres vastagságú kalcidonerek itt is több helyen rozsdabarna-vörös színűek és a bariterek átvágják őket. A felső bányaudvarban egy 325–145° csapású, vertikális, 1,5–2 m széles, többgenerációs vetőkarcokkal jellemzett töréses zónához kötött nagy mennyiségben található barit. A barit kristályokon négy morfológiai típust különítettünk el, melyek eloszlása a töréses zónától távolodva jól megfigyelhető zonációt mutat (1. alább).

A vizsgált területek kalcidonereiből mért csapásirányok legnagyobb része 265–315° – 85–135° tartományba esik, a dőlésszögértékek pedig 50–90° között változnak. A bariterek csapásirányai sokkal szélesebb tartományban szóródnak, azonban így is elmondható, hogy a fő csapásirány a kalcidonerekhez képest északiasabb (345–355° – 165–175°). Dőlésszögük ugyancsak 50–90° közé esik (2. ábra).

### A kalcidonerek ásványtani jellemzői

A kalcidonerek a homokkő hidrotermális fluidumok által erőteljesebben cementált részeit alkotják, tehát a már kismértékben cementált homokkőben feszültség hatására gyengébbi zónák keletkeztek egyenetlen felületű repedések formájában. Míg az erektől távoli homokkőben a szemcsék közti cementáló kovaanyag nem tölti ki teljesen a pórusteret, addig az erekben minden szemcséközi tér finomszemcsés-szálás kalcidonnal töltődött ki. Az erekben a kvarcsemen cséken továbbnövekedést nem észleltünk, és helyenként néhány szemcsé erősen töredezett, felmorzsolódott. A kovacemen ten kívül mind az erekben, mind a homokkőben, kis mennyiségben limonitos cementanyag is jelen van. Az

erekben, a szemcséközi térben a kalcidonhoz kis mennyiségű (<0,1 %) szulfidásvány, főleg pirít, illetve alárendelten kalkopirit társul. A szulfidsemen csék mérete max. 200 µm. A pirít kristályok kb. fele idiomorf, négyzet illetve hatszöges átmetszetű szemcséket alkot, másik része kvarcsemen cséket bekérgező halmazként jelenik meg. Sok helyen a pirít nagy része oxidált, helyén limonitos halmazok, pszeuromorfózák jöttek létre. Pirít ugyanakkor nem csak a szemcséközi térben, hanem a kőzetalkotó kvarcsemen csékben üde, négyzet átmetszetű zárványként is előfordul.

A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok kiderítették, hogy a szulfidfázisok a fő alkotóelemeken kívül nem tartalmaznak kimutatható mennyiségű helyettesítő elemeket. Ez érvényes mind a szemcséközi, mind a zárványként jelen levő szulfidokra. A pirít oxidációjának folyamata jól nyomon követhető a visszaszórt elektronképeken. A Köves-bércről származó mintákban csak pirít oxidációja észlelhető, baritkiszorítás nélkül. A Majdánnyeregéből gyűjtött mintákban a pirít első lépésben vasoxidá esett szét, majd helyét finomszemcsés barit töltötte ki. Itt a barit a szemcséközi térben is megjelenik nagyon finomszemcsés (fénymikroszkópban nem észlelhető) cementáló fázisként. E megfigyelések összhangban vannak a terepi észlelések eredményeivel, miszerint a barit képződése egy későbbi hidrotermális eseményhez kapcsolható.

BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) megállapították, hogy a befogadó kőzetben az agyagfrakcióból csak kaolinit mutatható ki. Kérdés volt, hogy vajon csak a befogadó kőzetben jelenlévő, detritális és/vagy diagenetikus eredetű kaolinit van jelen a kalcidonerek közelében, vagy hidrotermális hatásra más agyagásványok is képződtek. Ennek kiderítésére agyagásvány-szeparátumot készítettünk közvetlenül egy kalcidon ér melletti agyagásványban dúsabb zónából. A kiértékelt felvétel alapján a kalcidonerek átalakulási szegélyében a kaolinit mellett kis mennyiségben illit is előfordul. Az illit jelenlétét a pásztázó elektronmikroszkópos megfigyelések is alátámasztották: a kalcidonerek melletti agyagásványos halmazok 4x4 mikrométeres területéről készített felvételek a kálium több százalékos jelenlétét bizonyították. A szemcséközi térben a durva rostos megjelenésű kaolinitet (K-mentes fázist) és finomszemcsés illitet (K-tartalmú fázist) azonosítottunk.

### A bariterek ásványtani jellemzői

A bejárt területek közül három helyen észleltünk a Hárshegyi Homokkőben húzódo bariterezetet: a pilisborosjenői Ezüst-hegyen és Köves-bércen, illetve a Csobánka melletti Majdánnyeregben. Az erezetben a baritkristályok

szinte mindig fenn-nőttek, csak ritkán töltik ki a teljes repedést, így jól tanulmányozható a rombos rendszerű kristályok morfológiája. Az Ezüst-hegyen csupán milliméter alatti, {001} szerint táblás, fehér, átlátszatlan kristályokat észleltünk. Változatosabb kifejlődésben a Kövesbérc és a Majdán-nyereg teléireiben jelenik meg a barit. E két területen legjellemzőbb megjelenési forma az egyszerű táblás kristályalak a domináns {001} véglap és az {110} prizma jelenlétével. A MAKLÁRI (1940) által kidolgozott osztályozási rendszerben ez a „rombos-táblás típus”-nak felel meg. E kristályokon ritkán az {102} prizma is megjelenhet. A Kövesbércen kizárólag ez a típus fordul elő. A kristályok színe itt átlátszó sárgásbarna.

A bariterezet a vizsgált területeken mindenütt szórányos megjelenésű, a csobánkai Majdán-nyereg kivételével. Itt a felső bányudvarban feltárt töréses zóna központi részén 40 cm széles, tektonikus eredetű breccsa található, melyet 0,5–1 cm-es táblás, illetve nyúlt kristálymorfológiájú barit cementál. A breccsa melletti repedezett zónában durvaszemcsés (legfeljebb 2 cm-es), egyszerű, fenn-nőtt táblás kristályok találhatóak nagy tömegben. Az ezt követő külsőbb zónában kisebb, 0,5–1 cm-es nyúlt, tompított élű kristályok találhatóak a felnyílt repedések falain. A breccsás zónától legtávolabb eső részeken a homokkő kisebb repedéseiben átlátszatlan, rozettás, lemezes habitusú, 1–3 mm nagyságú baritkristályok jelennek meg. Összességében tehát jól megfigyelhető, hogy a központi résztől kifelé haladva a baritkristályok mérete és habitusa változik. Megfigyeléseink alapján tehát a telérképződés 4 fázisa különíthető el:

— Elsőként a vető mentén feltöredezett kőzet tág repedéseiben váltak ki b-tengely szerint nyúlt, hegyes habitusú 0,5–1 cm nagyságú kristályok. Domináns forma a {001} véglapon és {110} prizmán kívül az {102} prizma. A {011} prizma mindig megjelenik, az {111} rombos dipiramis ritkán jelentkezik („érc-típus”, MAKLÁRI 1940) (*I. tábla, 3. kép*).

— A második fázisban (amely tulajdonképpen folyamatosan fejlődött ki az elsőből) a kőzet töredezése már breccsásodást eredményezett, a létrejött breccsát barit cementálja. A breccsásodás elsősorban tektonikus eredetű, de valószínűleg a fluidáramlás is segítette a kőzetfragmentumok mozgását. Az ekkor kivált 0,3–0,5 cm nagyságú kristályok között megtalálhatóak az egyszerű rombos-táblás megjelenésű formák illetve átmeneti alakok az első fázis „érc-típusa” és a „rombos-táblás” megjelenési forma között: az {102} és {011} prizmák eltűnnek, de néha megjelenik az {111} rombos dipiramis (*I. tábla, 4. kép*).

— A harmadik fázisban a breccsásodást követően egy nagy töréssík nyílt fel, amiben egyszerű rombos-táblás kristályok növekedtek, melyeken ritkán megjelenhet az {102} prizma. A kristályok nagysága 1–2 cm között változik (*I. tábla, 5. kép*).

— Utolsó fázisként a központi résztől távoli, keskeny repedésekben 1–5 mm-es, fehér, átlátszatlan, lemezes baritkristályok növekedtek (*I. tábla, 6. kép*).

Általános tendencia, hogy a korábbi kiválású kristályoknak bonyolultabb, több lapból álló, és nyúltabb habi-

tusa van. A központi feláramlási zónától távolodva illetve időben előrehaladva a kristályosodás során egyre egyszerűbb, táblás, majd egészen lemezes kristályok növekedtek.

A bariterezet és a befogadó kőzet kapcsolatáról megállapítható, hogy az erek mindig éles váll-lappal érintkeznek a kőzettel, és a homokkőben nem mutatható ki kőzetátalakulás.

### A bariterek fluidzárvány-vizsgálati eredményei

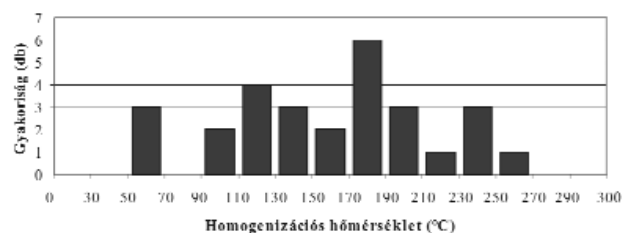
Az általunk vizsgált területeken előforduló barittípusok közül csak a Majdán-nyeregben található durva, táblás kristályok bizonyultak alkalmasnak fluidzárvány-vizsgálatra. Mikroszkópi vizsgálat során kétféle zárványtípust azonosítottunk:

— Elsődleges (az ásvány képződésével egy időben csapdázódott), kétfázisú folyadék-gáz zárványok, melyek legnagyobb átmérője 15–60  $\mu\text{m}$  között változik. A kristályokban elszórtan, repedésekhez nem kötötten helyezkednek el. Szobahőmérsékleten a gázfázis és folyadékfázis aránya átlagosan 15/85 és 30/70 között váltakozott. E zárványok rendszerint izometrikus, a barit kristályformáját közelítő alakúak.

— Másodlagos, egyfázisú folyadékzárványok, melyek a baritot szelő repedésekhez kapcsolódva jelennek meg. Méretük tág intervallumban változik, alakjuk nagyon változatos a befogódásuk után végbement alakváltozási folyamatok miatt.

Az elsődleges kétfázisú zárványokon homogenizációs és krioszkopos vizsgálatokat végeztünk. A homogenizáció igen széles hőmérsékleti intervallumban (53–250 °C), minden esetben a folyadék fázisban történt. A homogenizációs hőmérsékletek gyakorisági eloszlása polimodális. A leggyakoribb homogenizációs hőmérsékletek 170 és 190 °C közöttiek, emellett nagyobb az adatsűrűség még az 50–70 °C, 110–130 °C és a 230–250 °C közötti hőmérséklet-tartományban (*3. ábra*).

A fagyasztásos vizsgálatok során a folyadékzárványokban képződő jégfázis olvadáspontját határoztuk meg. Az eutektikus olvadási hőmérsékletet nem tudtuk megbízhatóan detektálni a zárványoldatok kis sótartalma miatt. A mért olvadáspontadatokból FLINCOR szoftver segítségével számítottuk ki a szalinitásértékeket (BROWN 1989). Az így kapott sótartalom értékek főként 1–3 NaCl ek-



3. ábra. A homogenizációs hőmérséklet-eloszlási diagram a Majdán-nyereg területén (n=28)

Figure 3. Distribution of homogenization temperatures in Majdán Saddle (n=28)

**I. táblázat.** A fluidzárványok mért adatainak összefoglaló táblázata (homogenizációs hőmérséklet, jég olvadáspont, sótartalom)

**Table I.** Measured fluid inclusion data: homogenization temperature, ice melting point, salinity

T hom. (°C)	T jég olv. (°C)	NaCl ekv. súly%
53	-1,6	2,6
54	-1,2	1,97
54,8	-1,7	2,8
90,1	-1,5	2,46
91,1	-1,3	2,14
117,4		
120,2	-1,1	1,82
124,4	-0,7	1,16
125		
140,3	-0,6	0,99
143	-1,3	2,14
148,5	-0,9	1,49
159,2	-1,8	2,9
165,9	-1	1,65
170	-1,1	1,81
170,2		
172	-1,2	1,98
174,7	-1,4	2,3
181,4	-1,2	1,97
182,3	-1,2	1,97
193,2	-1,2	1,98
195	-1,1	1,81
208		
215		
225	-1	1,65
238,2	-0,8	1,32
238,3	-1,1	1,82
241		
254,2	-1,2	1,98

vivalens súly% (a teljes szalinitás NaCl-ban kifejezve) között változnak (I. táblázat).

A homogenizációs hőmérsékletek és a zárványok szalinitásának összefüggéseit vizsgálva megállapítható, hogy az elsődleges zárványok közül három generáció különíthető el. A két szélső csoport (50–70 °C, 2–2,6 NaCl ekvivalens súly% illetve 230–255 °C, 1,3–2 NaCl ekvivalens súly%) szűkebb homogenizációs hőmérséklet- és szalinitástartományba koncentrálnak, míg a középső generáció változatos szalinitás- és homogenizációs hőmérsékletadatokkal jellemezhető. Általános tendenciaként körvonalazható, hogy a három elsődleges zárványgeneráció között a homogenizációs hőmérséklet csökkenésével nő a sótartalom (4. ábra).

### Az eredmények értelmezése

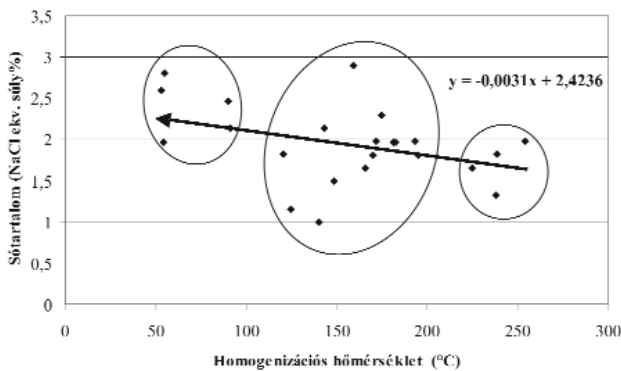
#### A hidrotermális folyamatok elterjedése, szerkezetföldtani jellemzői és kapcsolatuk a terület földtani fejlődéstörténetéhez

Általában megállapítható, hogy a Hárshegyi Homokkőben a kalcedonerek gyakorisága sokkal nagyobb, jelenlétiük általánosabb, mint a baritereké, ami arra utal, hogy a kovásodást eredményező folyamatok nagyobb, regionális mértékben, míg a baritosodást létrehozó folyamatok kisebb mértékben hatottak. A barit- és kalcedonerek két jól elkülönülő eseményt képviselnek, mivel a bariterek minden esetben elmetszik a kalcedonereket vagy reaktiválódott repedések mentén válnak ki, továbbá a kalcedonerekhez kapcsolódó enyhe mellékkőzet-átalakulás a bariterek mentén nem tapasztalható, és végül a kétféle eret irányultságban is jól elkülönül.

A hidrotermális tevékenység erősségének térbeli eloszlásáról az általunk bejárt területek alapján megállapítható, hogy az a Pilis déli területein, illetve a Budai-hegység északi területein a legerősebb. A hidrotermális tevékenység mértékét az ásványosodott repedések gyakoriságával közelítettük (mérési adataink mennyisége is ehhez igazodik). Dél felé haladva Budakeszi környékén már csak elszórtan találtunk kalcedonereket, a kőzet kovás cementációja is gyengébb. Ez a földtani kép némileg ellentmond BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) megállapításának, miszerint a Hárshegyi Homokkő hidrotermális átalakulásának intenzitása dél felé növekszik, bár az említett szerzők nagyobb léptékű változásokra utalnak, nem tesznek említést a Budai-hegységben belüli tendenciákról.

A kovás cementáció mértéke erős összefüggést mutat a kalcedonerek gyakoriságával. Ez arra enged következtetni, hogy a cementáló kovaanyag és az eret kitöltő kalcedon eredete megegyező lehet, ami egybevág BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) következtetéseivel. A kalcedonerek gyakori limonitos elszíneződése igen elterjedt jelenség, ami szulfidásvány (pl. pirit) utólagos oxidációjával magyarázható.

A vizsgált területek kalcedonereiből mért csapásirányok döntően NyÉNy–KDK irányúak, ez egybevág az irodalomban korábban közölt adatokkal (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976,



**4. ábra.** Sótartalom értékek a homogenizációs hőmérsékletadatok függvényében, feltüntetve a számított trendvonalat

**Figure 4.** Cross-plot between homogenization temperatures and salinities of measured fluid inclusions with the calculated trend

FODOR et al. 1994). Ebből arra következtethetünk, hogy az erek keletkezésekor fennálló feszültségtér regionálisan egységes volt. A baritos eresz szintén nagy mértékű egyezést mutatnak a három vizsgált területen. Megfigyelhető, hogy a csapásirány-adatok egy része a kalcedonerezettel egybeesik, azonban jelentős részük ennél északiasabb irányt mutat. Mivel a baritot létrehozó esemény biztosan fiatalabb a kalcedonerezetet produkáló folyamatnál, feltételezhetjük, hogy a megváltozott feszültségtérben az új irányoknak megfelelő repedések mellett a korábbi feszültségtér által létrehozott gyengeségi zónák mentén is felnyíltak vagy reaktiválódtak repedések.

Ahhoz, hogy a szerkezetföldtani adatokat részletesebben értelmezhesük, tekintsük át a területre vonatkozó tektonikai események sorát a kora-oligocéntól a késő-miocénig (BADA et al. 1996, MÁRTON & FODOR 2003) (2. ábra): A kora-oligocénre az észlelt feszültségtér korábbi K–Ny-i kompresszióirányához képest mintegy 30–40°-kal az óra járásával megegyező irányban elfordult. Ez a helyzet (NyÉNy–KDK irányú kompresszió és erre merőleges extenzió) a késő-oligocénig (BADA et al. 1996), illetve a korai-miocén közepéig (MÁRTON & FODOR 2003) fennállt. A középső-miocén végére ÉÉNy–DDK irányú kompresszió és erre merőleges extenzió, a késő-miocén–pliocénre már Ny–K-i illetve NyÉNy–KDK-i irányú extenziós erőter észlelhető. A feszültségtér vizsgált időtartamon belüli, óra járásával megegyező irányú látszólagos elfordulását a terület az Alcapa-egység részeként végzett, óra járásával ellentétes irányú forgása eredményezte az Apuliai-lemez északkeletre nyomulása következtében (MÁRTON & FODOR 1995, 2003). Mivel a külső feszültségtér a területen az eocéntól a kora-miocén végéig stabil, a kőzetlemez forgása miatt a feszültségtér ezzel ellentétes irányban látszólag elmozdul. A külső erőter valós elmozdulása csak a késő-miocén elejére tehető. (Az eredeti, külső feszültségtér komponenseinek irányait paleomágneses adatokkal való korrekcióval kaphatjuk meg.)

A kalcedonerezet és a formáció kovásodását létrehozó folyamat korára a sztratigráfiai bizonyítékok is engednek következtetni. Mivel a formáció fedőjében található kőzetek (pl. a Kiscelli Aggyag Formáció) egyáltalán nem érintettek a kovásodás által, a folyamat mindenképpen e kőzetek lerakódását megelőzően, legfeljebb a késő-kiscelliben kellett lejátszódnia (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976). Erre az időszakra jellemző feszültségtér irányai a következők voltak: NyÉNy–KDK irányú kompresszió és ÉÉK–DDNy irányú extenzió (FODOR et al. 1992, BADA et al. 1996, MÁRTON & FODOR 2003). Általában a fő repedések az extenzió irányokra merőlegesen, illetve ezzel kis szöget bezárva, mint segédterések jelennek meg. Az erre az időszakra jellemző feszültségirányokat (BADA et al. 1996) összevetve a kalcedonerek irányjaival (azokat egyszerű extenziós repedéseként értelmezve) jó egyezést kapunk, ami alátámasztja a korábbi feltételezéseket, miszerint a kovásodás a kiscelli korszak végéig befejeződött.

A bariterezet esetében a kérdés megválaszolása jóval nehezebb. Az újonnan felnyílt, (nem reaktiválódtott) ba-

ritos repedések csapásirányai (ÉÉNy–DDK) a feszültségtér óramutató járásával megegyező irányú rotációjára engednek következtetni. Ez alapján a bariterezet létrehozó eseményt feszültségtér szempontjából mind a kora-miocén végi (~19–14,5 millió év), mind a középső-miocén végi (14,5–11 millió év) fázisba be lehet sorolni (2. ábra). Ez ellentmond BÁLDI & NAGYMAROSI (1976) véleményének, akik szerint a baritosodás befejező dátuma megegyezik a kovásodás végével, ami a kiscelli korszak vége. Tény, hogy fiatalabb képződményekben nincs adat bariterek jelenlétére.

### *A hidrotermális folyamatok fizikai-kémiai jellemzői*

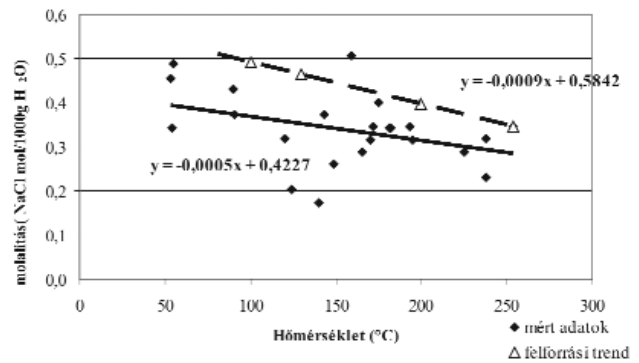
Vizsgálataink során a homokkőben a kaolinit és illit előfordulását azonosítottuk a kalcedonerek mentén. A korábbi részletes kutatások (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976) bizonyították, hogy az erek től távol, a kőzetben regionális elterjedésben kizárólag egyféle agyagásvány, a kaolinit van jelen. Tehát a kaolinit detritális és/vagy diagenetikus eredetű. Az utóbbi esetben feltételezhető, hogy az eredeti pórsvíz a jelenlevő szervesanyagok bomlása miatt savassá válhatott, ami a kaolinit képződésének kedvezett. Ezzel szemben az illit képződését általában neutrális közeli pH-jú, 50–200 °C-os körülmények segítik elő (AJA et al. 1991). Ezek a paraméterek mind diagenetikus környezetben (eltemetődés során), mind hidrotermális folyamatok során adottak lehetnek. Egy kőzet eltemetődése során a diagenetikus illit legnagyobb részét a katagenezis szakaszában, azaz 35–65 °C és kb. 1200 m-es mélységtől akár 150 °C-ig és 4–5000 m-es mélységig képződik (SINGER & MÜLLER 1983). Ezek a szélsőséges körülmények (különösen az eltemetődés mértéke), még ha a legsekélyebb, ~1000 m-es eltemetődési mélységet vesszük is alapul, valószínűleg nem álltak fent a Hárshegyi Homokkő esetében. Erre bizonyítékul az szolgál, hogy a kvarcsemcsék nyomási oldódásának, diagenetikus továbbnövekedésének nincs nyoma a kőzetben (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976).

Hidrotermális rendszerekben képződhet illit akár csak néhány száz méter mélységben is, ha a rendszerben jelenlevő oldatok kemizmus és hőmérséklete megfelelő. A Hárshegyi Homokkő esetében sokkal inkább valószínűsíthetjük az illit hidrotermális eredetét, már csak abból a megfontolásból is, hogy diagenetikus eredete esetén a kőzetben többé-kevésbé egyenletes eloszlásban kellene megjelennie, azonban tapasztalataink szerint előfordulása a kalcedonerek közvetlen környezetére korlátozódik. Az a tény, hogy az ereket befogadó kőzetmátrixban nem mutatható ki illit (pedig valamennyire az egész kőzetet érintette a hidrotermális tevékenység) azzal magyarázható, hogy az egykori repedések mentén sokkal intenzívebbé vált a fluidáramlás, ezzel nagyobb lett a fluid-kőzet kölcsönhatás mértéke, mint a korai cementációs fázisban. A kőzetben jelenlevő kevés káliumtartalmú ásvány (pl. földpát és csillám) átalakulásából felszabaduló kálium így illitképződés során kötődött meg.

A kalcedonerekhez kapcsolódóan piriteseződést is kimutattunk. A Majdán-nyeregben észlelt oxidációs folyamat, amely során a piritet vasoxidok, majd az oxidációt követően barit szorítja ki, nem felszíni folyamat eredménye. A barit oxidált kéntartalma közvetlenül származhat a piritből, azonban KASZANITZKY (1956) modelljével ellentétben a kőzetben kivált összes barit kéntartalma valószínűleg nem származtatható, mivel a kalcedonerekben a pirit mennyisége erősen alárendelt. Ezért feltételezhetjük, hogy a barit képződését hozó feláramló oxidatív oldatnak jelentős mennyiségben kellett tartalmaznia ként szulfátion formájában és a kalcedonerekkel együtt kivált piritet a későbbi baritosodást okozó oldat oxidálta. Ez azt is bizonyítja, hogy az egykor felnyílt kalcedonnal cementált repedéseket a későbbi hidrotermális oldatok újra átjárták, a repedések reaktiválódtak. Mivel a Köves-bércen nem észleltünk baritosodást, ezért ott a kalcedonerek limonitosodása az erekkel kogenetikus szulfidfázisok felszíni oxidációjával magyarázható.

A barit képződéséhez köthető hidrotermális oldatok fluidzárvány-vizsgálatok alapján rögzített hűlése és töményedése arra enged következtetni, hogy a Majdán-nyeregben megfigyelt baritmorfológiai változékonyság kapcsolatban lehet az anyaoldat tulajdonságaival. Elsősorban a képződési hőmérsékletet tartjuk jelentős befolyásoló tényezőnek, hiszen a Majdán-nyeregben mind a központi feláramlás zónától távolodva, mind a folyamat során időben előrehaladva a hőmérséklet változhatott legnagyobb mértékben. Mivel a Hárshegyi Homokkővet csak kis mélységű eltemetődés érte (BÁLDI & NAGYMAROSI 1976) és a baritkristályok nyílt repedésekben találhatóak, feltételezhetjük, hogy a baritképződés alacsony nyomású (maximum néhány tíz bar) hidrosztatikus körülmények között ment végbe. Ebben az esetben a fluidzárványok homogenizációs hőmérséklete gyakorlatilag megegyezik a csapdázódás hőmérsékletével. Ezek alapján megállapítható, hogy a fluidum, amelyből a barit kicsapódott az ásvány kiválása során kb. 250 °C-ról 50 °C-ra hűlt le. Az ellentétes irányú folyamat kizárható, mivel egy alacsony hőmérsékleten (pl. 50 °C) csapdázódott zárvány biztosan dekrepitálódik (felnyílik) egy jóval melegebb (pl. 230 °C) fluidummal való kölcsönhatás következtében (sekély mélységű hidrosztatikus körülmények között). A hűlési folyamat magyarázható a kőzet és a nála melegebb fluidum kölcsönhatásával, valamint hidegebb oldattal való keveredéssel.

A hidrotermális folyamatok során a barit anyaoldatának töményedését többféleképpen is lehet magyarázni. Bekövetkezhet töményedés akkor, ha az eredetileg homogén összetételű oldat gőznyomása eléri, vagy meghaladja a körülötte levő nyomást. Ekkor felforrás megy végbe, így az oldat heterogén fázisállapotú lesz, és szétesik egy kis sűrűségű részre, amely a folyadék telített gőzét tartalmazza, valamint egy nagy sűrűségű, folyadék fázist tartalmazó részre. A felforrás során a gőzfázisba elhanyagolható mennyiségű NaCl távozik, így a folyadékfázis töményebb lesz, mint a felforrás előtt. Ennek ábrázolása céljából megszerkesztettük a kiindulási oldat felforrása során változó sókoncentrációját



5. ábra. A 250 °C-os 0,35 mol/kg töménységű feltételezett kiindulási oldat sókoncentrációjának felforrás során fellépő, hőmérsékletfüggő változását leíró görbe és a fluidzárványok mikrotermometriai eredményeire illeszthető görbe viszonya

Figure 5. Variation of salinity with changing temperature of a supposed solution with 250 °C and 0.35 mol/kg original parameters during boiling process (upper curve) and calculated trend based on fluid inclusion data (lower curve)

leíró görbét (5. ábra). A görbét a tiszta víz entalpia értékeiből számítottuk, mert az oldat elegendően híg, valamint 0-nak vettük a gőzfázisba távozó klorid-ion mennyiségét, mert az a gőzfázisba elhanyagolható mennyiségben lép be a felforrás során.

A számítást a következő egyenletek alapján végeztük:

$$H_{fk} = y \cdot H_{gv} + (1-y) \cdot H_{fv},$$

ahol

$H_{fk}$ : folyadékfázis entalpiája a forrás kezdetekor,

$y$ : keletkező gőzfázis mennyisége,

$H_{gv}$ : képződő gőzfázis entalpiája a felforrás végén,

$H_{fv}$ : maradék folyadékfázis entalpiája a felforrás végén.

$$Cl_{fk} = y \cdot Cl_{gv} + (1-y) \cdot Cl_{fv},$$

ahol

$Cl_{fk}$ : kloridion mennyisége a folyadékfázisban a forrás kezdetekor,

$y$ : keletkező gőzfázis mennyisége,

$Cl_{gv}$ : a gőzfázisba távozó kloridion mennyisége a felforrás során (elhanyagolható),

$Cl_{fv}$ : kloridion mennyisége a folyadékfázisban a felforrás végén.

Az ábráról leolvasható, hogy a fluidzárványokon mért homogenizációs hőmérséklet- és szalinitásértékek nem illeszkednek a felforrási körülményekre számolt, töményedést leíró görbére, hanem alatta helyezkednek el. Ez azt jelenti, hogy felforrás esetén jelentősebb töményedésnek kellett volna végbemennie az anyaoldatban. Ez azonban nem áll fenn, tehát csak felforrással a töményedés és hűlés nem magyarázható. Felforrás a petrográfiai megfigyelések alapján is kizárható, mert nincs heterogén befogódásra utaló, zárványonként szélsőségesen változó folyadék-gáz fázisarány.

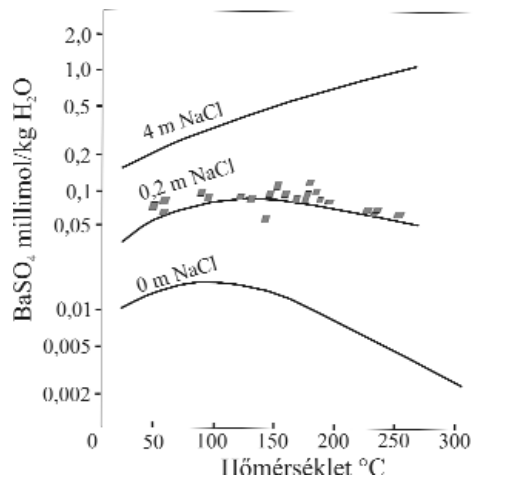
A baritkitöltések anyaadatainak töményedése úgy is magyarázható, hogy egy kis sótartalmú fluidum nagyobb szalinitású rétegvízzel (fosszilis vízzel) keveredik. Két oldat keveredése ugyan gátolhatja is a barit kiválását a hígulás miatt, de ha egy nagyobb szalinitású, magas  $Ba^{2+}$ -koncent-



rációjú rétegvíz folyamatosan keveredik egy nagy  $\text{SO}_4^{2-}$ -koncentrációval jellemezhető juvenilis hidrotermális oldattal, akkor az barit kicsapódását eredményezi (SAWKINS 1966). Ha a hidrotermális oldathoz folyamatosan nagyobb szalinitású rétegvíz keveredik, az fokozatos töményedést eredményez. Mivel a  $\text{Ba}^{2+}$  a viszonylag nagy sótartalmú oldatokban gyakori, ezért a Hárshgyi Homokkő esetében is feltételezhetjük, hogy a barit kicsapódásához elegendő mennyiségű báriumot nagyobb sótartalmú rétegvíz biztosította.

Figyelembe kell venni azonban azt a tényt is, hogy a barit oldhatósága csak kb.  $150\text{ }^\circ\text{C}$ -ig nő a növekvő hőmérséklet mellett, és ennél nagyobb hőmérsékleteken tiszta vizes, illetve kis sótartalmú oldatokban retrográd oldhatóságú (HOLLAND in BARNES 1967, BLOUNT 1977). Mérési adataink kivétel nélkül mind olyan alacsony koncentrációval jellemezhetőek, ahol érvényes ez a tulajdonság, ugyanakkor baritkiválás a  $150\text{ }^\circ\text{C}$ -nál nagyobb hőmérsékleten is végbement (6. ábra).

A fenti megfontolások alapján a bariterezet képződésére azt a modellt állíthatjuk fel, hogy azok egy nagy hőmérsékletű ( $250\text{ }^\circ\text{C}$ ), alacsony sótartalmú fluidum és egy nagyobb szalinitású, így nagy  $\text{Ba}^{2+}$ -koncentrációjú kisebb hőmérsékletű rétegvíz keveredése során jöttek létre. Mivel  $150\text{ }^\circ\text{C}$ -nál nagyobb hőmérsékleten és alacsony sótartalom mellett a barit oldhatósága még retrográd, a barit



6. ábra. A barit oldhatósága  $300\text{ }^\circ\text{C}$ -ig változó sótartalom mellett, telített gőznyomáson (BLOUNT 1977)

A paralelogrammák a Hárshgyi Homokkő bariterezetében meghatározott fluidzárványadatoknak felelnek meg.

Figure 6. Solubility of barite up to  $300\text{ }^\circ\text{C}$  with changing salinity under vapour pressure (after BLOUNT 1977)

Measured fluid inclusion data indicated

kicsapódásához a rétegvíz folyamatos hozzákeveredésére volt szükség, ami a retrográd oldhatóság ellenére is  $\text{Ba}^{2+}$ -ra túltelítette az oldatot. A prograd oldhatóság tartományába átlépve ( $150\text{ }^\circ\text{C}$  alatt) már a hőmérséklet csökkenése is kedvez a barit kicsapódásának.

A Budai-hegység területén a korábbiakban MOLNÁR & GATTER (1994) vizsgálta a fluidzárványokat öt különböző helyről származó baritmintában. Az általuk mért fluidzár-

ványok homogenizációs hőmérséklettartománya és az adatok eloszlása is hasonlóságot mutat saját vizsgálati eredményeinkkel. A homogenizációs hőmérsékletek az összes zárvány esetében  $50\text{--}250\text{ }^\circ\text{C}$  közé esnek. A gyakorisági diagramok minden esetben polimodális eloszlásúak, 2–4 csúccsal jellemezhetőek. Egy terület kivételével a homogenizációs hőmérsékletértékek leggyakrabban a  $170\text{--}190\text{ }^\circ\text{C}$  közötti tartományba esnek.

A MOLNÁR & GATTER (1994) által mért sótartalom-értékek csak  $130\text{ }^\circ\text{C}$ -nál nagyobb homogenizációs hőmérsékletű zárványokból származnak. Az egyes területeket külön vizsgálva az alacsony mérésszám miatt nem vonhatók le messzemenő következtetések, összességében azonban az adatok illeszkednek a Majdán-nyeregből származó minták által meghatározott hűlési- és töményedési trendbe. Ez alapján feltételezhetjük, hogy a különböző területek baritkiválásait rokonfolyamatok hozták létre.

## Összefoglaló következtetések

Megfigyeléseink szerint a Hárshgyi Homokkő Formációt két jól elkülöníthető hidrotermális hatás érte. A két esemény mind szerkezetföldtani jellegeiben (eltérő törésirányok mentén létrejött érkitöltések), mind ásványparagenézisében (kalcedon-illit-szulfidásványok, illetve barit) jól szétválasztható.

Az idősebb folyamat a homokkő kovás cementációját és a kalcedonér-hálózatok kialakulását eredményezte. Ugyanakkor fontos figyelembe venni, hogy bár a két kovás jellegű hidrotermális képződés ugyanahhoz a folyamathoz köthető, mégsem egyszerre képződtek, hanem a folyamat eltérő szakaszaiban. A kovásodás a homokkő korai diagenézis-szekor játszódtott le, míg a kalcedonerezet a már cementált homokkő törésrendszere mentén jött létre. A kovás cement létrejötte lehetővé tette a törések kialakulását, ahol megindulhatott az intenzív fluidumáramlás. A szerkezetföldtani adatok alapján ez az esemény a homokkő anyagának felhalmozódása után közvetlenül megindult és a későkiscelliben befejeződött. Erre nem csak szerkezetföldtani, hanem sztratigráfiai bizonyítékok is vannak (a fedő képződésben nincs nyoma kovásodásnak). A cementáció és a kalcedonerezeten kívül ez a folyamat pirit és kalkopirit kiválását is eredményezte. A kalcedonerekkel szingenetikus szulfidok, főleg a kalkopirit jelenléte a fluidum magmás kapcsolatára enged következtetni, a kalcedonerek mentén tapasztalható agyagásványosodás pedig az intenzív fluidum-kőzet kölcsönhatás következtében alakult ki. A paleogén vulkanizmushoz köthető kőzetek az általunk vizsgált területhez legközelebbi felszíni előfordulásait a Velencei-hegység keleti felén találhatjuk, ahol a legújabb vizsgálatok alapján a hidrotermális események szintén az oligocénre ( $29\text{--}31\text{ M}$  év) tehetőek, illetve újabban a recki területen is oligocén korú ( $27\text{--}29\text{ M}$  év) hidrotermális eseményt azonosítottak a radiometrikus kor meghatározások (MOLNÁR & PÉCSKAY, szóbeli közlés). A Hárshgyi Homokkő kovásodásának jellegei és kora valószínűsíti azt,

hogy a Budai-hegység területét is érték napjainkra elfedett/nem ismert helyzetben levő, paleogén korú intrúziókhoz köthető hidrotermális események.

A bariterezet eredményező folyamat kora szerkezetföldtani adatok alapján kora- vagy középső-miocén, de a sztratigráfiai adatok ezt nem erősítik meg, mert baritos kiválásról a fedő üledékekben nincs információnk. Azt azonban biztosan állíthatjuk terepi észleléseink alapján, hogy ez az esemény fiatalabb, mint a kalcedonerezet kialakító folyamat, mert a bariterek a kalcedonereket minden esetben átvágják, vagy azok mentén reaktiválódott repedéseket töltenek ki. A baritban mért folyadékzárványok leggyakoribb homogenizációs hőmérséklete 170–190 °C körüli. Olyan sekély eltemetődés esetén, ami a Hárshegyi Homokkő esetén fennállt, az ilyen magas képződési hőmérséklet nem magyarázható eltemetődés során bekövetkező felmelegedéssel, valószínűleg szükséges valamilyen magmás ható. Mindezek alapján a baritkiválást eredményező folyamat leginkább a kora-miocén magmatizmushoz köthető. A fluidzárvány-vizsgálatok alapján felállítható modell szerint egy magmás hő által felmelegített mélyről érkező fluidum keveredett a sekélyebb mélységekben jelenlevő nagyobb sótartalmú rétegvízzel, amely folyamat baritkiválást eredményezett. A keveredés és baritkicsapódás során az anyaoldat fizikai-kémiai tulajdonságai folyamatosan változtak. A Majdán-nyeregben ennek nyomait a fluidzárvány-adatokon kívül a különböző morfológiájú baritkristályok zónás megjelenése is mutatja. Az oldat legnagyobb mértékben változó fizikai paramétere a hőmérséklet, mely esetünkben 250 °C és 50 °C között ingadozott. Ez a jelenség nem egyedülálló a Budai-hegység hidrotermális oldatainál. Ugyanilyen tág homogenizációs hőmérséklet intervallummal jellemezhetők a Budai-hegység több lelőhelyről származó barit-, valamint a Ferenc-hegyi-barlang kalcitkristályainak fluidzárványai (MOLNÁR & GATTER 1994, NAGY & MOLNÁR 2006). Ezek a kiválások valószínűleg mind paleogén,

illetve kora-neogén korúak. A Budai-hegység ekkori aktív tektonikája okozhatja a hidrotermális oldatok hirtelen, kis területen bekövetkező jelentős hőmérsékletingadozását.

Vizsgálataink nem adtak választ a korábbi kutatások által észlelt anomális As–Sb (akár 1000 ppm-es As és 100 ppm-es Sb) -koncentrációk eredetére. Az általunk vizsgált kőzetmintákban az alkalmazott módszerekkel ezeket az elemeket egy fázisban sem találtuk meg kimutatható mennyiségben. Felvethető az a lehetőség, hogy az As- és Sb-anomáliák másodlagosan, a kőzetben jelenlévő Fe-oxidok történő adszorpcióval alakultak ki.

Az általunk vizsgált területeken korrelációt fedeztünk fel a kalcedonerek gyakorisága és a baritosodás mértéke között. Tehát, ahol a homokkő kalcedonerekkel sűrűn átjárt, ott a baritosodás mértéke is számottevő (pl. Köves-bérc, Majdán-nyereg). Ez a szerkezetföldtani megfigyeléseink alapján arra vezethető vissza, hogy a bariterezés kialakulása részben az idősebb kalcedonerek felnyílásához is köthető. A hidrotermális képződmények eloszlása arra enged következtetni, hogy a két esemény oldatainak feláramlása kisebb, egymást átfedő és felülíró centrumokban jelentkezett, tehát a Budai-vonal mentén sem volt egyenes a hidrotermális tevékenység intenzitása.

### Köszönetnyilvánítás

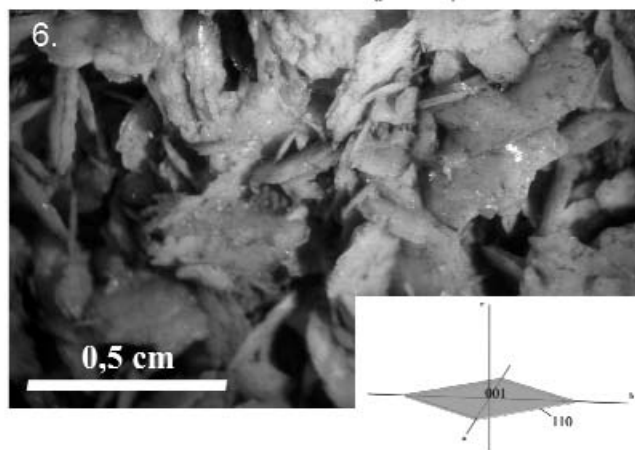
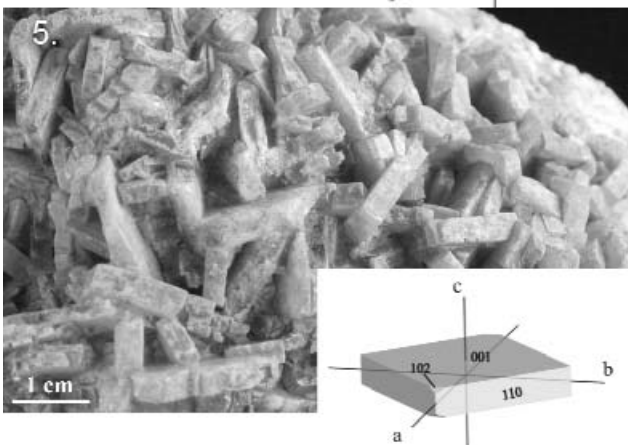
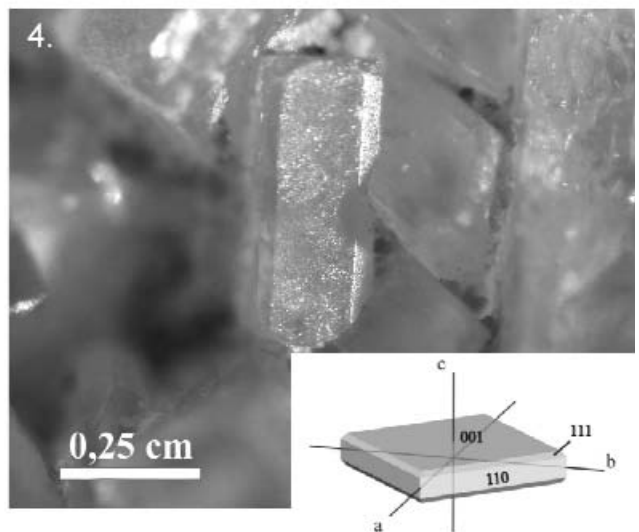
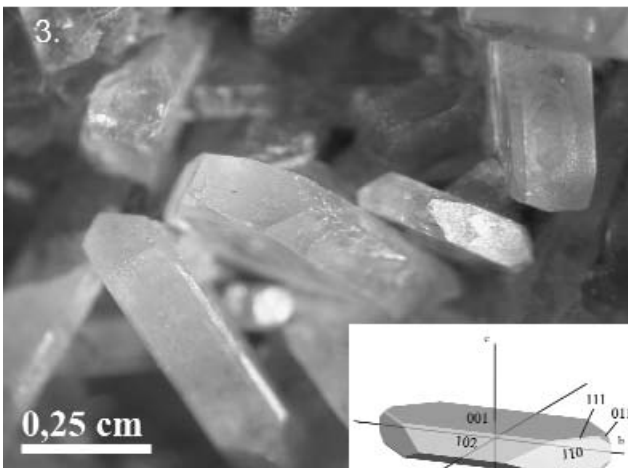
Köszönettel tartozunk elsősorban dr. KÖRPÁS László†-nak a földtani adatok felkutatásában és a terepbejárások során nyújtott segítségével. Köszönjük PEKKER Péternek az elektronmikroszkópos vizsgálatokban, valamint TÓTHNÉ KIRÁLY Juditnak a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatokban nyújtott segítségét. Köszönet illeti továbbá BENKŐ Zsoltot, dr. LEÉL-ÓSSY Szabolcsot, dr. MINDSZENTY Andreát, PÉNTEK Attilát, SASVÁRI Ágostont és TUBA Györgyit hasznos ötleteikért és a gondolatébresztő beszélgetésekért.

### Irodalom — References

- AJA, S. U., ROSENBERG, P. E. & KITTRICK, J. A. 1991: Illite equilibria in solutions: I. Phase relationships in the system  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  between 25 and 250 °C. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55/5**, 1353–1364.
- BADA G., FODOR L., SZÉKELY B. & TÍMÁR G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269–289.
- BÁLDI T. & NAGYMAROSI A. 1976: A Hárshegyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — *Földtani Közlöny* **106/3**, 257–275.
- BÁLDI T., B-BEKE M., HORVÁTH M., KECSKEMÉTI T., MONOSTORI M. & NAGYMAROSI A. 1976: A Hárshegyi Homokkő Formáció kora és képződési körülményei. — *Földtani Közlöny* **106/4**, 353–386.
- BLOUNT, C. W. 1977: Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300°C and 1400 bars. — *American Mineralogist* **62**, 942–957.
- BROWN, P. E. 1989: Flincor: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. — *American Mineralogist* **74**, 1390–1393.
- FODOR L., MAGYARI A., KÁZMÉR M. & FOGARASI A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda slope — A sedimentary record of continental escape of the Bakony Unit (SW-Hungary). — *Geologische Rundschau* **81**, 695–716.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 129–305.
- HOLLAND, H. D. 1967: Gangue minerals in Hydrothermal Deposits. — In: BARNES, H. L. (ed): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston, Inc., 425–436.
- KASZANITZKY F. 1956: Az alsóoligocén (hárshegyi) homokkő ásvány-kőzettani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **86**, 244–256.

- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó-miocén képződményei. – *MÁFI Évkönyv* **64**, 37–41.
- KORPÁS L. & HOFSTRA, A. H. (eds) 1999: Carlin gold in Hungary. – *Geologica Hungarica* **24**, 131–331.
- MAKLÁRI L. 1940: Morfogenetikai vizsgálatok a magyarországi baritokon (doktori értekezés). – *Palaestra Calasactiana. A piaristák doktori értekezései az 1932. évtől* **31**, 41 p.
- MÁRTON E. & FODOR L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data a case study from North Hungary. – *Tectonophysics* **242**, 99–114.
- MÁRTON E. & FODOR L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. – *Tectonophysics* **363**, 201–224.
- MOLNÁR F. & GATTER I. 1994: Comparative mineralogic-genetic studies of sedimentary and hydrothermal barite crystals from Hungary. – *Földtani Közlöny* **124/1**, 43–57.
- NAGY S. & MOLNÁR F. 2006: The hydrothermal mineral paragenesis of the Ferenc-hegy Cave (Buda Hills, Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series*, **5**, p. 81.
- SAWKINS, F. J. 1966: Ore genesis in the north Pennine orefield, in the light of fluid inclusion studies. – *Economic Geology* **61**, 385–401.
- SINGER, A. & MÜLLER, G. 1983: Diagenesis in argillaceous sediments. – In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. (eds): *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. Elsevier Scientific Publishing Company **2**, 115–212.
- Kézirat beérkezett: 2007. 05. 08.

I. tábla — Table I



- 1-2. Kalcedonerekkel sűrűn átjárt zóna a pilisborosjenői Köves-bércen.  
 3. Érc-típusú baritkristályok (Majdán-nyereg).  
 4. Átmeneti kristályformájú baritkristályok (Majdán-nyereg).  
 5. Rombos-táblás baritkristályok (Majdán-nyereg).  
 6. kép: Vékony lemezes baritkristályok (Majdán-nyereg).  
 1-2. Strongly silicified stockwork zone at Köves Hill, Pilisborosjenő.  
 3. Barite chrystals from Majdán Saddle with „ore-type” morphology.  
 4. Barite chrystals from Majdán Saddle with transitional morphology.  
 5. Barite chrystals from Majdán Saddle with rhombic-tabular morphology.  
 6. Barite chrystals from Majdán Saddle with thin, bladed morphology.