

IV. Közettani és Geokémiai Vándorgyűlés Kirándulásvezető

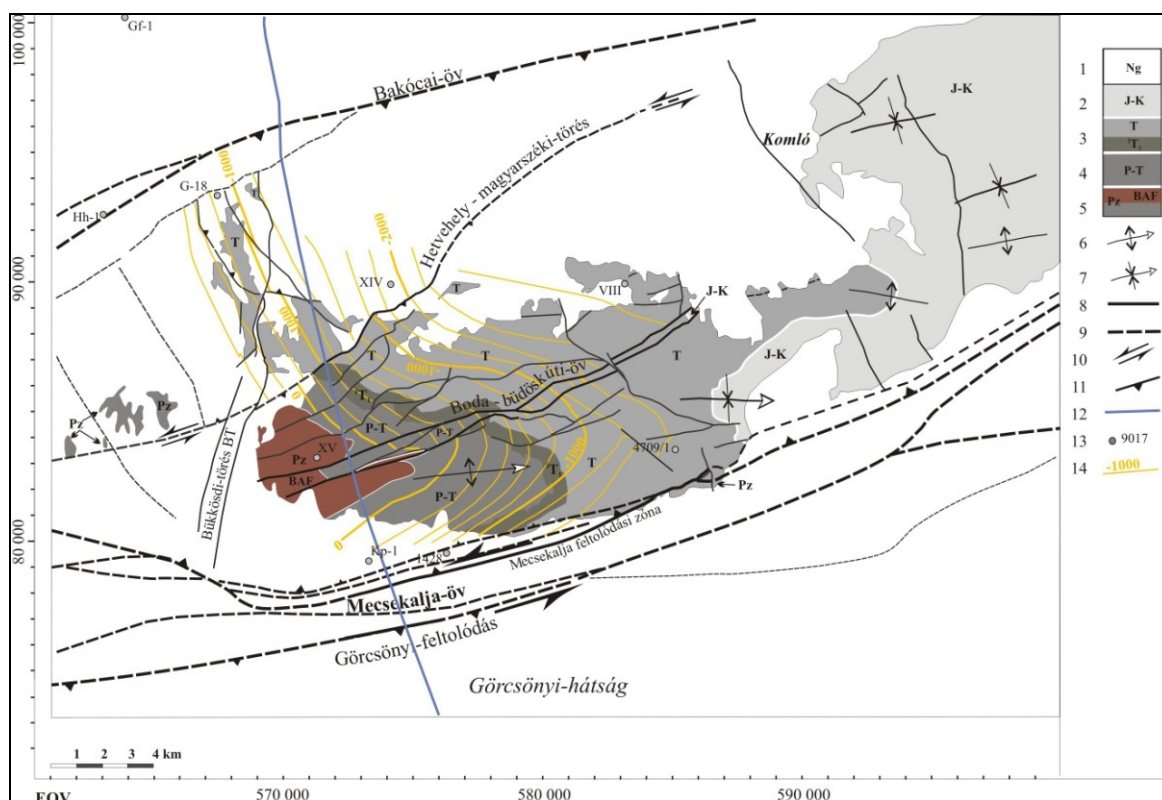
- 1. Konrád Gyula, Hámos Gábor, Máthé Zoltán: A Bodai Agyagkő Formáció**
- 2. Jáger Viktor: Zengővárkony (Dezső Rezső-völgy) alsó-kréta szubmarin kriptodóm és Ófalu (Goldgrund-völgy) alsó-kréta hematitos neptuni dájkok**

1. A Bodai Agyagkő Formáció

1.1. A Bodai Agyagkő Formáció általános jellemzői

A Bodai Agyagkő rétegváltakozással, a szemcseméret fokozatos csökkenésével fejlődik ki a fekü durvatörmeléken sorozatból (Cserdi Formáció), amely egyben heteropikus fácies. A hagyományosan „átmeneti rétegek”-nek nevezett összlet javasolt litosztratigráfiai megnevezése: Őrházi Tagozat. Vastagsága 100-150 m. Hullámfodros, réteglapon csillámos homokkő, aleurolit és agyagkő építi fel. A Bodai Agyagkő Formáció 800 m vastag felső része jellemzően vörösbarna színű albitos, aleuritos agyagkő.

A Bodai Agyagkő felszíni elterjedését az 1. ábra szemlélteti, fedőszintvonalait 120 fúrás adatai alapján lehetett megszerkeszteni. Ismert elterjedési területe mintegy 200 km², térképezett felszíni kibúvási 14 km²-en követhetőek. Jelenleg a nagy aktivitású radioaktív hulladék befogadására alkalmas képződményként kutatják.



1. ábra: A Bodai Agyagkő ismert elterjedési területe a Ny-Mecsek földtani térképvázlatán (Hámos 1998 [8] és Konrád et al. 2010 [11] alapján)

Jelmagyarázat: 1. neogén és kvarter képződmények, 2. jura-kréta képződmények, 3. triász képződmények, kiemelve a Jakabhegyi Homokkő Formációt, 4. Kővágószőlősi Homokkő Formáció, 5. egyéb paleozoos képződmények, 6. antiklinális, 7. szinklinális, 8. észlelt törés, 9. szerkesztett, ill. feltételezett törés, 10. oldaleltolódás, 11. feltolódás, 12. földtani szelvény nyomvonala, 13. fontosabb, említett fúrások, 14. BAF fedőszintvonalak

A formáció elterjedése a nyugat-mecseki antiklinálisban és annak északi előterében ismert (2. ábra).



2. ábra: ÉÉNy-DDK csapású földtani szelvény a nyugat-mecseki antiklinálison keresztül
(1. 1. ábra, Konrád 2012 [12])

1.2. A formáció ásvány-köztani jellemzése

Az ásványos összetétel eltér a nyugat-mecseki antiklinális és az ÉNy-i előtér (goricai) területén.

Ny-mecseki antiklinális terület. Az ásványos összetétel meghatározó ásványai: agyagásványok, (uralkodó az illit-muszkovit, mellette nagyobb mennyiségben megjelenik a klorit, melynek eloszlása változó, bizonyos rétegekben dúsul, másokban hiányzik), albit (csaknem teljes mennyisége autigén eredetű), kvarc (törmelékes alkotó); karbonátok (általában dolomit és kalcit együttesen van jelen, azonban a dolomit önálló rétegeket is alkot), hematit. Ezen uralkodó fázisok mellett megjelenő komponensek: szmektit (kis mennyiségben szinte mindig jelen van), klorit-szmektit kevertréteges szerkezetű agyagásvány (tektonikai és a felszíni mállott zónákra jellemző), káliföldpát (törmelékes és autigén képződésű), egyéb törmelékes ásványok (leggyakrabban plagioklász, rutil, muszkovit, biotit, Fe–Ti-oxidok, apatit, cirkon), barit, anhidrit. Ezek mellett több esetben elektron mikroszkóp vizsgálattal kimutatásra kerültek kalkofil elemek szulfidjai is (galenit, kalkopirit, szfalerit), melyek megjelenése ebben az erősen oxidált összletben figyelmet érdemlő.

A formáció legjellegzetesebb és legfeltűnőbb ásványa az albit, autigén képződését először FAZEKAS VIA [6] ismerte fel. A kőzetben való megjelenése, a rgtg-diffrakciós- és elektronmikroszkóp vizsgálattal alapján egyértelműen autigén eredetű [1].

Megjelenése változatos:

- „albitos fészkek”, melyekben a léces, táblás, poliszintetikus ikres albitkristályok karbonáttal (kalcit, dolomit), néha barittal társulnak, emellett ezekben jelennek meg bizonyos esetekben a fentebbi szulfidok. Általában az „albitos fészkek”-ben megjelenik az autigén K-földpát is;
- kötőanyagként, átitatódásként;
- korábbi evaporit ásványokat (gipsz, anhidrit) helyettesítve, karbonáttal társulva.

Goricai blokk. A Goricai területen mélyült Ib-4 jelű fúrás által harántolt BAF szakasz mintáin elvégzett eddigi ásvány-köztani vizsgálatok döntően az antiklinális területén előforduló BAF-hoz hasonló ásványos összetételt jeleztek: agyagásványok, (uralkodó az illit-muszkovit, mellette nagyobb mennyiségben megjelenik a klorit), albit (csaknem teljes mennyisége autigén eredetű), kvarc (törmelékes alkotó); karbonátok (általában dolomit és kalcit együttesen van jelen, azonban a kalcit az uralkodó), hematit. Az antiklinálishoz viszonyítva lényeges eltérés a nagyobb mennyiségű analcimnak a jelenléte és az autigén K-földpátnak a hiánya, valamint a dolomitnak az antiklinálishoz viszonyítva jóval kisebb mennyisége. Az analcim két megjelenési módja ismerhető fel:

- „analcimos, albitos fészkek”, melyekben a léces, táblás poliszintetikus ikres albitkristályok mellett az analcim közel szabályos, sajátalakú kristályai is megjelennek változó mennyiségben, a „fészkek” további jellemző ásványai a karbonátok (kalcit, dolomit),

- kötőanyagként, átitatódásként való megjelenés.

Az antiklinális területén az uralkodó ásványfázisok mennyiségi arányai, szöveti, szerkezeti, szedimentológiai bélyegek alapján a formációt az alábbi közettípusok alkotják:

- **Albitos („albitfészkes”) agyagkő** (a BAF uralkodó közettípusa, szabad szemmel leginkább elkülöníthető). Ásványos összetételének jellemzői: uralkodó az agyagásvány frakció, ezen belül is az illit-muszkovit és a klorit (35-50%), az autigén albit, melynek aránya általában kisebb az agyagásványokénál (20-50%, a növekvő agyagásvány-tartalom csökkenő tendenciájú albittartalommal jár, lásd a lenti ásványösszetelési ábrát), a törmelékes kvarc (5-15%), mindkét karbonát jelenléte (<10%), a magas hematit tartalom (7-10%).
- **Albitolit**, jellemzője az 50%-ot meghaladó autigén albittartalom. A törmelékes kvarc aránya 10% alatti, mindkét meghatározó agyagásvány jelen van, a karbonátok mennyisége eléri a 10%-ot, hematit 5-6%. Az autigén albit csaknem 100%-a átitatódásként van jelen, „albitos fészkes” csak elszórva ismerhető fel.
- **„Igazi” aleurolit**. A legmagasabb törmelékes kvarc (25% feletti) mennyisége, alacsony agyagásvány- (10% körüli) és hematit- (5%) tartalommal rendelkezik. Az autigén albit tartalma szintén igen magas (meghaladja a 35%-ot), a karbonáttal (10% körüli érték) együtt az aleurolit kötőanyagát adja. Az elkülönítésében fontos szerep jut a típus szöveti képének, minden esetben rétegzett, uralkodó a keresztrétegzés.
- **Dolomit közbetelepülések**. Az uralkodó dolomit mellett a másik meghatározó ásvány az autigén albit, mely döntően átitatódásként van jelen. Kis mennyiségben került kimutatásra agyagásvány, törmelékes kvarc és hematit.
- **Homokkő közbetelepülések**. Ezek a fekvő felőli, úgynevezett átmeneti rétegekben (Őrházi Tagozat) gyakoriak. Ezekről jóval kevesebb vizsgálati eredmény áll rendelkezésre.

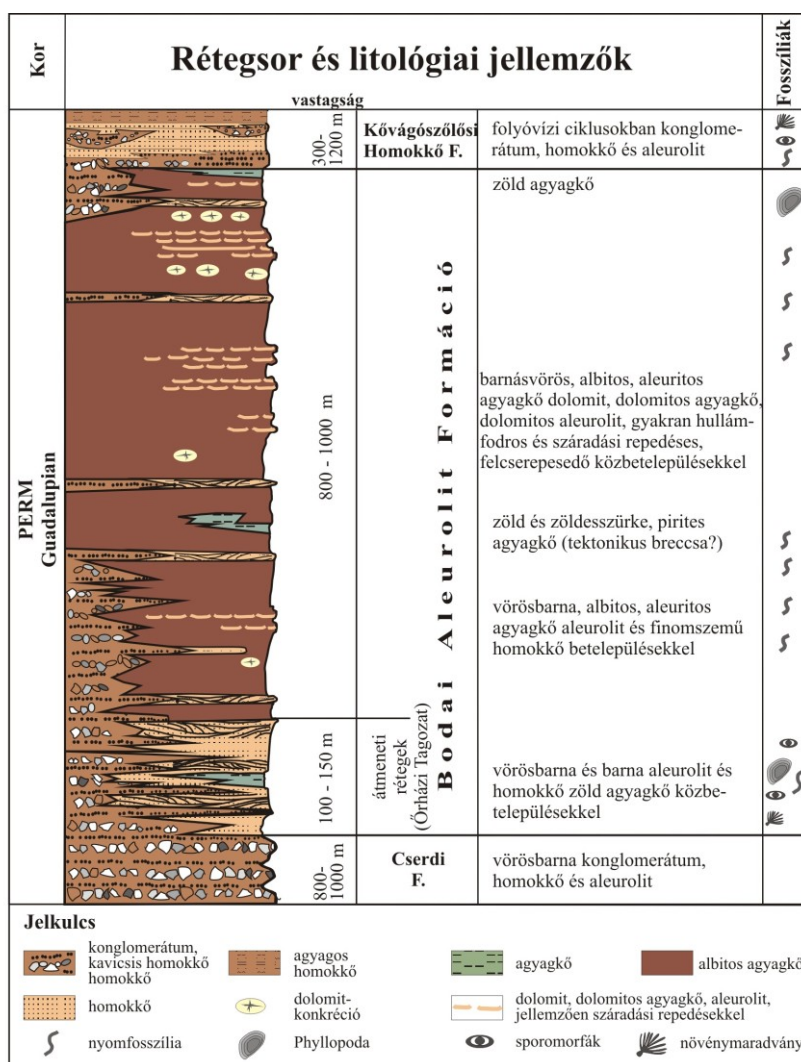
Az Ib-4 fúrás alapján a Gorikai blokk területén jóval vékonyabb a BAF (kb. 300 m), mint az antiklinális területén (700-900 m). Az Ib-4 fúrás maganyagának az eddigi vizsgálatai alapján magasabb a törmelékes kvarc aránya és ezzel párhuzamosan kissé csökken az agyagásványok összmenyisége, jelen van az analcim (4-20%), hiányzik az autigén K-földpát és a dolomit mennyisége erősen lecsökken (akár hiányozhat is). Alacsonyabb hematit-tartalom jellemző. Lecsökken az autigén albit-tartalom, az albit és az analcim együttes mennyisége teszi ki az antiklinális területén meghatározott albit tartalmat. Ezen ásványos alkotókban megjelenő minőségi és mennyiségi különbségek visszatükröződnek a közettípusokban. A gorikai blokk kifejlődésében uralkodó az **analcimos, albitos („analcim-albit fészkes”) agyagkő**, gyakoribbá válik a **homokkő** és az **aleurolit**, az ásványos alkotók következtében eltűnik az **albitolit**, és a **dolomit** közbetelepülések száma is minimális.

A Bodai Agyagkő Formáció nagy vastagságú, erősen oxidatív, vörösbarna színű öszlet, mely tükrözi az ásványos ösztetélt (magas hematit tartalom), valamint a kémiai jelleget (magas az Fe₂O₃ és FeO arány). Egyetlen vékony (2-3 m vastagságú), feketébe hajló sötétszürke színű közbetelepülést (BAT-4, Delta-9 fúrások) tartalmaz, melynek a határai geokémiailag folyamatosak, redoxfrontok jellegzetes nyomelem eloszlásával (Cu, U, As, Pb dúsulás) és szulfid ásványfázisok jelenlétével a határzónában (kalkopirit).

A formáció képződményeinek legfeltűnőbb tulajdonsága a magas Na₂O-tartalom, mely egyértelműen az autigén albit- és analcim-tartalomra utal. A részletesen vizsgált nyomelem tartalmak alapján (magas La, alacsony V, Cr, Cu és Ni koncentrációk, valamint a TiO₂ – Ni diagram alapján) lepusztulási területként elsősorban felzikus terület feltételezhető (R. Varga A. et al., 2005 [19]; Varga et al., 2006 [20]).

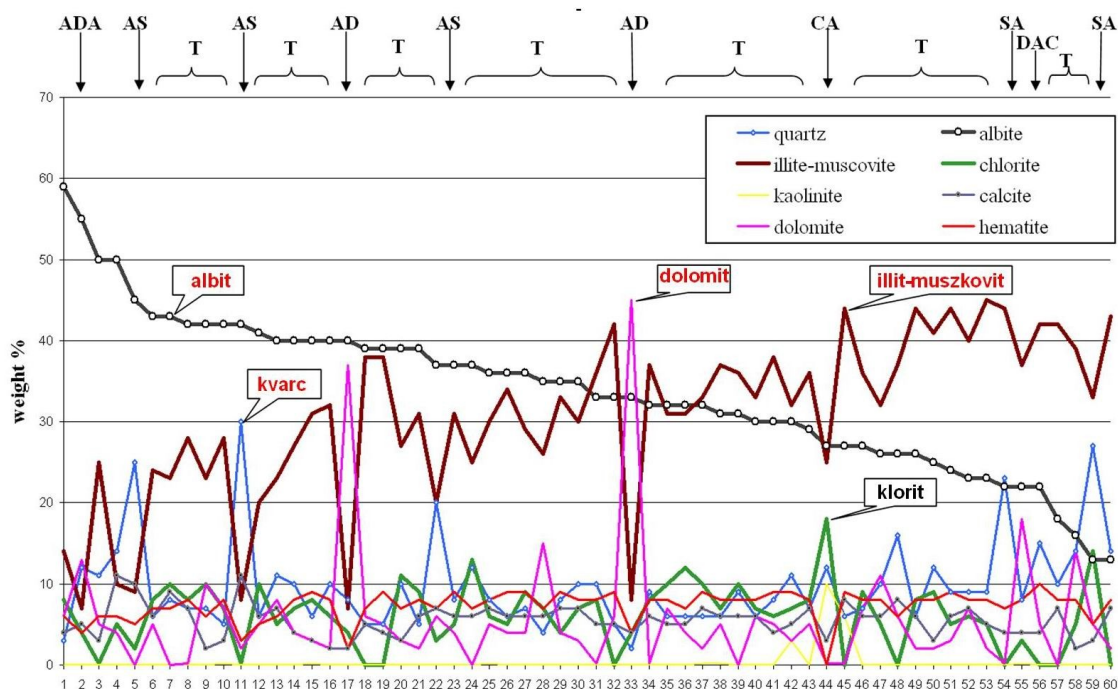
Az illit és klorit kristályossági index, valamint az egyetlen reduktív réteg szerves anyagán mért vitritreflexió mérések eredményeinek összefoglalásaként megállapítható, hogy a Bodai Formáció kőzeteit az antiklinális területén mélydiagenetikus hatás érte (kb. 150-200 °C) (Árkai et al., 2000 [1]). A Gorikai blokk területén mért értékek (Ib-4 számú fúrás mintái) magasabbak, ami diagenetikus hatást jelöl (ÁRKAI, 2005, laboratóriumi mérési jegyzőkönyv).

A formációt felépítő kőzetváltozatokat a 4. ábra mutatja be. Ezek előfordulási aránya a rétegsorban változik (3. ábra). Valamennyi kőzetfajta jelentős mennyiségben tartalmaz albitot, ami az illittel mutat negatív korrelációt (4. ábra). E két összetevő mellett csak a kvarc (aleurit és homok frakció) és a dolomit ér el 20%-nál nagyobb arányt. A grafikonon szembevetendő, hogy a két utóbbi ásvány nagyobb gyakorisága csak az illit rovására valósul meg, az albit mennyiségét nem befolyásolja.



3. ábra: A BAF nyugat-mecseki előfordulásának elvi rétegoszlópa (KONRÁD et al. 2010 [11] nyomán)

A Bodai Agyagkő különböző kőzeteiből vett 60 db minta ásványos összetétele az albit-tartalomra rendezve



4. ábra: A Bodai Agyagkő – ásványos összetétel alapján meghatározható – jellemző kőzettípusai

Jelmagyarázat: ADA agyagos, dolomitos albitit, AS albitos homokkő, T (típusos) albitos, aleuritos agyagkő, AD albitos dolomit, Ca kloritos agyagkő, SA homokos agyagkő, DAC dolomitos, albitos agyagkő
 MÁTHÉ (1999) [14] elemzési eredményeiből szerkesztve)

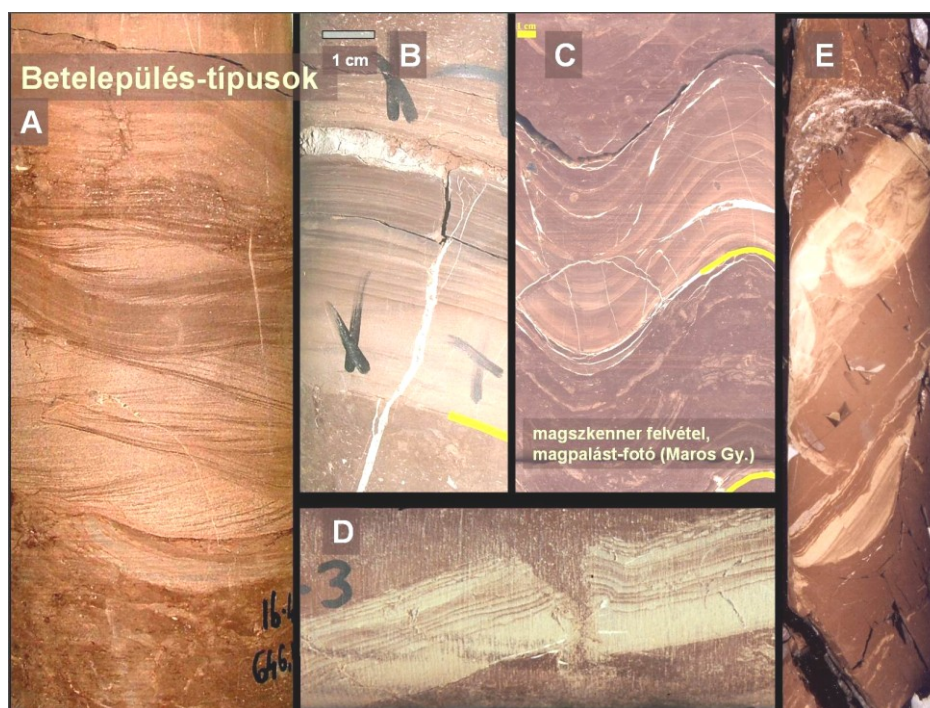
A „típusos” alapkőzetben – az albitos, aleuritos agyagkőben – közbetelepülésként jelenik meg a többi kőzetfajta. A közbetelepülések éles, gyakran eróziós felszínnel települnek a fekvő agyagkőre (POZSGAI 2011 [16]). A betelepülések egymástól néhány centiméter távolságban helyezkednek el, amelyek „kötegeket” alkotva néhány méterenként ismétlődnek. HALÁSZ [7] ciklussztratigráfiai vizsgálata négy fő kőzettípus (homokkő /A/, aleurolit /B/, agyagkő /C/ és dolomit /D/) váltakozásán alapszik. (Az alapkőzeteket a korábbi fúrás-dokumentációk kissé eltérően ítélték meg /részletes anyagvizsgálatok hiányában/, de az eltérés következetes.) Az ideális ciklus három vagy négy tagból épül fel, ahol a homokkő-aleurolit-agyagkő-dolomit sorban a középső két tagból több esetben csak egy jelenik meg. Az ideális cikluson kívül megfigyelhetők 2 tagból felépülő, alulról vagy felülről csonka ciklusok (vagy ritmusok).

Az eltérő ásványos összetételű és szövetű kőzettípusokat eltérő kőzetszerkezet jellemzi. A legnagyobb tömegben előforduló albitos, aleuritos agyagkő – agyagos aleurolit jellemzően rétegtelen, zavart szerkezete talajosodás nyomait mutatja (5. ábra).

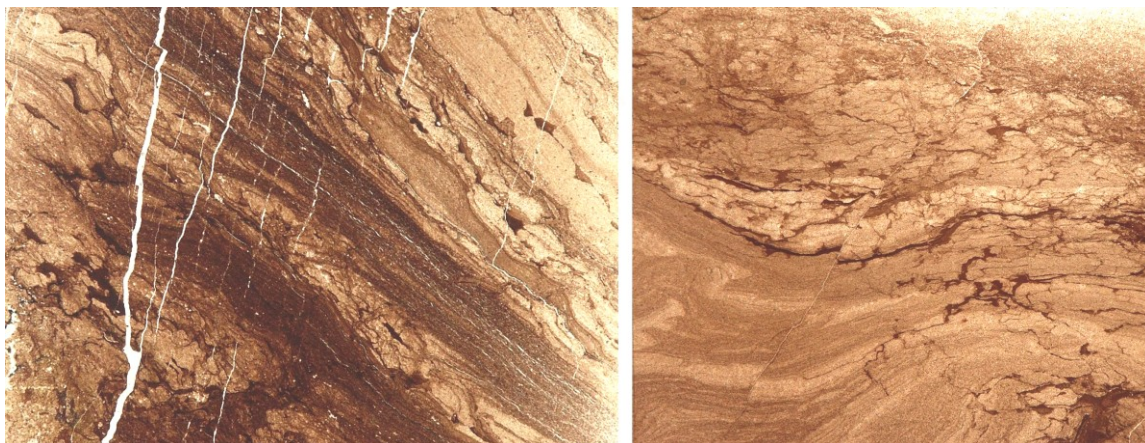


5. ábra: A Bodai Agyagkő típusos aleuritós agyagkő – agyagos aleurolit közötti típusának jellemzője a gumós mállás (balra, bodai alapszelvény), a duzzadó agyagásvány-tartalom (középen) és a talajosodásra utaló zavart mikroszerkezet (jobbra, Alfa-vágat, L-1 fűrés, a kép élhosszúsága 5 mm)

A betelepülő finomszemű homokkövek kimosási felszínnel települnek az agyagkőre (6. ábra, A, B, C). Hullámfodrosak, íves ferderétegzésűek. Dolomit, ritkábban kovás kötőanyagúak. Gyakori az egyenes gradáció (6. ábra, B). A dolomitmárga-, dolomitrétegek gyakran agyagfilmmel tagoltak (6. ábra, D). A konvolút rétegzés (6. ábra, E) terheléses szerkezetként értelmezhető. Előfordulnak anhidrit enterolitikus szerkezetét mutató dolomitbetelepülések (7. ábra). Ezek és a MÁTHÉ & VARGA [15] által kimutatott halit utáni pszeuromorfózák sóstavi környezetre utalnak. Ugyanezt erősíti meg a fossziliák csaknem teljes hiánya. A rétegsor legalsó és legfelső részéből Phyllopodák kerültek elő. Ezeken kívül csak életnyomok találhatók (8. ábra), amelyek segítségével BABINSZKI (in KONRAD et al. 2010 [11]) alacsony energiájú környezetet, jó oxigén-ellátottságú aljzatot és nagy energiájú (*Skolithos*) ichnofáciest különített el.

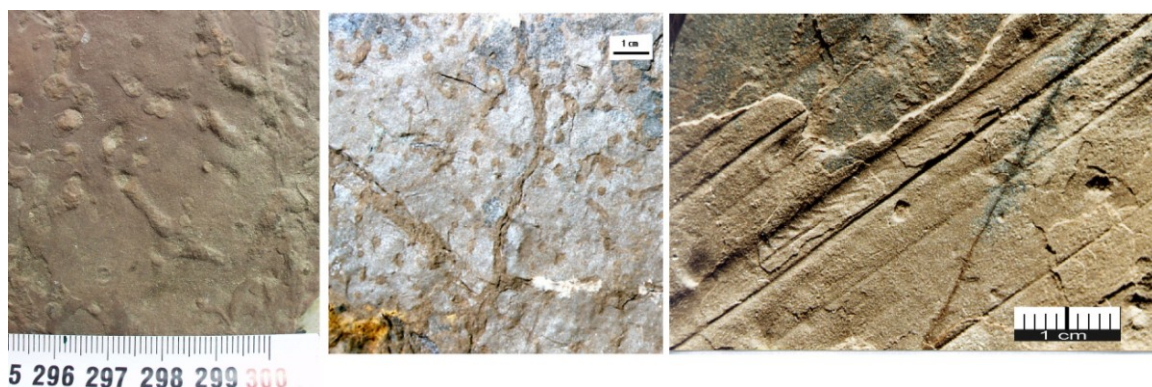


6. ábra: A betelepülések jellemző üledékszerkezete. A: gradált, hullámfodros homokkő kimosási felszínnel települ a zavart szerkezetű agyagkőre, B: horizontális párhuzamos rétegzésű gradált aleurolit-agyagkő települ az agyagkő eróziós felszínére, C: ismétlődő dolomitos közbetelepülések agyagkőben, D: agyaglaminás, száradási repedéses dolomitbetelepülés



7. ábra: Enterolitikus szerkezetek a Bat-15 és a Bat-4 fűrés közbetelepült dolomitós rétegeiben.
Vékonycsiszolat, a kép alsó éle a valóságban ~1 cm.

A formáció elterjedésének határai nem ismertek (nyugaton lepusztult, az északabbi, nagy mélységbe süllyedt vonulatát a fűrésok nem érték el, délen a Mecsekalja diszlokációs öv mentén tektonikusan nyíródik el), egyedül kelet felé /Pécsről északra/ fordult elő peremi fáciesnek ítéltető kifejlődése, két fűrésban (9. ábra). Itt az agyagkő durvatörmelék üledékkel fogazódik össze, amit a Cserdi Formációba sorolunk.



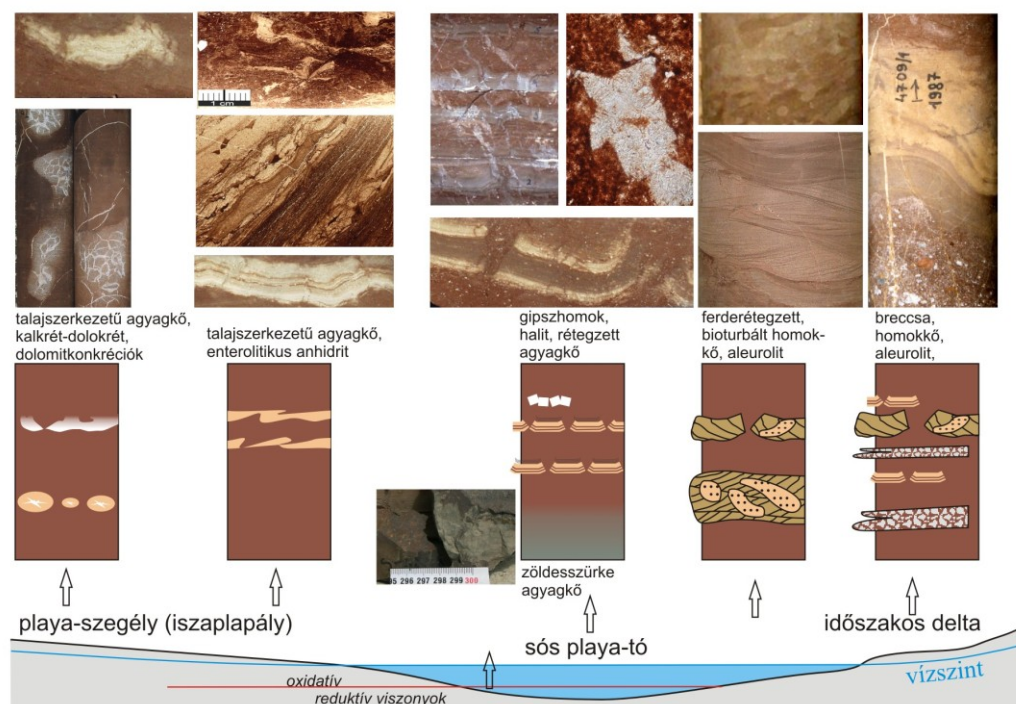
8. ábra: Életnyomok és mechanoglifák (? , jobbra) a Bodai Agyagkőben



9. ábra: A BAF és a Cserdi Formáció összefogazódása a 4709 sz. érckutató fűrésban

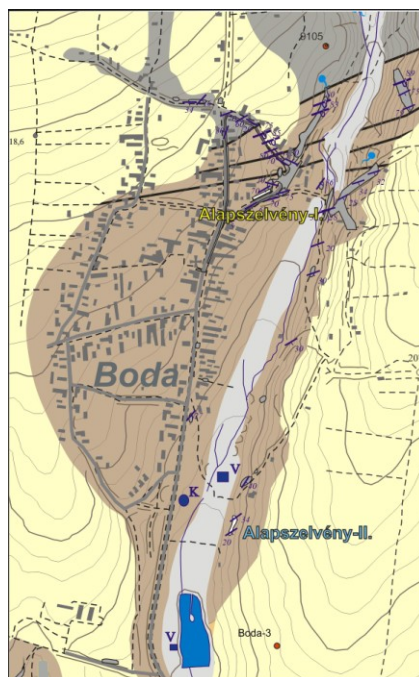
A formáció fáciesét a különböző szerzők eltérően határozták meg. BARABÁS [3] tavinak vélte, de felvetette a tengeri eredet lehetőségét. JÁMBOR [9] tavi fáciesűnek határozta. Később playa kifejlődésűnek határozták (ÁRKAI et al [1], VARGA et al. [19]). Egyes

dolomitbetelepülések enterolitikus szerkezetének és a halit utáni dolomit pszeuromorfózának a felismerése (KONRÁD et al. [11], MÁTHÉ & VARGA [15]) vetette fel a sóstavi playa eredet lehetőségét.



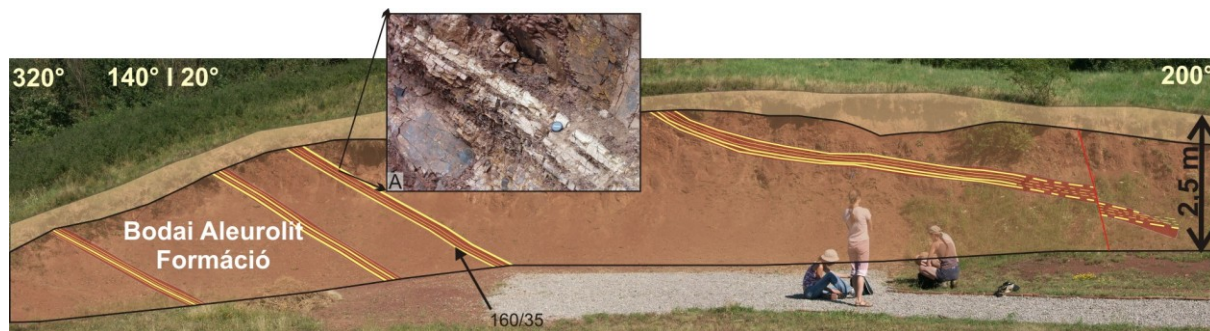
10. ábra: A Bodai Agyagkő képződési környezetének sóstavi playa modellje (KONRÁD 2012 [12])

1.3. Boda, a Bodai Agyagkő alapszelvényei



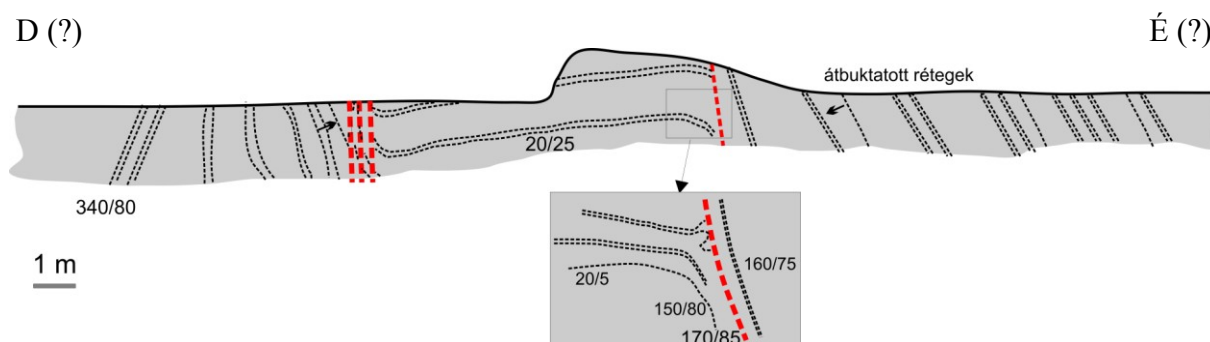
11. ábra: A Bodai Agyagkő alapszelvényeinek elhelyezkedése. Jelmagyarázat: barna – Bodai Agyagkő; sötétszürke – Kővágótősi Homokkő; sárga – negyedidőszaki képződmények; világosszürke – holocén pataküledék

Boda falu déli végén, a futballpálya közelében található a Bodai Agyagkő egyik alapszelvénye (II. alapszelvény, 11. ábra). A formáció felső harmadának egy részletét tárja fel. Az antiklinális tengelytől délre található, ennek megfelelően a rétegdőlés DK-i. A feltárásban csaknem minden alapvető tulajdonsága megfigyelhető a formáció felső részének: a gumósan málló aleuritos agyagkő és agyagos aleurolit sűrűn tagolt kalcittal kitöltött vagy mangánoxid bevonatú közetrésekkel. Több betelepülésköteg figyelhető meg. Ezek aleurolitok, néhol száradási repedéses szerkezettel. Helyenként ferderétegzettség is megfigyelhető. A betelepülés-kötegek néhány méterre helyezkednek el egymástól.



12. ábra: A Bodai Agyagkő II. alapszelvénye Bodán

A falu közepén található a formáció másik (I.) alapszelvénye. Egy vízvezető árokban és a földút talpán elsősorban a keményebb aleurolit-betelepülések preparálódnak ki.



13. ábra: A Bodai Agyagkő feltárása Boda falu középső részén (I. alapszelvény)

Az árokban a betelepülések száradási repedései is megfigyelhetők. Tenyérnyi poligonokból állnak a rétegek, felszínükön esőcseppnyomokat is megfigyeltünk. A rétegdőlés erősen változó, mert a feltárás a Boda-büdöskúti szerkezeti övbe esik. Észak felé a rétegek átburkadtak. Az erdő szélén bővizű forrás fakad, itt érintkezik tektonikusan a Bodai Agyagkő és a Kővágószőlősi Homokkő Formáció Bakonyi Homokkő Tagozata.

Irodalom

- [1] Árkai, P., Balogh, K., Demény, A., Fórizs, I., Nagy, G. & Máthé, Z. 2000. Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. — Acta Geologica Hungarica 43, pp. 351–378.
- [2] Barabás A. – Barabásné Stuhl Á. 1998: A Mecsek és környezete perm képződményeinek rétegtana.

- [3] Barabás A. (1955): A mecseki perm időszakai képződmények. Kandidátusi disszertáció. Kézirat. p.
- [4] Böckh J. 1876: Pécs város környékének földtani és vízi viszonyai. Földt. Int. Évk., 4. pp. 150-328.
- [5] Fazekas V., Majoros Gy., Szederkényi T. 1981: Late Paleozoic subsequent vulcanism of Hungary. Newsletter of IGCP Project No 5. Vol. 3. Padova.
- [6] Fazekas V. (1987): A mecseki felső perm és alsó triász korú törmelékes formációk ásványos összetétele (Földt. Közl. 117. 11-30)
- [7] Halász A. 2009: A Cycles and rhythms within the Boda Claystone in the borehole Ib-4. Central European Geology Vol 52, Number 3-4, pp. 325-342.
- [8] Hámos G. 1998: A Bodai Aleurolit Formáció fedőszintvonalas térképe. Kézirat, Mecsekérc Zrt. adattár, Pécs.
- [9] Jámber Á. (1964): A Mecsek hegység alsó-permi képződményei. Kézirat, Mecsekérc Rt Adattár, Pécs.
- [10] Jámber Á., Tözsér O., Wéber B. 1962: A II. sz. kutatócsoport 1961. évi előzetes jelentése a mecseki permi antiklinális M=1:10 000 méretű földtani térképezéséről. Kézirat, MÉV Irattár.
- [11] Konrád, Gy., Sebe, K., Halász, A. & Babinszki, E. 2010: Sedimentology of a Permian playa lake: the Boda Claystone Formation, Hungary. — Geologos 16/1, pp. 27-41.
- [12] Konrád Gy. 2012: A Bodai Agyagkő szerkezeti helyzete, litológiája és fáciese. Környezetföldtani megközelítés. Kézirat, habilitációs pályázat, PTE TTK Doktori Tanács, Pécs
- [13] Majoros Gy. 2000: A Pécsi medence földtani viszonyai. — Kézirat, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 61 p.
- [14] Máthé Z. (szerk.) 1999. Ásvány-köztani, köztgeokémiai és izotóptranszport vizsgálatok. Kézirat, Mecsekérc adattár, Pécs
- [15] Máthé Z. & Varga A. 2012: „Ízesítő” a permi Bodai Agyagkő Formáció öskörnyezeti rekonstrukciójához: kőso utáni pszeuomorfózák a BAT-4 fúrás agyagkőmintáiban. — Földtani Közlöny, 142/2, pp. 201-204.
- [16] Pozsgai E. 2011: A Bodai Aleurolit Formáció aleurolitbetelepüléseinek fáciesértelmezése. —Diplomamunka, Pécsi Tudományegyetem, 41 p.
- [17] R. Varga A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos-alsó-triász sziliciklasztos kőzetek köztani és geokémiai vizsgálatának eredményei. – PhD disszertáció, Budapest 150 p.
- [18] Somogyi J. 1965: A mecseki alsópermi összlet felső részének hullámfodrairól. — Földtani Közlöny 95/1, pp. 37-39.
- [19] Varga, A. R., Szakmány, Gy., Raucsik, B. & Máthé, Z., 2005. Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. — Acta Geologica Hungarica 48, pp. 49–68.
- [20] Varga A., Raucsik B., Szakmány Gy., Máthé Z. (2006): A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes köztípusainak ásványtani, köztani és geokémiai jellemzői. Földtani Közlöny 136/2, 201-232.

2. Zengővárkony (Dezső Rezső-völgy) alsó-kréta szubmarin kriptodóm és Ófalu (Goldgrund-völgy) alsó-kréta hematitos neptuni dájkok

A következő két terepi pont közötti szoros földtani kapcsolatot fluidzárvány mikrotermometriai mérések, ércföldtani- és geomikrobiológiai vizsgálatok, valamint izotópgeokémiai mérések is alátámasztani látszanak. Az enigmatikusnak nevezhető Ófalu melletti Goldgrund-völgy metamorfizált paleozóos sorozatában található nem metamorfizált hematitos mészkő testeknek a képződését illetően előbb a Zengővárkony és Pusztakisfalu között található Dezső Rezső-völgy környékén (Mészégető-erdők) feltáródó tenger alatti vulkáni kriptodómot tanulmányozzuk, mely a Mecsek területén lejátszódott alsó-kréta vulkanizmus első komolyabb tenger alatti feltöréseinek egyike.

2.1. Dezső Rezső-völgy, volt vasércbánya területe (14. ábra)

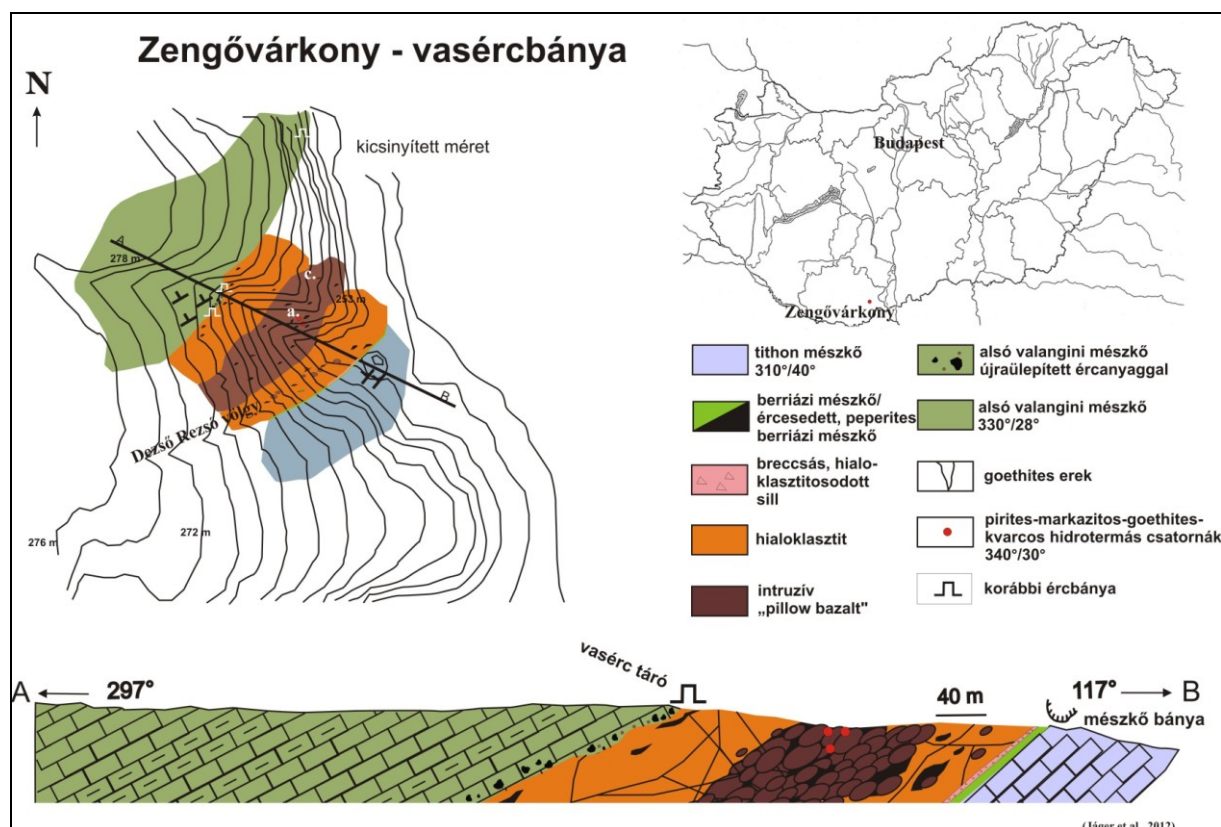
A völgy nevét egy kiváló terepi érzékű kataszteri mérnökről kapta, aki a XX. század elején a telkibányai aranykutatási helyszíneket otthagya jött a Mecsek-hegység területére (a telkibányai veresvizi tárónál folyt munkálatok során is jobban érdekelte az „okker” kinyerése, mintsem, hogy az arany kinyerésével bíbelődjék). A Mecsekben folyó kutatásait az alkálilbazalt és mészkő kontaktusain (!) kezdte, így bukkant a zengővárkonyi vasércre is, melyet a mágneses deklináció relatív mérésével nyomozott ki, és 1942-ben megindította a kutatótárók kihajtását [25] [28]. A zártkutatótárót a Rákosi korszakban államosították, majd 3 év alatt 25 000 tonna vasércet termeltek ki, főleg Rudabányáról hozott bányászok segítségével. Az '56-os forradalom idején a szivattyúk leálltak, a vágatokat elöntötte a víz, majd később a bányát berobbantották [21]. Ma egy ereszke és az egyik táro rövid bejárati szakasza még járható.



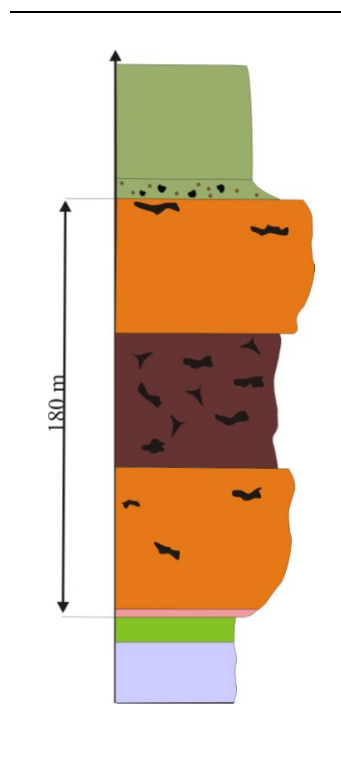
14. ábra: A zengővárkonyi volt vasércbánya és az ófalui Goldgrund-völgy környéke a terepi pontokkal

A völgyben lévő feltárásokat leginkább Pusztakisfaluról a patakot követve találhatjuk meg, vagy Zengővárkony irányából érkező a régi 6-os műútról a szántóföldeken át. A terület magántulajdonban van, így engedély kérése szükséges.

2.1.1. A vulkanoszediment kriptodóm képződményeinek leírása (2. 3. ábrák)



15. ábra: A vulkanoszediment formáció szelvénye



16. ábra: Rétegoszlop

A képződmények leírása KDK felől NyÉNy felé történik (15. ábra). A völgy alján az egykori mészkőbánya közvetlen környezetében tárodik fel a vulkanoszediment szekvencia fekvése, a berriázi mészkő, melynek korát NAGY ISTVÁN [29] igen alapos mikropaleontológiai vizsgálatai igazoltak (a Mecsek-hegységi alsó-kréta Máriaúri Mészkő Formáció máig érvényes típusszelvényeinek és több esetben bonyolultan áthalmazott, autoklasztitos képződményeinek leírását és korolását főleg calpionella és tintinnina vizsgálataival szintén Nagy I. végezte). A helyenként autoklasztitos fekvő karbonátos rétegek felett egy pár méter vastag, a hialoklasztitosodott részein erősen breccsás, „jigsaw-fit” textúrájú (az egymástól elszakított kőzetfragmentumok összeilleszthetőek) vulkanittelér található. Evvel a képződménnyel kezdődik az a majd 180 m vastag vulkanoszediment összlet, mely tulajdonképpen egy kriptodóm, és a központi, kb. 60 m-es részét intruzív párnabazaltok és a közöttük található szerves anyagban gazdag mésziszap megszilárdulásával létrejött mészkövek adják (16. ábra). A vulkáni benyomulás központi helyzetű intruzív pillow bazaltjait egy nagy vastagságú vulkanikus breccsaösszlet: hialoklasztit és pillow bazalt fragmentumokat tartalmazó hialoklasztit takaró zárja magába. Ez a fácies a tenger alatti lávaömlésnél elég gyakori, itt a Mecsekben

azonban ez a bazaltos feltörés az egyik legelső komolyabb vulkáni képződmény volt az alsó-krétában, és mivel a tengeraljzat kontinentális kéregrészen helyezkedett el egy riftzónán belül, vastag, konszolidálatlan és víztelített üledékekbe, és még nem közvetlen tengeraljzatra folyt a bazalt. A befogadó üledékes kőzetek jellemzésének a későbbiek során még fontos szerepe lesz.

A párnaláva összlet alatt és felett elhelyezkedő hialoklasztitok vizsgálatakor sem gradáltság sem rétegzettség nem volt megfigyelhető, jellemző a „jigsaw-fit” textúra is, mely bélyegek a vulkáni anyag helyben való képződését, és a szállítás hiányát igazolják. A hialoklasztit összlet hidrolitikus átalakulást szenvedett, valamint jelentős oxidáción ment keresztül, amiben feltehetően vasoxidáló szervezetek is szerepet játszottak [27]. Másodlagos elegyrészei: kalcit, goethit, hematit, nontronit, szeladonit, dolomit. Helyenként monomineralikus goethit-erek, valamint ökolnyi erősen goethites mészkő zárványok is gyakoriak.

A konszolidálatlan üledékekbe hatoló magma legkésőbbi kihűlő, és még mozgó központi zónájában képződtek azok a helyenként 1,5 m-es átmérőt is elérő párnalávák, melyek erősen hólyagüreges (35-50 t^o%) mivolta tekintélyes kigázosodást jelez. A 2-5 mm-es átmérőjű hólyagüregek kalcittal, szeladonittal kitöltöttek és gyakran alkotnak ritmikus, koncentrikus zónákat a kihűlési felszínnel párhuzamosan. A kőzetanyag trachitos-variolitós szövettű alkálilbazalt, mely erősen átalakult. Igen gyakoriak az olivin és piroxén utáni karbonátos, szeladonitos, goethites pszeudomorfózások, ép Ti-augit csak nagyon elvétve figyelhető meg, az alapanyag igen erősen goethites. Az intruzív pillow bazaltok kihűlési szegélyén a hólyagüregek lapítottá válnak és méretük csökken. A kihűlési szegély gyakran erősen szeladonitos, mely későbbi hidrotermás folyamatok során képződött. A párnalávák közötti térben gyakran találhatunk peperites mészkőzárványokat, melyek erősen goethitesek, belső részük gyakorta trigonális, keskeny prizmaövvvel rendelkező kvarccal és különböző kifejlődésű kalcittal van kitöltve, nagyon ritkán a kalcitban vékony hematit-táblák is találhatóak, illetve finomkristályos hematit erek. A peperit minden esetben fluidális peperit, vagyis a magmával érintkező üledék konszolidálatlan és víztelített volt. A peperit a bazaltos magma megszilárdulni készülő „párnái” közötti üledékek pórusvizének hirtelen felforrása során jött létre, amikor a hatalmas gőznyomás következtében a gőzmátrixú fluidizált üledék a magmás anyaggal keveredett.

A peperites és - későbbi folyamatok hatására - hidrotermásan átalakult berriázi-valangini mészkövek helyenként nagy mennyiségű rákkoprolitot tartalmaznak, melyből a területen 12 különböző belső struktúrájú nyomfosszíliafaj található. Ezen tízlábú rákok üledéklakó életmódúak voltak, és az üledékekben található szerves anyagot fogyasztották, csakúgy, mint ma élő rokonaik. Az ércesedett rákkoprolitok eredete sokáig nagy talánya volt a hazai földtannak. A korábban algáknak vélt mikrofossziliákat PALIK [33] végűl decapoda, vagyis tízlábú rákok koprolitjaiként írta le. Mind a hialoklasztitban található zárványok között (különösen az összlet fedője alatti részeken), mind a pillow bazaltok közötti részeken erősen goethites, helyenként hematitos mészkőzárványok is gyakoriak, melyekben nagyon nagy mennyiségű goethites koprolit található. A bányászott vasérc tulajdonképpen zömében ezen képződményeket érintette. Az érces mészkövekben gyakran a goethit hálózatos, fűregyszerű kicsapódásait is láthatjuk, mely bizonyos esetekben valószínűleg abiogén struktúrák, és a hialoklasztitok hidrotermás átalakulása során képződtek, de az alacsonyabb pO₂ helyeken nem zárható ki vasoxidáló baktériumok egykori jelenléte sem, ahogy erre bizonyos goethit kicsapódások morfológiai bélyegei utalnak [27]. A koprolitok vizsgálata során kiderűlt, hogy maguk a koprolitok framboidális pirit aggregátumok utáni goethit pszeudomorfózásokat és idiomorf szanidin kristályokat is tartalmaznak a peperites képződményekben. Ennél is érdekesebb, hogy bizonyos koprolitdűs zárványok esetében cm-es nagyságű szilárd bitumen

(gilsonit) is található a kalcitos alapanyagban és repedésekben. Olyan eset sem ritka, amikor maguknak a koprolitoknak a hidrotermás hatásra történő átalakulását figyelhetjük éppen meg.

A vulkanoszediment összlet sekélyvízi karbonátos fedője mentén egy alig pár méter vastag képződmény tárul fel, mely arra enged következtetni, hogy a zengővárkonyi vulkanikus képződmény egy olyan kriptodóm volt, melynek nagy része a laza üledékben szilárdult ugyan meg, azonban a felső szegmens egy kisebb része közvetlen a tengervízzel is érintkezett. Ez abból következtethető, hogy a hialoklasztit fedő mészkőben áthalmozott vasérc, bazaltláva és hialoklasztit fragmentumok találhatóak, valamint a pillow bazaltok közötti mészkövekből ismert rákkoprolitoktól eltérő ichnofauna együttes és olykor ezen koprolitokat hátrahagyó rákok járatai, foraminiferák és növénymaradványok is. Az áthalmozott érc és kőzetdarabkák sarkosak-szögletesek, melyek a szállítódás hiányát jelzik (18. ábra) [27]. Amennyiben a magmás betelepülés egésze az üledékes takaró alatt szilárdult volna meg, ilyen áthalmozás nem jöhetett volna létre, csak abban az esetben, ha az üledékek lepusztulnak felette, de ezt az eshetőséget kizárhatjuk, hiszen a fedő összletben az Apátvarasdi Mészkő Formáció folyamatos sekélytengeri üledékképződést jelez. Ez a képződmény tehát egy kis dőlésszögű, tenger alatti lejtőn történő törmelékfolyásnak az eredménye, mely az intruzív magmás kriptodóm tengerfelszínre is kibukkanó lejtőin jött létre, már folyamatos üledékképződés közepette.



17. ábra: Intruzív párnaláva goethites üledékszárvánnyal



18. ábra: A fedő sekélyvízi mészkőben található áthalmazott vasérc vulkanitklasztokkal



19. ábra: Oxidált vasszulfidokból álló hidrotermás kúrtók kvarccal és kalcittal. A vasszulfid csövek keletkezésében termofil-hipertermofil szulfátredukáló mikroorganizmusok közreműködése jelentős.

2.1.2. Hidrotermás képződmények

A kriptodóm központi intruzív pillow bazaltos szakaszán, a bazalt párnák közötti üledékszárványos térben, több, párhuzamos csövekből álló pirites-markazitos képződmény tárult fel, melyek mentén kalcit és kvarc vált ki (19. ábra). (érdekes módon ezen képződmények légvonalban 130 m-rel DK-re vannak attól a ponttól, ahol Dezső Rezső a legnagyobb mágneses deklinációt mérte!).

Az egyik ilyen kb. 1 m magas csatornákból álló hidrotermás képződmény súlya elérte a 150 kg-ot is. Ilyen hidrotermás kúrtók eddig egyedül a zengővárkonyi kriptodómból ismertek, bár kisebb, de hasonló folyamatokra utaló képződményekre mind a hidasi-völgy, mind a Mecsekjános közeli közelében található alsó-kréta vulkanoszediment összetételében is bukkanhatunk. Mecsekjános térségében azonban az első kitörési periódus intruzív pillow bazaltos összetete már csak 43 m vastagságú, és a fluidális peperitek mellett a blokkos peperit is megjelenik, ami a befogadó kőzet valamivel kisebb víztelítettségére, nagyobb szilárdságára utal. Figyelemre méltó azonban, hogy a Mecsek tipikus, in situ tengervízbe ömlött párnabazaltjai közötti térben egyáltalán nem találhatóak ilyen struktúrák, ahogy szediment anyag sem (pl. Szingödör-völgy, Vár-völgy).

Csak a laza mésziszapba hatoló intruzív pillow bazaltok között fejlődtek ilyenek ki, hiszen a nagyobb vastagságú intruzív bazaltos összetete kihűlése később ment végbe mintha rögtön a tengerbe ömlött volna, valamint a lassú és feltehetően hosszú idejű benyomulás kedvezett a hialoklasztitosodásnak és a hialoklasztit nagyfokú hidrolízisének és repedések menti oxidációjának. A bazaltos kőzetüvegből tetemes mennyiségű kation szabadult fel és a lassan hűlő összetete repedésein keresztül beszivárgó tengervíz fő áramlási útvonalai mentén létrejöttek a hidrotermás kicsapódások. Ezen fő hidrotermás áramlási csatornák mentén a szeladonit, szmektit (nontronit) közberétegzett szeladonit helyenként cm vastagságú kiválása fontos bizonyítéka az áramló, relatív oxigénben gazdagabb hidrotermás oldatoknak [27]. A

zengővárkonyi hidrotermás csatornák tehát a tengervíz fő áramlási útvonalai mentén fejlődtek ki, amit a csatornák kalcitjainak fluidzárvány mikrotermometriai adataiból számolt sókoncentráció is igazolt, ami megfelelt a tengervíz átlagos NaCl tartalmának. Az egyes vasszulfidos csatornák átmérője általában pár mm-es, de akár a cm-es nagyságrendig változik. Ha keresztmetszeti képet nézünk egy ilyen csatornácskáról, azt látjuk, hogy markazitos valamint framboidális piritből álló övek váltogatják egymást. A framboidális pirit léte sok esetben bakteriális eredetre utal, bár a morfológia önmagában nem perdöntő, ugyanis laboratóriumban tisztán vegyi úton is előállítható, ám képződésének felső határa 200 °C [32]. A framboidális zónákat tartalmazó csövecskékből vett minták kénizotóp eredményei azonban meglepően negatív értékeket mutattak (−35,9‰ és −28,0‰ $\delta^{34}\text{S}$) ami egyértelműen bakteriális eredetre utal. Emellett a hidrotermás kűrtők kalcitjának primér fluidzárványaiból mért homogenizációs hőmérsékletek 129 °C körüli oldatból való kiválást jeleznek. Az alacsony hőmérsékletű tengervíz hidrotermás cirkulációját a framboidális pirit és szeladonit 200 °C alatt létrejövő kicsapódásai is megerősítik, valamint egyes helyeken, főleg a koprolitdús részek közelében, magukból a nagymennyiségű átalakult koprolitból hidrotermásan képződött bitumen is, ami egykori lokális szénhidrogén migrációt mutat a repedések mentén.

A bazaltos kőzetek repedéseiben cirkuláló alacsony hőmérsékletű hidrotermás oldatok a vason kívül egyedül a neutrális közegben oxokomplex formájában oldható Mo enyhe felszaporodásának kedveztek, mely fém később a vasszulfidos kűrtők pirites-markazitos fázisaihoz kötődve 511 ppm-ig dúsult, 0,04 ppm Re tartalommal.

2.1.3. *A vasérc*

Az itt látottakat szükségszerű más mecseki alsó-kréta vulkanoszediment formációkkal összehasonlítani és a lehetséges analógiákat észrevenni, hiszen a hidrotermás folyamatok számos elsődleges közettani-paleontológiai bélyeget, nyomot eltüntettek, jobbanmondva átalakítottak. Ilyen a berriázi-valangini karbonátos üledékek nagy szervesanyagtartalma, és a Mecsekben e képződményekben növénymaradványokkal együtt szinte mindehol megtalálható decapoda rákjáratok, és az üledéklakó rákok szeladonitos koprolitjai, valamint két olyan ichnofosszília (zoophycos, chondrites), mely az üledékek nagy szervesanyagtartalmára és anoxikus pórusvízre utal. A Mecsek alsó-kréta üledékeiben azonban a rákok járataiban felhalmozódott koprolit szeladonittá alakult, ami az üledékfelszín és a fenékvíz oxigénben való ellátottságára utal (szemben a felszín alatti anoxikus mésziszapppal), hiszen a rákok üledékforgató életmódja a felszínről vízcserét képez (ezen „szellemrákok” nevükhöz hűen szinte sosem kerülnek a tengerfelszínre, összes életfunkcióikat az üledékben kiépített járatrendszerükben végzik).

Az alsó-kréta elején képződött üledékek közös jellemvonása hogy gyakran autoklasztitosak (autigén breccsa) és helyenként törmelékfolyásokat tartalmaznak, melyben vulkanitszemcsék és annak különböző átalakulási termékei megtalálhatóak. Ez a momentum a tengeraljzat tektonikus nyugtalanságára, időszakos tektonikus aktivitásra utal, ahogy ezekben az időszakokban a terrigén anyag bejutásának esélye is megnövekszik (esetünkben ezt a szárazföldről behordott növénymaradványok feldúsulása is jelzi, mely még a mélyvizi pelágikus alsó-kréta karbonátos üledékekben is nyomozható).

A bőségesen elérhető szerves anyag elszaporodásra készítette a különböző rákfajokat, melyek benépesítették a mésziszapot. A vulkanizmus megindulásakor ezen üledékekbe hatolt a magmás anyag, mely üledékeket a párnás szerkezetet felvevő bazaltok közötti térben tudunk ma tanulmányozni. Az üledékek pórusvizének hirtelen felforrása fluidizálta azt és a

magmával keveredve peperit jött létre, így kerültek bele a szanidin szemcsék a rákkoprolitokba is, mintegy beléjük robbanva. A peperit képződése után a bazalt és hialoklasztit hidrolízise (és a magasabb oxigénfugacitású helyeken jelentékeny oxidációja) a repedéseik mentén az azokba beszivárgó és felforrosított tengervízzel való kölcsönhatás eredményeképpen egyre intenzívebbé vált, így a Mecsek egyik legvastagabb hialoklasztit formációjából nagymennyiségben szabadított fel a vasat, mely részben a szeladonitba és szmektitbe épült be, részben pedig önálló fázisként vált ki oxihidroxidok ill. 100 °C felett hematit formájában. Azonban a vasnak a bazaltból és hialoklasztitból való kilépésének és új fázisba való beépülésének még egy fontos állomását nem tekintettük, ez pedig a szulfid fázis.

A tulajdonképpeni kriptodóm bazaltos összetételű, repedezett és üveges képződményein átszivárgó tengervíz nagy mennyiségű oldott szulfátot is cirkuláltatott. A framboidális piritet tartalmazó kürtökből vett kénizotóp elemzések alapján ezt szulfátredukáló baktériumok hasznosították, mint elektron akzeptort. A hidrotermás képződmények környékén található bitumen egykori olajmigrációra utal, ami a nagymennyiségű koprolitok hidrotermás átalakulása során képződött (néhány helyen a koprolitdús üledékes zárványok megütve kifejezett bitumenszagot árasztanak). Így a kürtök környékén, mint a tengervíz fő felfelé való áramlási csatornáit mentén olyan vasszulfidos képződmények jöttek létre, melyek az intruzív párna bazaltok közötti helyenként nagyméretű üledékzárványok okozta térben ki tudtak kristályosodni, és a koprolitokból képződő szénhidrogén, mint elektron donor látta el megfelelő szerves anyaggal a szulfátredukáló mikroorganizmusokat, melyek a mért hőmérséklet adatok alapján termofil-hipertermofil életmódúak voltak. A szulfátredukáló baktériumok metabolikus folyamatának melléktermékeként a tengervíz szulfátjának redukálása során kénhidrogén képződött, és mivel a bomló hialoklasztitból mindig rendelkezésre állt vasion az oldatokban, a felszabaduló kénhidrogénnel a vas elreagálva vasszulfidokat képzett, és nem „fojtotta” meg a mikroorganizmusokat, így a párnabazaltok közötti helytől függően nagyméretű hidrotermás-biogén kürtök képződhettek, melyek mentén helyenként tetemes kalcit és kovaanyag vált ki a vulkáni üveg folyamatos hidrotermás átalakulási termékeként. Nem meglepő hogy e hidrotermás képződmények éppen a kriptodóm középső, legkésőbb kihűlő zónájában jöttek létre, hiszen a tengervíz a hidegebb és távolabbi régiókból szivárgott be, majd a centrális részen melegedett át leginkább és áramlott felfelé. Ha a kalcit oldhatóságát nézzük, akkor a hőmérséklet emelkedésével az csökken, így e zónában találhatjuk a legnagyobb mérvű hidrotermás kalcitkiválásokat is.

Sajnos a tengervíz erodáló hatása és a lejtő menti lepusztulás miatt (breccsa képződés), a hidrotermák felszíni kilépéséről, és arról, hogy ott létrejöttek-e egyáltalán hasonló képződmények, eddig még semmit nem tudunk. Azonban az érc- és bazalttörmelék tartalmazó fedő kutatásával talán egyszer erre is választ kaphatunk, bővítve az ismereteinket egy egészen különleges és egyedülálló képződményről, mely az óceáni bazaltos aljzaton létrejött „black smoker”-ekre emlékeztet ugyan, de genetikája azoktól számos vonatkozásban jelentősen eltérő.

Mind e zengővárkonyi, mind a hasonló, és szintén kutatás alatt álló mecseki képződmények részletes tárgyalása megtalálható a [27] cikkben.

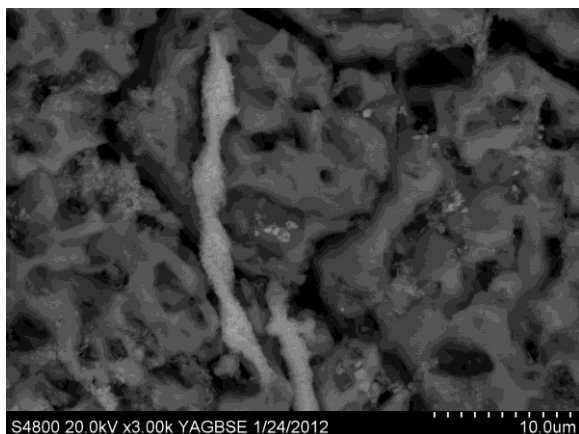
2.2. Ófalu (Goldgrund-völgy) alsó-kréta hematitos neptuni dájkok (14. ábra)

Azt a tényt, hogy mennyire hasznosak a terepgyakorlatok és az ismeretek megosztása, megvitatása, mi sem példázza jobban, mint hogy a Magyarhoni Földtani Társulat Ifjúsági Bizottsága által szervezett első összegyetemi terepgyakorlatán (ami szintén a Mecsekben zajlott), Dabi Gergely különböző, általa vizsgált kalcitgenerációkat mutatott ki az ófalui paleozoos metamorf összletben. A kalcitok között általa is enigmatikusnak tartott, vörös kalcitgeneráció különül el, amiben olyan elegyrészek vannak, amit pusztán hidrotermás eredettel nem lehetett magyarázni. Találván egy újabb „megoldatlan” ércindikációt, nem lehetett mellette csak úgy elmenni... Egyenlőre csak konferencia absztraktra tudunk hivatkozni [26], valamint beadás előtt áll egy cikk is, de annyi bizonyos, hogy a vörös színű karbonát tengeri eredetű, és a vörös színt a *Gallionellaceae* családba tartozó vasoxidáló baktériumok egykori sejtfalán megtapadt mikrométer alatti hematit táblácskák okozzák, illetve ritkábban hematitos foraminifera vázák, még ritkábban hematitos embrionális ammonitesz. A kérdés több mint izgalmas. Milyen folyamat okozta ezeknek a vasoxidáló szervezeteknek a kőzetalkotó méretű elszaporodását? Hogyan kerültek bele a paleozoos metamorf összletbe? Nézzük a képződményt:

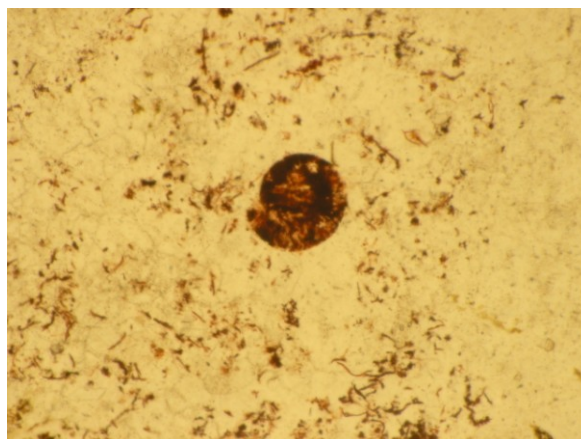
Az Ófalu melletti Goldgrund-völgyben lévő, az egykori Perczel család szőlőbirtokának majorsági épületegyüttesétől a völgyben DDK-felé haladva, az első baloldali oldalvölgyben van a feltárás. A vörös színű karbonátos anyag a fillit hasadékait tölti ki, függetlenül annak foliációjától (20. ábra). A karbonátos telérek alapanyaga kalcit, a vörös színező anyagé hematit. ICP-AES vizsgálat alapján a kőzet vastartalma 8% (körülbelül annyi, mint egy átlagos bazalté). A telérek vastagsága az ujjnyi méretűtől egészen 20 cm-ig terjed. Mikroszkóp alatt feltűnőek bennük a 80 µm hosszúságot is elérő, 2-3 µm vastagságú, csavart formák, melyek egyértelműen a *Gallionellaceae* vasoxidáló baktériumcsalád egykori képviselőinek maradványai (21. ábra). A SEM felvételeken jól látszik, hogy a bakteriális fosszíliák hematit táblácskákból állnak. A hematit fázisokat ramannal is kimutattuk. A vasoxidáló szervezeteken kívül ritkán szintén hematitos foraminifera vázat és egy esetben ammonitesz embriót lehetett találni a kőzetben (20. ábra). (A foraminiferák és az ammonitesz embrió jelenlétét Szeitz Péter vizsgálatai is megerősítették. Szeitz szóbeli közl.). Érdekes, hogy mind a foraminiferák, mind az ammonitesz embrió mérete nem haladja meg a 100 µm-t, ennél nagyobb méretű biogén elegyrészt nem lehetett találni.



20. ábra: A *Gallionellaceae* családba tartozó baktériumok által oxidált vasat tartalmazó alsó-kréta neptuni dájkok, paleozoos fillitben a Goldgrund-völgyben



21. ábra: Jellegzetesen csavart sejtszerkezetű vasoxidáló baktérium kalcitos alapanyagban. SEM felvétel, 10%-os ecetsavas étetés után. A mikrofossziliák 0,5-1 μm -es hematit táblák szövetekéből állnak.



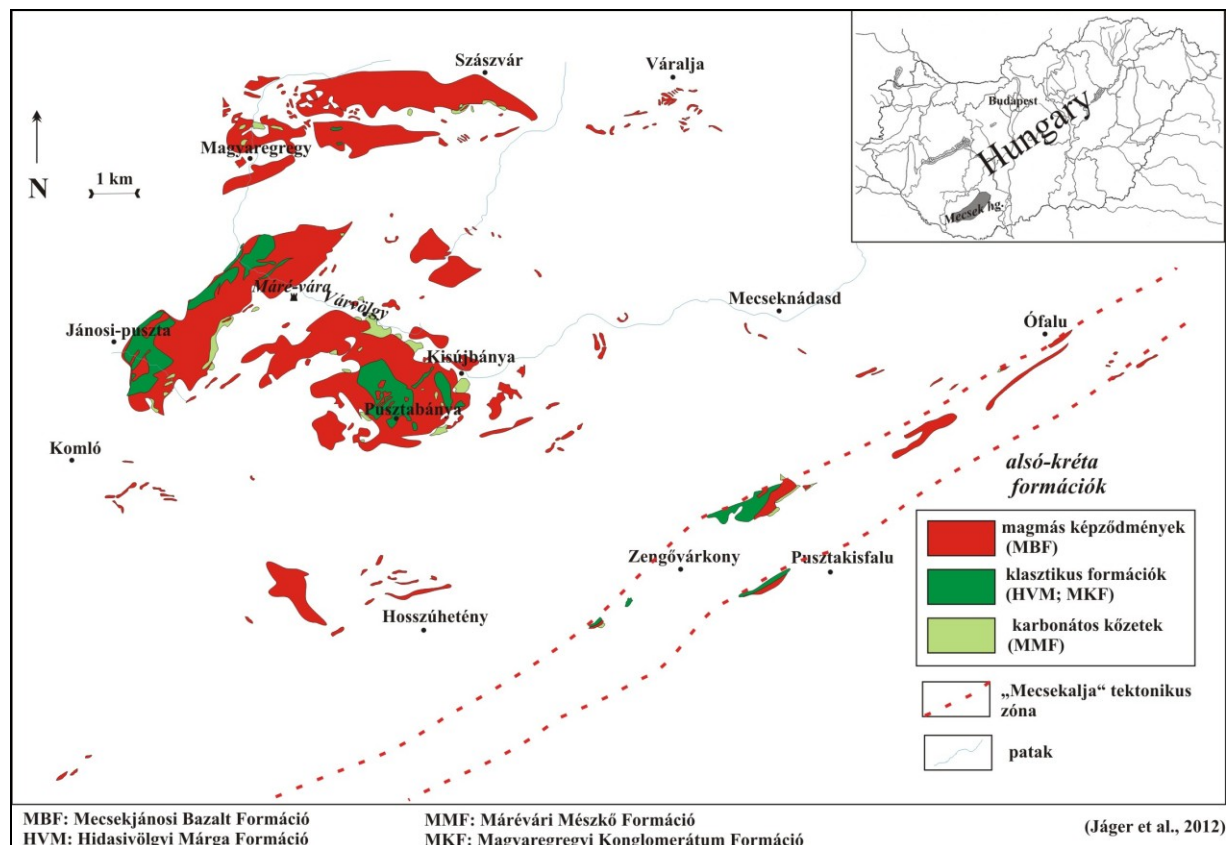
22. ábra: 80 μm -es ammonitesz embrió. Az ammonitesz szomszédságában vasoxidáló baktériumok maradványai láthatók

A szén- és oxigénizotóp adatok alapján a kőzet a mecseki mezozóos karbonátokkal mutat rokonságot (Bajnóczi Bernadett mérési eredményei. Dabi szóbeli közl.). A kőzettípust metamorfózis nem érintette, mind a bakteriális mikrofossziliák, mind az ammonitesz embrió vagy a foraminiferák épek, a karbonátos alapanyag sem kristályosodott át, vagyis mindenképpen fiatalabb a paleozóos metamorf eseménynél. DABI [22] kalcitgenerációkon végzett fluidzárvány vizsgálatai alapján – melyek e képződményen áthaladó kalciterek is érintették – a hematitos mészkőtestek a környékbeli alsó-kréta dájék benyomulásoknál idősebbnek mondhatóak. E dájék benyomulások viszont a Mecsekben mindig fiatalabbak, mint az első kiömlési periódus tenger alatti bazaltos képződményei.

Ha a fentebbi vizsgálati eredményeken túl számba vesszük, hogy az Ófalu környéki fúrások (Em-XIV.; Ó-XVI.; Ó-IX.) és felszíni feltárások kőzetei kísértetiesen hasonlítanak a zengővárkonyi Dezső Rezső-völgyben feltáródó vulkanoszediment goethites kőzetekhez, az ófalu meszes-völgyi jura sziliciklasztos képződményekbe is behatoló magmás telérek mentén szintén vasas impregnáció és nontronitos erek figyelhetők meg, szintén a Meszes-völgyben (alig 1,5 km-re a goldgrund-völgyi feltárástól) erősen goethites hialoklasztit táródik fel, és megfigyeljük azt a nem elhanyagolható tény, hogy mind a zengővárkonyi kriptodóm, mind az ófalu neptuni dájék egyazon tektonikus zónában fekszenek (Mecsek-alja tektonikus öv) (22. ábra), akkor a vas eredetét a zengővárkonyi vulkanoszediment képződményeknél tapasztaltakhoz hasonlóan itt is az alsó-kréta hialoklasztitok hidrotermás elbontásával magyarázhatjuk. Az Ófalu környéki sekélytengeri üledékekbe hatoló bazaltok (a fúrások tanúsága szerint is) hasonló hidrotermás kőzetelbontási folyamatokon mentek keresztül, mint azt a zengővárkonyi szelvényben is megfigyelhetjük, azzal a különbséggel, hogy a Zengővárkonyonál korábban feltételezett mikrobiális vas oxidációnak [27] az ófalu képződmény esetében kézzelfogható bizonyítékai vannak [26].

Az ófalu szelvény esetében tehát a legvalószínűbb képződési modell a következő: a paleozóos metamorfitek az alsó-krétában részben a környék laza üledékekkel fedett tengeraljzatát képezték. Ebbe a laza üledékes összletbe intrudált a bazaltos magma, aminek fokozatos hidrolízise során jelentős mennyiségű vas(II) szivárgott át a redukzív üledékeken, amit a vasoxidáló-szervezetek az anoxikus/oxikus határ mentén később oxidáltak. Nem elhanyagolható szempont, hogy a mikrobiális vasoxidáció neutrális pH mellett (amilyen a

tengervíz is) 18%-kal nagyobb mértékű, mint a vas tisztán abiotikus oxidációja [30]. A hematitos foraminifera vázak alapján az üledékek itt is anoxikusak voltak, mivel valószínűleg kezdetben bakteriális redukció során piritesedett fossziliák lehettek. Ezen vasoxidáló baktériumoktól hemzsegő üledékek a tektonikus aktivitás meg-megújulásával a metamorfotokból álló tengeralfjzat repedéseibe, hasadékaiba később aztán beszivárogtak, létrehozva a ma is látható neptuni dákjokat a Goldgrund-völgyben.



23. ábra: A K-i Mecsek alsó-kréta vulkanoszediment képződményei

Irodalom

- [21] BARANYA MEGYEI HONISMERETI EMLÉKLAPOK. (1985): Az egykori vasbánya Pósfakísfalun és Zengővárkonyban. A Fülep Lajos művelődési ház honismereti szakkörének tagjai. (vezető: Unti Lajosné). Dél-Dunántúli Regionális Könyvtár. Helytörténeti gyűjtemény, Pécs.
- [22] DABI, G., SIKLÓSY, Z., SCHUBERT, F., BAJNÓCZI, B., M. TÓTH, T., (2011): The relevance of vein texture in understanding the past hydraulic behaviour of a crystalline rock mass: reconstruction of the palaeohydrology of the Mecsek-alja Zone, South Hungary. *Geofluids* 11, 309–327.
- [23] FURNES, H., STAUDIGEL, H., (1999): Biological mediation in ocean crust alteration: how deep is the deep biosphere? *Earth and Planetary Science Letters* 166, 97–103.
- [24] FURNES, H., STAUDIGEL, H., THORSETH, I.H., TORSVIK, T., MUEHLENBACHS, K., TUMYR, O., (2001): Bioalteration of basaltic glass in the oceanic crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2 (8), 1049–1060 pp.

- [25] IZSÓ ISTVÁN, (2006): Adalékok Telkibánya bányászatának 19-20. századi történetéhez. Érc- és Ásványbányászati Múzeum Alapítvány, Rudabánya 2006. 2. sz. 47-58 p.
- [26] JÁGER, V., DABI, G., MENYHÁRT, A., (2013): An enigmatic source of hematitic carbonate beds containing vast amounts of iron oxidizers in a paleozoic metamorphic complex, South Hungary, Geresd-Hills, Ófalu. Geophysical Research Abstracts Vol. 15, EGU2013-12816.
- [27] JÁGER, V., MOLNÁR, F., BUCH, D., KODĚRA, P., (2012): The connection between iron ore formations and “mud-shrimp” colonizations around sunken wood debris and hydrothermal sediments in a Lower Cretaceous continental rift basin, Mecsek Mts., Hungary. Earth-Science Reviews Volume 114, Issues 3–4, 250-278.
- [28] MOLNÁR, J., (1957): Összefoglaló jelentés a zengővárkonyi vasérc kutatásról. ELGI adattár, Ter. 1711.
- [29] NAGY, I., (1963): A Zengővárkonynál feltárt malm rétegösszlet mikrobiofácies-vizsgálata. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1961. évről. 97–107.
- [30] NEUBAUER, S.C., EMERSON, D., AND MEGONIGAL, J.P., (2002): Life at the energetic edge: Kinetics of circumneutral iron oxidation by lithotrophic iron-oxidizing bacteria isolated from the wetland-plant rhizosphere: Applied and Environmental Microbiology, v. 68, p. 3988–3995
- [31] ODIN, G.S. (ED.), (1988): Green marine clays. Oolitic ironstone facies, verdine facies, glaucony facies and celadonite-bearing facies — a comparative study. Developments in Sedimentology 45, 1–445.
- [32] WILKIN, R.T., BARNES, H.L., (1997): Formation processes of framboidal pyrite. Geochimica et Cosmochimica Acta 61 (2), 323–339.
- [33] PALIK, P., 1965. Remains of crustacean excrement from the Lower Cretaceous of Hungary. Micropaleontology 11 (1), 98–104.

