Kirándulásvezető

II. Összegyetemi Terepgyakorlat

Dunántúli-középhegység

2012. augusztus 27. – szeptember 1.

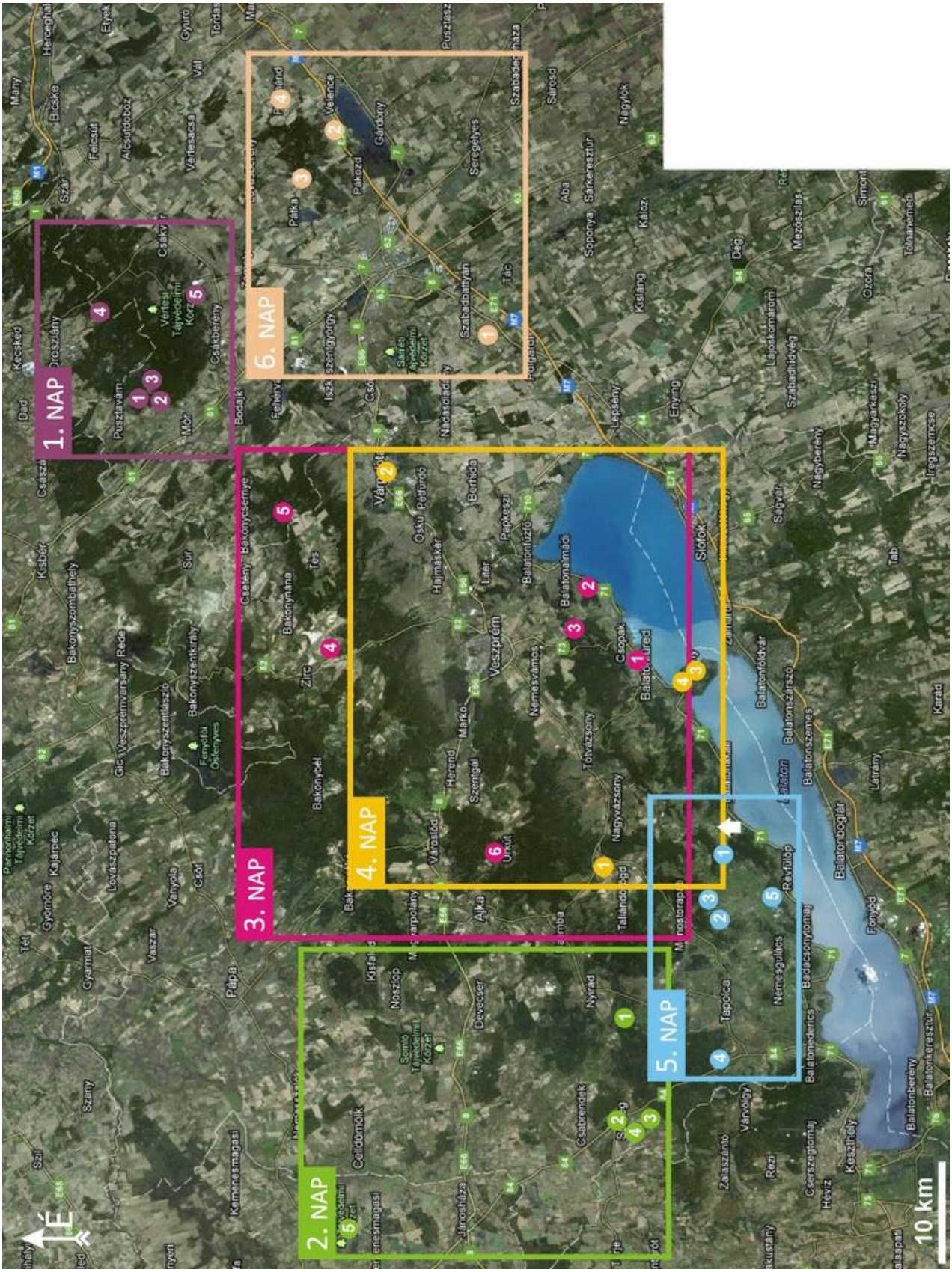
MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT

MFT ib

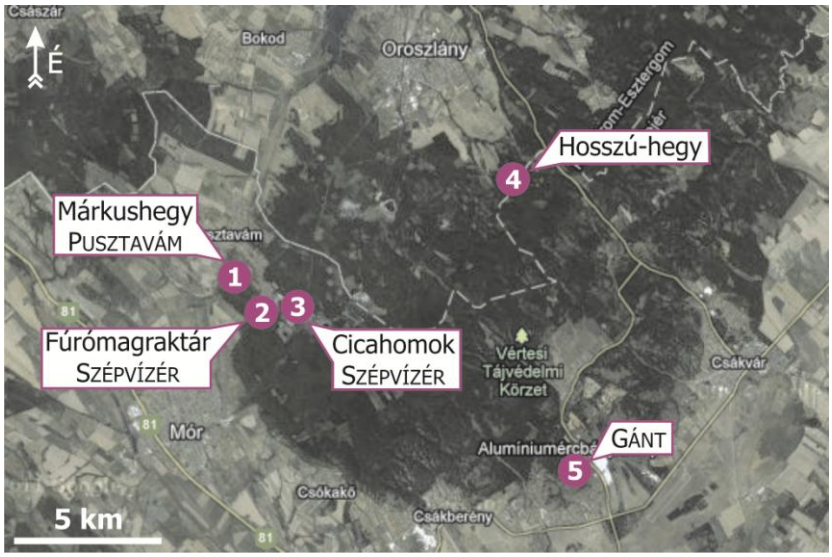
IFJÚSÁGI BIZOTTSÁG

Tartalomjegyzék

1. nap, augusztus 27. ... 4
A Vértes hegység rövid földtani felépítése ... 4
Eocén medencefejlődés és üledékképződés a Vértes hegységben ... 6
1. megálló Márkushegyi Bányaüzem, *Pusztavám* ... 8
2. megálló Fúrómagraktár, *Szépvízér* ... 9
3. megálló Cicahomok, középső-eocén rétegsor, *Szépvízér* ... 11
4. megálló Hosszú-hegy, Szőci Mészkő Formáció ... 12
5. megálló Bagoly-hegyi bauxit külfejtés, *Gánt* ... 14
Gánt, Bagoly-hegy középső-eocén rétegsora ... 18
2. nap, augusztus 28. ... 20
1. megálló Ferenc-hegyi bauxit külfejtés, *Nyirád* ... 20
2. megálló Vár-hegy, *Sümeg* ... 23
3. megálló Mogyorósdomb, *Sümeg* ... 24
4. megálló Sintérlapi-kőfejtő, *Sümeg* ... 26
5. megálló Ság-hegy, *Celldömölk* ... 28
3. nap, augusztus 29. ... 31
1. megálló Perm/triász határ, *Balatonarács* ... 31
2. megálló Köcsi-tó, *Káptalanfüred* ... 32
3. megálló Forrás-hegy, *Felsőörs* ... 33
4. megálló: Eperkéshegy, *Olaszfalu* ... 39
Az olaszfalui Eperkéshegy jura rétegsora (GALÁCZ ANDRÁS) ... 39
Kréta képződmények ... 41
5. megálló: Tűzköves-árok, *Bakonycsernye* ... 42
6. megálló: Csárda-hegy, *Úrkút* ... 44
4. nap, augusztus 30. ... 48
A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana ... 48
1. megálló alginit, *Pula* ... 54
2. megálló Szabó-bánya, *Várpalota* ... 55
3. megálló Barátlakások: egy maar piroklasztikumai, *Tihany* ... 56
4. megálló Gejzirit, *Tihany* ... 58
5. nap, augusztus 31. ... 59
1. megálló Hegyestű, *Monoszló* ... 59
2. megálló Piroklasztit-feltárás, Szabadtéri színpad, *Szentbékkálla* ... 60
A Pannon-tó üledékei a Tapolcai- és a Káli-medencében: bevezetés az 3. és a 4. megállóhoz ... 60
3. megálló Kőtenger: nagy energiájú hullámveréses part a Kállai Kavicsban, *Szentbékkálla* ... 63
4. megálló Ready-Mix kavicsbánya: Gilbert-típusú delta, Kállai Kavics Formáció, *Lesencetomaj* ... 64
5. megálló homokbánya, *Kővágóörs* ... 69
6. nap, szeptember 1. ... 70
1. megálló Szár-hegy, *Polgárdi* ... 70
2. megálló Rigó-hegy, *Sukoró* ... 74
A Velencei-hegység: hidrotermás átalakulások eldorádója ... 74
3. megálló Szűzvári-malom, fluorit-bánya meddőhányója, *Pákozd* ... 76
4. megálló Zsidó-hegy, magas-szulfidizációs fokú epitermális rendszer, *Pázmánd* ... 78
Irodalomjegyzék ... 80
Vezetőink: ... 87


1. NAP
2. NAP
3. NAP
4. NAP
5. NAP
6. NAP
É
10 km

1. nap, augusztus 27.



A Vértes hegység rövid földtani felépítése

(BUDAI & FODOR 2008)

A Vértes a Dunántúli-középhegység vonulatának ÉK-i részéhez tartozik, rétegtani felépítését és szerkezetét tekintve átmeneti jellegeket mutatva a DNy-i (Bakony) és az ÉK-i (Gerecse, Pilis, Budai-hegység) hegységrész között.

A Vértes mezozoos tömegét DNy-on a Móri-árok harmadidőszaki süllyedéke élesen választja el a Bakonytól. A hegység morfológiai elhatárolódása a Gerecse felé kevésbé látványos és egyértelmű, leginkább a paleogén üledékekkel kitöltött Tatabányai-medence déli pereme és a Tatabánya–Szárliget közötti szerkezeti zóna mentén vonható meg. A Vértes DK-i előterében terül el a Csákberényi-árok, a Zámolyi- és a Bicskei-medence; előbbit főleg paleogén, utóbbiakat jórészt neogén üledékek töltik ki. A hegység ÉNy-i előterében a paleogén üledékekkel kitöltött Pusztavám–Oroszlányi-medence húzódik, neogén üledékek a medencétől ÉNy-ra, a Kisalföld irányában vastagodnak ki fokozatosan.

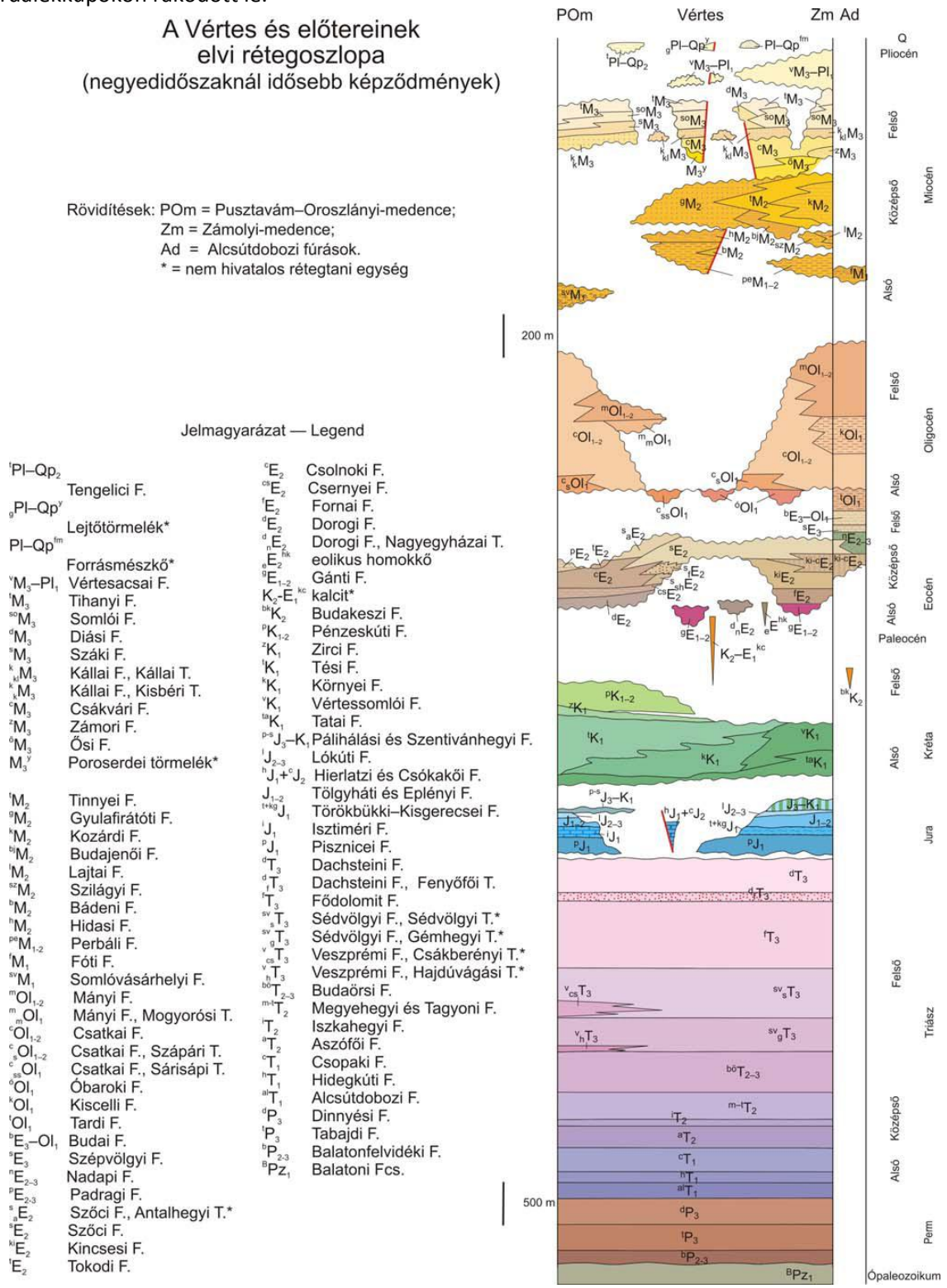
A Vértes szerkezetére a mezozoos képződmények DNy–ÉK-i csapása jellemző, akárcsak a Bakony túlnyomó részén, de jelentős eltérések is fellépnek, a csapás helyenként K–Ny-i vagy KDK–NyÉNy-i.

A Dunántúli-középhegység szinklinális szerkezetének DK-i szárnyához tartozó Vértes legidősebb ismert képződményei a Bicskei-medence területén mélyült fúrásokban feltárt paleozoos és alsó-triász összletek (1. ábra). A Csákberény és Csákvár közötti hegyvonulatot túlnyomórészt ladin–karni platform fáciesű dolomitösszlet építi fel (Budaörsi és Sédvölgyi Dolomit), amelyet kisebb-nagyobb vastagságú medence fáciesű rétegcsoportok tagolnak (Veszprémi Márga).

A hegység törzsét, fennsíkjait és magaslatait jórészt karni–nori Fődolomit alkotja, amelyre az ÉNy-i hegységperemen — átmeneti rétegsorral — Dachsteini Mészkő települ. A jura és az alsó-kréta képződmények felszíni elterjedése kis területre szorítkozik a hegység DNy-i részén (a móri Csóka-hegyen és környékén), valamint az ÉK-i területen Vértessomló és Csákányospuszta között. A paleogén Pusztavám–Oroszlányi-medence aljzatának jelentős részét azonban jura–alsó-kréta képződmények alkotják, helyenként jelentős vastagságban, amelyek a „középhegységi szinklinális” tengelyvonalában helyezkednek el.

Az eocén képződmények a Vértes előtereiben lévő paleogén medencék területén fejlődtek ki nagyobb vastagságban és túlnyomórészt agyagos-márgás litofáciesben (Fornai, Dorogi, Csernyei és Csolnoki Formáció), míg a hegység kiemeltebb részén sekélytengeri karbonátos kifejlődésük dominál (Szőci Mészkő). Az oligocén sziliciklasztitok (Csatkai és Mányi Formáció) szinte kizárólag a Vértes előtereire korlátozódnak, a hegység területén mindössze néhány bizonytalan besorolású eróziós foszlányban, illetve kisebb tektonikus süllyedékben fordulnak elő (pl. a várgesztesi eltolódási zóna

mentén). A neogén (pannóniai) képződmények elterjedése — néhány eróziós foszlányt leszámítva — a hegységen belül ugyancsak a kisebb tektonikus süllyedékek területére korlátozódik, ilyen például a Gánti- és a Vérteskozmai-medence. A kvarter képződmények jelentős területű elterjedése ugyancsak a hegylábakon és az előterekben jellemző. A hegység ÉNy-i oldalán és a platók egy részén eolikus homok, míg a DK-i oldalon a lösz a jellemző. A Vértes kiemelkedése során az összetett lepusztulási felszíneken, és a később bevágódott völgyek mentén az alaphegységi képződmények, valamint a laza tercier üledékek anyaga kihordódott és a hegylábfelszín-rendszereken, illetve hegyperemi hordalékkúpokon rakódott le.



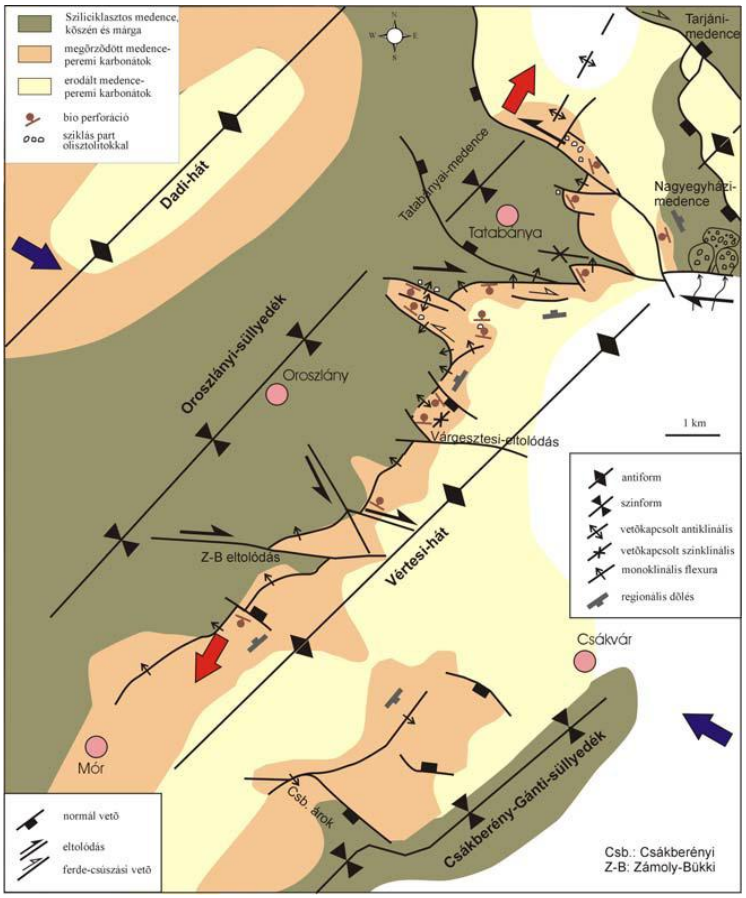
1. ábra A Vértes elvi rétegoszlopa (BUDAI & FODOR 2008)

Eocén medencefejlődés és üledékképződés a Vértes hegységben

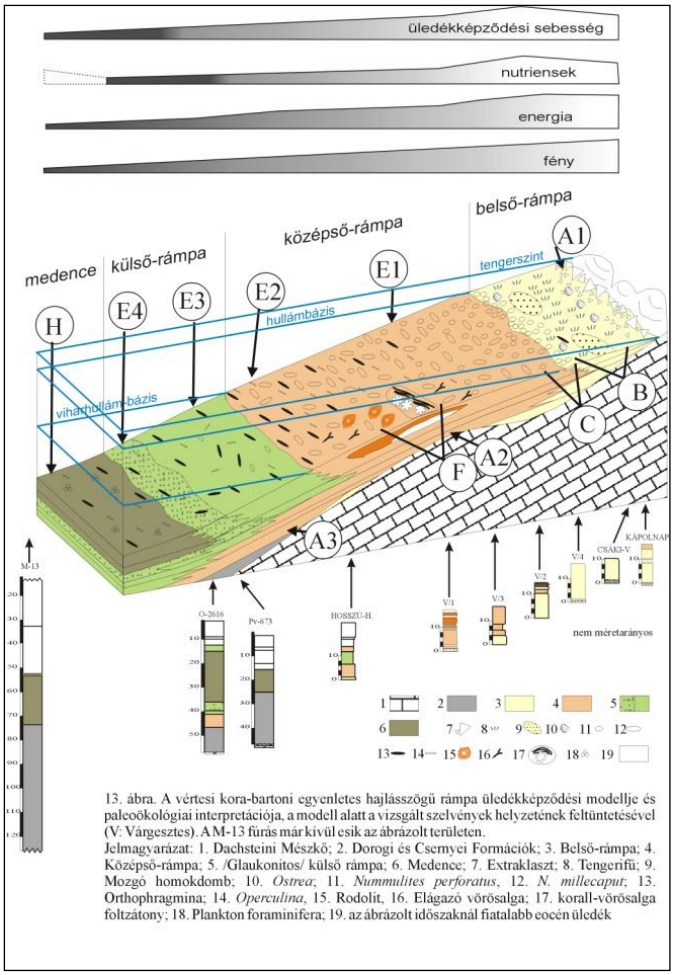
(KERCSMÁR ZSOLT)

A Vértes hegység középső-eocén képződményei ÉNy-DK csapású szinklinálisokban jöttek létre, amelyeket a Vértestől ÉNy-ra, azzal párhuzamosan kiemelkedő Dadi-hát és a Vértes központi tömege választottak el egymástól. Ez utóbbi enyhe kompressziós boltozatként (kezdetben szárazföldi hátként, majd sekélytengeri, tengeralatti küszöbként) értelmezhető.

Az eocén üledékképződés sokszínűsége e szűk térben igen változatos és időben dinamikusan változó medencealjzatnak köszönhető (egyenletes, majd változó hajlásszögű karbonátos rámpák, kisebb szinszediment vetődésekkel átjárt monoklinális szerkezetű medenceperem, lapos és szerkezeti elemek mentén meredek szikláspartok). A szinklinálisokban kezdetben szárazföldi, folyóvízi, lápi, paralikus mocsári, szenes, agyagos, később mélyebb vízi tengeri aleuritos, márgás üledékképződés, míg a boltozatok peremén, majd tetején karbonátos üledékképződés folyt (2. ábra).A kezdetben folyóvízi üledékképződést (Dorogi F. Bajnai Tagozat) tavi-mocsári környezetben keletkezett, mangrove vegetációval jellemezhető széntelepes összlet lerakódása váltotta fel (Dorogi F. Annavölgyi Tagozat). A továbbra is kiemelt É-i, ÉK-i és DK-i peremvidéken, az aktív flexurális hajlításnak és a hozzá kapcsolódó kisebb, a kompresszió irányára merőleges normálvetődéseknek és a főbb szinszediment tektonikai eseményeknek köszönhetően, ebben az időszakban mészkő és dolomit anyagú durva törmelék halmozódott át a tavi-mocsári környezetbe, valamint az üledékgyűjtő peremére (Dorogi F. Nagyegyházi Tagozat). A paralikus, csökkentsósvízi mocsári környezetet fokozatosan normál sós, sekélytengeri környezet váltotta fel (Csernyei F.). A bartoni korszakban a vízszint további emelkedésével sekély-, majd mélyszublitorális medence alakult ki a Vértes Ny-i, DNy-i (az ÉK-Bakony mélyebb medencéjével határos) részén (Csolnoki és Padragi Márga F. összefogazódása), míg a medenceperemeken kezdetben egyenletes (3 ábra), később egyes helyeken változó hajlásszögű karbonátrámpa üledékképződése zajlott (Szőci F.). A Vértes É-i területén a karbonátos üledékképződést relatív vízszintcsökkenéshez köthető, epizodikus siliciklaszt-beáramlás szakította meg (Tokodi F.). A Vértes DK-i, K-i előterében részben a paleocén és az alsó-eocén során áthalmozott bauxittelepek fölött (Gánti Bauxit F.) bonyolult morfológiájú, időben változó mértékben elzárt lagúnákban kezdetben ingresszióhoz kötődő szenes és édesvízi, tavi majd csökkentsósvízi, végül normál tengeri üledékképződés (Fornai és Kincsesi F.) folyt.



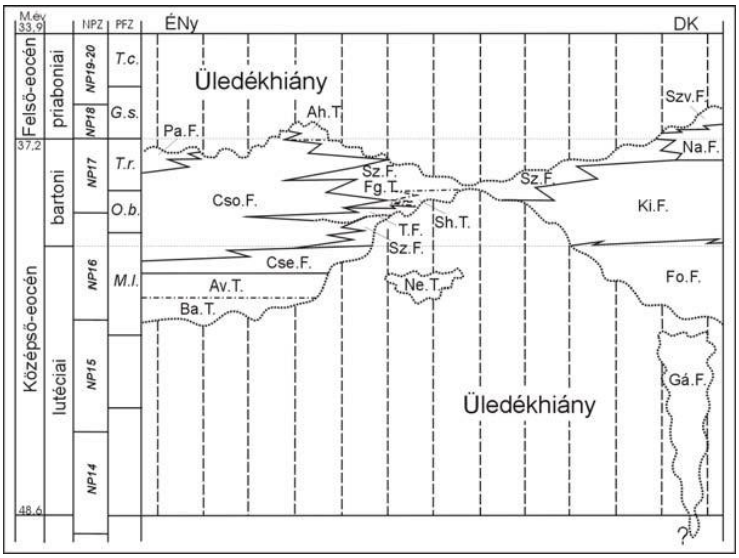
2. ábra A Vértes és előtereinek középső-eocén, ÉNy-DK-i maximális főfeszültségekkel jellemezhető kompressziós feszültségtérben létrejött szerkezeti felépítésének és képződményeinek kapcsolata (KERCSMÁR ET AL. 2006).



3. ábra A Vértesi kora-bartoni bartoni egyenletes hajlásszögű karbonátrámpa üledékképződési modellje (PÁLFALVI 2007)

A középső-eocén vége felé, a késő-bartoniban a DK-i előtéri medencében (Csákberény környékén) is megindult az eddig csak a Ny-i, ÉNy-i medencére jellemző aleuritos, homokos márga, mészmárga képződése (Kincsesi F. felső harmada, átmenet a Csolnoki F. felé). Ez annak a jele, hogy a korábban morfológiai gátat képező központi vértesi szárazulatot is elöntötte a tenger, és az addig jelentősen elkülönült ÉNy-i és DK-i üledékképződési környezet egyesült. A DK-i medencét ugyanakkor továbbra is sekély-szublitorális környezet jellemezte, amelyben a nagyobb mérvű beszállítódásnak köszönhetően siliciklasztos rétegek és a közeli Velencei-hegység vulkáni tevékenysége nyomán, áthalmozott vulkáni törmelékes üledékek rakódtak le.

A középső-eocén legvégén csökkent a siliciklaszt behordódás, ennek következtében a nagy produktivitású karbonátrámpa a korábbiaknál jóval kiterjedtebb területen progradált a medenceüledékekre (Szőci Mészkő Felsőgallai és Antalhegyi Tagozata) (4. ábra). Az üledékképződés az Antal-hegy területén a késő-eocénbe is átnyúlt. Az üledékképződés alatt zajló tektonikai események a karbonátos képződmények szinszediment és szindiagenetikus deformációját, helyenként gravitációs tömegmozgással való áthalmozódását okozták a szerkezeti zónákban (KERCSMÁR 2005).

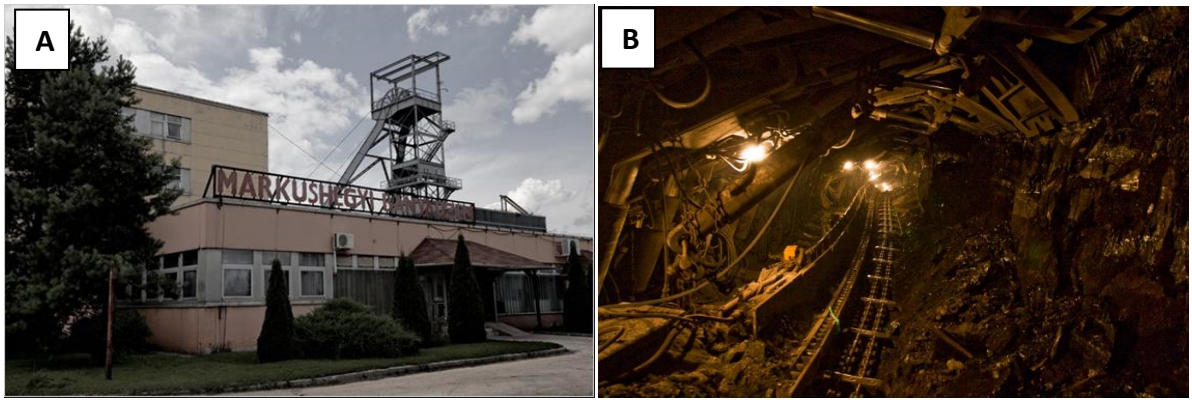


4. ábra A Vértes eocén képződményeinek litosztratigráfiája (KERCSMÁR ET AL. 2009 alapján, kiegészítve).
Jelmagyarázat: Gá.F. – Gánti Bauxit Formáció; Ba.T. – Dorogi Formáció Bajnai Tagozat; Av.T. – Dorogi Formáció Annavölgyi Tagozat; Ne.T. – Dorogi Formáció Nagyegyházai Fanglomerátum Tagozat; Fo.F. – Fornai Formáció; Ki.F. – Kincsesi Formáció; Cse.F. – Csernyei Formáció; Sz.F. – Szőci Mészkő Formáció; Fg.T. – Szőci Mészkő Formáció Felsőgallai Tagozat; Sh.T. – Szőci Mészkő Formáció Sűrűhegyi Tagozat; Ah.T. – Szőci Mészkő Formáció Antalhegyi Tagozat; Cso.F. – Csolnoki Agyagmárga Formáció; Pa.F. – Padragi Márga Formáció; Na.F. – Nadapi Andezit Formáció; Szv.F. – Szépvölgyi Mészkő Formáció

A késő-eocén elején történt lepusztulásnak, majd az üledékképződés ismételt megindulásának nyomai a Vértes DK-i előterében jelentkeznek Lovasberény környékén. Ezen a területen a Szőci Mészkő Formáció rétegei felett eróziós diszkordanciával a felső-eocénbe tartozó sekélytengeri, szublitorális képződmények következnek a homokos, kavicsos rétegek után (Szépvölgyi Mészkő F.). A sekélytengeri mészkőképződést folyamatos vulkáni tevékenység kísérte, amelyet a mészkőben települő andezittufa rétegek jeleznek (Nadapi Andezit F.) (BUDAI & FODOR 2008, valamint KERCSMÁR ET AL. 2009 alapján).

1. megálló Márkushegyi Bányaüzem, *Pusztavám*

(www.vert.hu)



5. ábra (A) Márkushegyi bányaüzem (www.index.hu) (B) A bánya belülről - a frontvágat és benne a kitermelt szenet szállító "láncos vonszoló" biztonságát 260 bar nyomást adó pajzsok szavatolják (ANCSIN Gábor, www.origo.hu)

Az üzem az oroszlányi szénmedencében található. A térség 1965-ben érte el termelése maximumát, 3.552.055 tonna szén felszínre juttatásával. Napjainkig több mint 130 millió tonna szenet termeltek a szénmedencében. Az eocén program keretében létesült Márkushegyi Bányaüzem kivitelezése 1976 tavaszán indult a lejtősakna munkálataival. Az üzem 1981. április 1-jén lépett termelésbe. Ma már hazánk egyetlen működő mélyművelésű szénbányája (5/A. ábra). A bánya a Vértes hegység nyugati előterében, Oroszlány város térségében, Pusztavám és Bokod falvak között helyezkedik el. A mintegy 400–500 m mélységű, földalatti létesítmény eocén korú barnaszén kitermelését végzi. A jelenleg művelt területen az előfordulás egytelepes kifejlődésű, a szén fűtőértéke 16.000–21.000 kJ/kg. A bánya az energetikai szén termelésével a biomassza mellett az Oroszlányi Erőmű alapanyag-ellátását biztosítja. A kitermelésre tervezett szénvagyon és szénminőség illeszkedik ahhoz az elváráshoz, hogy a bánya kizárólag a kedvezőbb természeti, műszaki adottságú, kisebb kockázatú barnakőszén művelését célozza meg. Lakott terület alatt a termelés már befejeződött, az időközben művelésbe lépett Kőhalmi bányamező lényeges külszíni károsodást nem okoz. A rendelkezésre álló szénvagyon a jelenlegi terveken túlmutató működésre is lehetőséget ad. A bánya méretére jellemző, hogy a nyitott vágathossz (a földalatti vágatrendszer összes hossza) több mint 40 km. Az éves termelési mennyiség 9 PJ hő, mely évi 800 ezer tonna energetikai szén felszínre juttatását jelenti.

A külszíni kapcsolatot három függőleges- és egy lejtősakna biztosítja. A tömegtermelő munkahelyek napi 3–4.000 tonna szenet küldenek a felszínre. A technológia (széleshomlokú, hazafelé haladó, komplex gépesítésű, omlasztásos frontfejtés) is mutatja, hogy a munkafolyamatok teljes körűen gépesítettek. A folyamatos feltárás és terület-előkészítés évi 3-4 km új vágat kihajtását igényli. A termékszállítás szalagpályákon, a segédanyag-szállítás függősínes vonatszerelvényekkel valósul meg (5/B ábra). A bányában termelt nyersszén megfelelő méretre történő aprítása és az erőműnek szükséges homogenizálás, fűtőérték-beállítás az osztályozóban történik. A teljes szénfeldolgozási technológiai mű a környezeti hatások mérséklésére – Európában egyedülálló módon –, a föld alatt üzemel, innen már minőségileg és mennyiségileg beállított termék kerül a külszínre, majd mintegy 12 km összhosszúságú külszíni szalagpálya-rendszeren az Oroszlányi Erőműbe. A bánya technikája a folyamatos fejlesztést követően az európai élvonal szintjén áll. A kockázatot jelentő bányaveszélyek

csekély mértékűek. A bányaveszélyek elleni védekezéshez a nemzetközi szinten is magas szintű technikai és szakmai háttér szolgál. Az üzem az esetleges veszélyhelyzetek elhárítására önálló bányamentő szervezettel rendelkezik. A bányát számítógépes hálózattal működtetett mérő- és jelzőrendszer hálózza be, mérnökök által irányított diszpécserközpontban futnak össze a bánya mindenkori állapotával, biztonsági helyzetével és üzemvitelével kapcsolatos információk, megteremtve az azonnali beavatkozás lehetőségét.
Jelenleg ugyan már csak a Márkushegyi Bányában folyik széntermelés, azonban a korábban művelt bányák, valamint a bányákhoz kapcsolódó, igénybevett területek rekultivációja kötelezően előírt feladat. A munkák gondos végrehajtását példázza a befejezett XX-as Bányaüzem területén létrehozott bányászati múzeum és a kimerült Dobai külfejtés helyén kialakított csodálatos környezetű tó. A Vértesi Erőmű ZRt. törekvése, hogy ne hagyjon maga után tájsebeket.

2. megálló Fúrómagraktár, *Szépvízér*

Az Országos Magminta Gyűjtemény
„Milliárdos értékek" az iparban, felbecsülhetetlen értékek a tudományban, 1989–2011
(In: KERCSMÁR, 2012)

A fúrómagminták gyűjteményének problémakörében a 80-as évek elején tapasztalhatunk áttörést, amikor HÁMOR Géza igazgató *„hosszú vajúdás után"* megfogalmazza, *„hogy főleg és elsősorban az intézeti alapadatok (országos jelentőségű alapfúrások, alapszelvények) feldolgozására kell koncentrálnunk, melyek alapját képezik minden további kutatásnak"*. Ebben az időszakban az Intézet saját költségén még 3 db új alapfúrást is lemélyíthetett, amelyek a szűkülő anyagi lehetőségek miatt az eddigi utolsó, nagyobb mélységű kutatófúrások közé tartoztak. Ennek következtében egyre nagyobb igény jelentkezett a korábbi fúrások vizsgálatára, azok korszerűbb, vagy hiánypótló feldolgozására, és a fúrómagok e célokat jobban kiszolgáló elhelyezésére. Ennek érdekében az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt segítségével *„elkészült Szolnokon az Intézet alföldi magminta-raktára"*, ahol további *„2000 m^2 alapterületű, maganyagok tárolására alkalmas raktár "* terve is megfogalmazódott.
A 80-as évek második felében az intézeti struktúra átszervezésével, a magmintákat tájegységenként tároló négy nagy magmintaraktár (Pécs–Vasas, Szépvízér, Rákóczi-bányatelep, Szolnok) a Dokumentációs Főosztály Gyűjteményi Osztályához került. Ettől kezdve a magmintákat e négy telepen helyezték el (6. ábra). A fúrómagok és magládák, valamint a telephelyek állapota a mindenkori anyagi lehetőségek függvényévé vált, ugyanakkor tudományos és gyakorlati jelentőségük megnőtt, mivel 1989–90-ben az intézeti alapfúrási tevékenység minimálisra csökkent, majd megszűnt, amit az Intézet a *„magmintaraktárakban őrzött magfúrások részletes vizsgálatával kompenzált"*.

6. ábra A szépvízéri magmintaraktár mintacsarnoka

Az anyagi lehetőségek megcsappanása mellett, a megszűnő bányavállalatok fúrási magmintáit átvéve az Intézet fúrómagminta-állománya a 80-as, 90-es évek fordulóján ugrásszerűen többszörösére nőtt. Hámor Géza igazgató jelentése szerint az Intézet birtokába kerülő MÉV, OFKFV, Borsodi Szénbányák, Tatabányai Szénbányák és a Recski Rézérc Művek fúrási magraktárainak anyaga *„milliárdos értéket”* képvisel. Ekkor jelent meg az 5 év alapfúrási tevékenységét dokumentáló *„Alapszelvények és alapfúrások katalógusa 1985-1990”*, és ezekben az években mélyült az eddigi utolsó intézeti földtani alapfúrás (Szombathely II. sz. fúrás).

1991-ben az Intézet magmintaraktáraiba kerültek a MÉV kővágószőlősi (125 fúrás 10 700 magláda), a Tatabányai Szénbányák Vállalat csordakúti (180 fúrás 600 zsák), valamint a Bauxitkutató Vállalat halimbai (90 fúrás 300 zsák) raktárának anyaga, továbbá a VITUKI-tól átvett metró-, és budapesti fúrások (600 fúrás 1200 zsák) mintái. Ebben az évben készült el az újonnan átvett fúrások kivételével a rákóczitelepi, a szépvízéri és a pécs–vasasi raktárak teljes fúrásállományának számítógépes nyilvántartása is. Jellemző és fontos adat a 90-es évek elejéről, hogy az Intézet összes bevételeinek megoszlásában a legnagyobb részarányt, 23,1 %-ot (mintegy 90,8 MFt-ot) foglal el a fúrómagminta raktárak szolgáltatásait is magában foglaló, *„Központi dokumentáció és szolgáltatások”* címszóhoz rendelt érték. Ezen belül is 13,5 %-ot (53,2 MFt) a *„Dokumentáció és adatszolgáltatások”* alcím! Látható tehát, hogy a magminta-állomány és az akkor még intézeti kezelés alatt álló adattár kutatási célokra való felhasználása az Intézet jelentős bevételi forrásaként jelent meg.

Az állami bányavállalatok magmintáinak átvételével az Intézet fúrómagminta-állománya 13 400 db mélyfúrás anyagát tartalmazta 1992–93-ban. A magminta-állomány növekedési ütemét jól mutatja, hogy 1993-ban 1280 fúrás 950 zsáknyi anyaga érkezett a Bauxitkutató Vállalat jogutódjaként működő Geoprospect Kft-től, 180 zsák etalon minta a Tatabányai Szénbányák Vállalattól és 95 fúrás 169 zsáknyi mintája a budapesti Cserei utcai raktárból (7. ábra).

7. ábra Zsákos minták Szépvízéren.

Az 1994–95-ös években kitűzött cél volt a *„leltározott tételek és az alapfúrások fokozott védelme”*. 1995-ben GAÁL Gábor igazgató utasítására az Intézet részben átvett, részben archív fúrási magmintáinak állapotfelmérésére *„létrejött a Fúrási Magminta Bizottság, ami 6 ülésen megtárgyalta a magmintaraktárak aktuális kérdéseit, megvitatta és elfogadta a magmintaraktárak távlati fejlesztési koncepcióit, megvizsgálta és engedélyezésre előkészítette a beérkezett vizsgálati kérelmeket. Az Intézet 1995-ben kiemelt feladatnak határozta meg a magmintaraktárak állagmegőrzését, ami egy széleskörű felmérés alapján, a súlyozott feladatok meghatározásával megvalósult, s ezzel részben sikerült megállítani a nagy értékű magminta gyűjtemény további állagromlását.”*

Az 1995-ben elfogadott fejlesztési koncepció folytatásaként 1997–98-ban *„a magmintaraktárak állagvédelme és fejlesztése érdekében Szolnokon 600 magláda befogadására alkalmas állványrendszer készült”*. Ekkor az Intézet magmintaraktárakban őrzött mélyfúrásainak száma 13 400 db (ebből 158 db alapfúrás), a magládák száma 88 724 db, a dokumentációs anyag 25 025 egység volt. BREZSNYÁNSZKY Károly, folytatva a korábbi évek értékmegőrző munkáját, a fúrómagmintákat kezelő Országos Földtani Múzeum állandó feladatának szabta a gyűjtemények fejlesztését, az állomány megőrzését és nyilvántartását, valamint a kutatómunka támogatását.

2007-ben ismét előtérbe került a magminták tárolásának racionalizálása, amelyet a fokozatosan csökkenő állami támogatásból nem tudott megfelelő módon finanszírozni az Intézet, így a hatalmas tudományos és alkalmazott földtani értéket képviselő magmintaanyag további állagmegőrzése is

bizonytalanná vált. Ebben az évben központi beruházás keretében készült el a szolnoki magmintaraktár új csarnokának beállványozása, aminek következtében *„lehetőség nyílik a magmintaraktárak anyagának racionális apasztására, és a megőrzésre minősített minták fokozott védelmére*”. Első lépésként az Intézet munkatársai a Szépvízéren szabad ég alatt őrzött magminták felülvizsgálatát végezték el, és döntöttek a selejtezendő és a kimintázandó fúrások köréről (8. ábra).

8. ábra Selejtezés és állománymentés Szépvízéren

A fúrási magminták megkezdett áttekintését és selejtezését, valamint a magminták egy központi raktárba (pl. szolnoki magraktár) való elhelyezését, és ott egy korszerű magas szintű kutatóbázis kialakítását, az anyagi források előteremtésének szükségessége miatt előállt pénz-, idő-, és szakemberhiány, valamint a minimumra és az alá szorított anyagi lehetőségek mostanáig megakadályozták. Ugyanakkor a bányászatról szóló törvény, – és annak a közeli jövőben várható újabb végrehajtási rendeletei – valamint a Magyar Bányászati és Földtani Hivatalról, a MÁFI-ról és az ELGI-ről is szóló tavaly év végi kormányrendelet-módosítás következményeként minden bizonnyal jelentősen élénkülni fog a magmintaraktárak és az országos földtani adattárak használata. Ez vonatkozik az állami háttért biztosító kutatóintézményekre éppúgy, mint a gazdaság szereplőire, és főleg a koncessziós pályázatok benyújtóira és nyerteseire.

3. megálló Cicahomok, középső-eocén rétegsor, *Szépvízér*

(KERCSMÁR ZSOLT)

A felhagyott Cicahomok-bánya ÉNy-DK-i irányú, 5–10 m magas falában kb. 100 m hosszan tanulmányozhatóak a Csolnoki és Szőci Formációk rétegei és településük viszonyaik. A Szőci Mészkő két, max. 4 m vastag szintben jelenik meg betelepülésként a Csolnoki Formációban, a bányafal felső részén. Az alsó szint *N. millecaput*-ot tartalmazó mészmárga, a felső *N. millecaput és N. perforatus* vázakat együtt tartalmazó mészkő-mészmárga rétegekből áll. Alsó határuk éles, a talpon a *Nummulites* vázak a rétegzéssel párhuzamosan helyezkednek el, míg másutt kaotikusan, helyenként imbrikáltan jelennek meg. Mindkét szintben a mészkő testek elvékonyodnak, hosszan elnyúlt lencse alakúak (9. ábra).

9. ábra Elnyúlt lencse alakú discocyclinás, nummuliteszes mészkő (Szőci F.) elvégződése agyagmárga (Csolnoki F.) rétegekben, a Cicahomok feltárásában (F: Kercsmár Zsolt)

Ezek a jegyek gravitációs tömegmozgásra, csuszamlásra utalnak, ahol a korábban leülepedett, már bizonyos mértékig konszolidálódott rétegek az áthalmozás során belső szerkezetüket nagyrészt megőrizték, míg a talpon az ősmaradványok irányított helyzetbe kerültek (10. ábra). Az alsó nummuliteses mészmárga felett egy vékony, 10–15 cm vastag, gradált *Nummulites* vázakból álló réteg majd felette egy 15–20 cm vastag, laminált, irányított elrendezésű bioklaszt szemcsékből álló, glaukonitos, kemény mészhomokkő réteg található. Mindez gravitációs átülepítésére utalhat, bár nem kizárt viharok, áramlások tevékenysége sem. Felette következnek kb. 2 m vastagságban a Csolnoki Formáció aleuritos, finomhomokos márga, agyagmárga rétegei. Erre települ éles határral a felső Szőci Mészkő szint, majd e fölött újra megjelenik a Csolnoki Formáció (PÁLFALVI 2007).
A Cicahomok-bányától déli irányba kb. 800 m-re, a Katonacsapáson a Csákberény felé tartó út nagy hajtűkanyarának DK-i oldalán a Csolnoki Formációba tartozó homokos márga tárul fel. Ennek fedőjeként, kicsit távolabb az útbevágásban nummuliteses mészkőtömbök találhatóak, melyek egy része kibillent helyzetű, ill. néhány kisebb tömb valószínűleg a kvarter folyamán, lejtőmozgások következtében került mai helyére, így pontos rátelepülése a Csolnoki Formációra nem figyelhető meg.
Mégis fontos megemlíteni, mert az egyik kibillent tömb egy 80 cm vastag, üledékrogyás/csuszamlás során meggyűrődött, átbuktatott redőt formáz, a cicahomoki feltáráshoz hasonlóan tehát itt is gravitációs tömegmozgás nyomai ismerhetők fel.

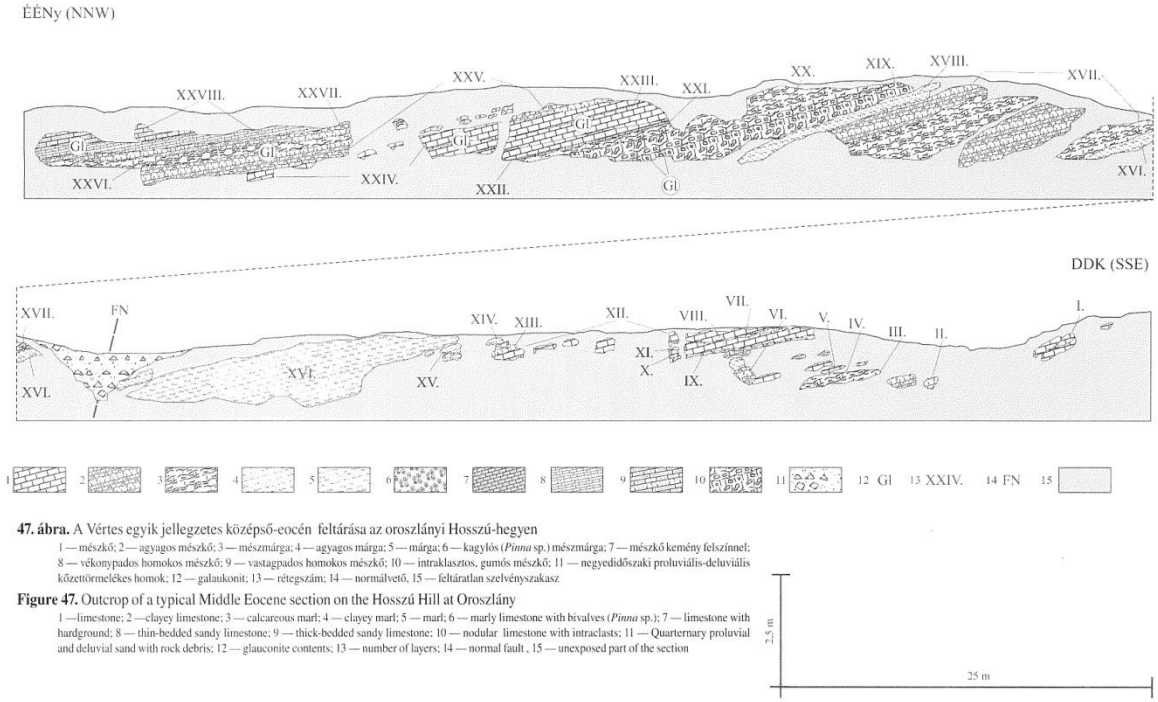
10. ábra Részlet a lencse alakú discocyclinás, nummuliteszes mészkőréteg belső felépítéséről. A felhalmozódott nummulitesz vázakból álló réteg belső szerkezetét zömmel az egymással párhuzamosan elhelyezkedő lencse alakú vázak határozzák meg, azonban egyes helyeken a vázak 45–90 fokos szöget zárnak be a látszólag zavartalan rétegzés dőlésszögével, ami a mészkőtesten belüli, még plasztikus állapotú nyírásra, egyben a lencse alakú mészkőtest félig konszolidálatlan állapotú gravitációs áthalmozódására utal. A plasztikus nyírásra utaló jelenségek a réteg alsó részén gyakoribbak, míg felfelé egyre ritkulnak. (F: Kercsmár Zsolt)

4. megálló Hosszú-hegy, Szőci Mészkő Formáció

(KERCSMÁR ZSOLT)

A Vértes-hegység egyik legteljesebb, kb. 30 m vastag középső-eocén karbonátos rétegsora tárul fel 200 m hosszan, közel dőlésirányban, (300˚/8–10˚ dőléssel) a Csákvártól Szépvízér felé vezető út Hosszú-hegyi bevágásában, és a hegy oldalában és tetején kisebb kibukkanásokban (11. ábra).
A hegy tetején feltárulnak a T_3 Dachsteini Mészkő Fenyőfői Tagozatának rétegei. A triász-eocén kontaktus ugyan nem tanulmányozható, de a triász szálfeltárás közelében, attól ÉK felé, kb. 70 m hosszan elnyúló, 2 m magas falban találhatók meg az itt előforduló, legidősebb középső-eocén rétegek, melyek a Sűrűhegyi tagozatba tartoznak. Vastagpados, biodetrituszos mészkőből állnak, és pár cm-es triász extraklasztokat is tartalmaznak. Innen a hegyoldalban ÉNy-i irányba lefelé a Sűrűhegyi Mészkő egyre fiatalabb, echinodermata és vörösalga töredékeket, mollusca kőbeleket (pl. *Velates, Natica*) tartalmazó rétegei jelennek meg. Néhány kisebb szálkibúvásban, majd egy kisebb kibukkanásban, valamint nagy területen törmelékben is, nummuliteses-discocyclinás mészkő is

előfordul. Egy ÉK-DNy csapásirányú elvetés következtében ez a rétegsor az útbevágás felé megismétlődik.



11. ábra A Hosszú-hegyi útbevágás középső-eocén rétegsorának szelvénye (KERCSMÁR ET AL. 2008 in BUDAI & FODOR (szerk.) 2008)

Az útbevágásban, a feltárás DK-i végében található az itt feltáruló rétegsor legidősebb tagja. Itt a Szőci Mészkő rétegsora a Sűrűhegyi Tagozatba tartozó, 70 cm vastag, vörösalga és echinodermata töredékeket, és kevés *Nummulites*-t is tartalmazó biodetrituszos mészkővel indul. Felette, az út mentén ÉNy-felé haladva, a Felsőgallai Tagozatba tartozó *N. perforatus*-os mészkő, mészmárga rétegek következnek 5,3 m vastagságban. A *Nummulites* vázak gyakran ék alakban imbrikáltak. A rétegösszletben egy 20 cm-es betelepülésként *Pinna* kagylóhéjakból álló lumasella réteg figyelhető meg.

Ezután az útbevágásban 30 m hosszan, mintegy 5 m-es rétegvastagságban agyagosabb, nagyforaminiferákat tartalmazó márga, mészmárga rétegek találhatóak, melyek csak néhol bukkannak felszínre a kvarter üledékek alól.

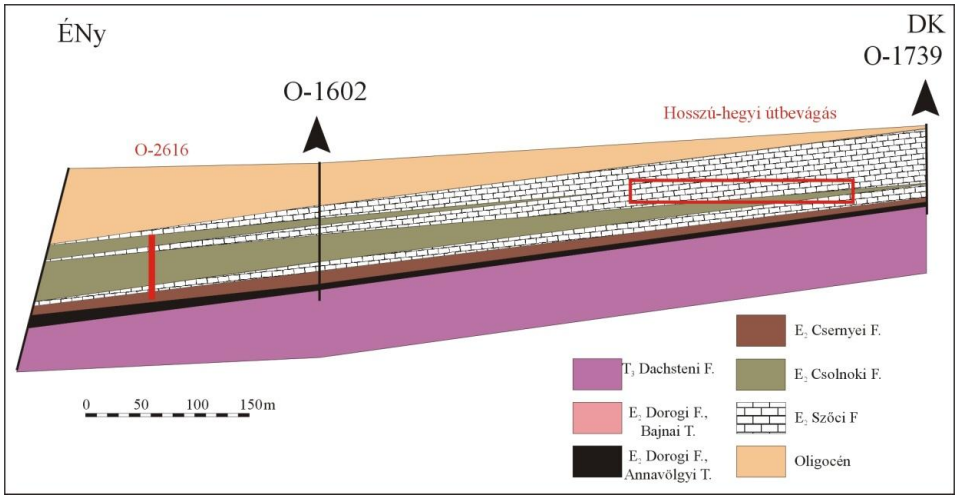
Tovább haladva 5 m vastag gumós mészmárga, márga következik. Ez a szakasz 4, kb. 1 m vastag, bioturbált, szerkezet nélküli mészmárga egységekre bontható, köztük 5–10 cm-es márga rétegekkel. Mind a mészmárga, mind a márga tömegesen tartalmaz *N. perforatus*, *N. millecaput*, és *Discocyclina* vázakat, a bioturbáció miatt kaotikus elrendezésben. Megfigyelhető a rétegsorban a *N. perforatus* mennyiségének fokozatos csökkenése és a N. *millecaput,* valamint a *Discocycliná*-k uralomra jutása.

Erre egy ÉNy-i irányba kivastagodó, kb. 1 m vastag, gumós mészmárga réteg következik. Az 5–10 cm-es gumók/intraklasztok kemény, glaukonitos, discocyclinás, nummuliteses mészkőből állnak, mátrixuk agyagosabb, mészmárga, márga, hasonló faunával. A gumósság kialakulásában, a diagenezis hatása mellett közrejátszhatott a félig konszolidált üledék – esetleg szinszediment tektonikai mozgások következtében, gravitációsan, vagy vihar hatására – történt lejtő menti megcsúszása is.

Felette kb.1 m vastag, discocyclinás mészmárga rétegek következnek, benne bioturbációs nyomok, járatkitöltések figyelhetők meg.

Feljebb az Antalhegyi Tagozat rétegei következnek. Ez egy 20 cm vastag, kemény, glaukonitos, discocyclinás, apró nummuliteses mészhomokkő réteggel indul, ami eróziós diszkordanciával települ az alatta fekvő mészmárgára. Fedőjében egy kb. 2 m vastag, jól rétegzett, kemény mészhomokkőből álló, rétegzéssel párhuzamos elrendezésű *Discocyclina* vázakat tartalmazó, rétegösszlet található. Ez

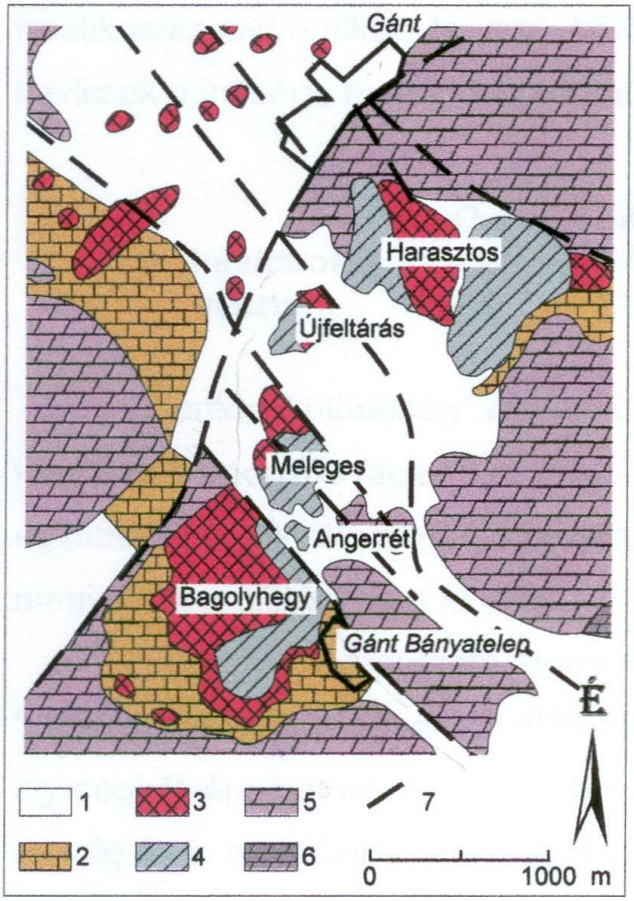
kb. 40–50 cm-es rétegcsoportokból áll, amelyek dőlésszöge felfelé csökken. A rétegcsoportok és a 10–15 cm vastag rétegek is ÉNy felé, dőlésirányba, vastagodnak, valószínűleg vihar keltette áramlások hatására jött létre (fan-bedding-legyező-rétegzés?). Felette, a feltárás ÉNy-i végén 4 m vastagságban kemény, jól rétegzett, glaukonitos, biodetrituszos mészkő zárja a rétegsort (12. ábra) (PÁLFALVI 2007).



12. ábra A Hosszú-hegynél, az útbevágás mentén, közel dőlésirányban húzódó szelvény, a kvarter üledékek elhagyásával, az útbevágás és az O-2616 fúrás rétegsorainak bevetítésével (PÁLFALVI 2007 alapján).

5. megálló Bagoly-hegyi bauxit külfejtés, *Gánt*

(KECSKEMÉTI & MINDSZENTY in HAAS (szerk.) 2010, MINDSZENTY et al. in PALOTAI (szerk.) 2010)



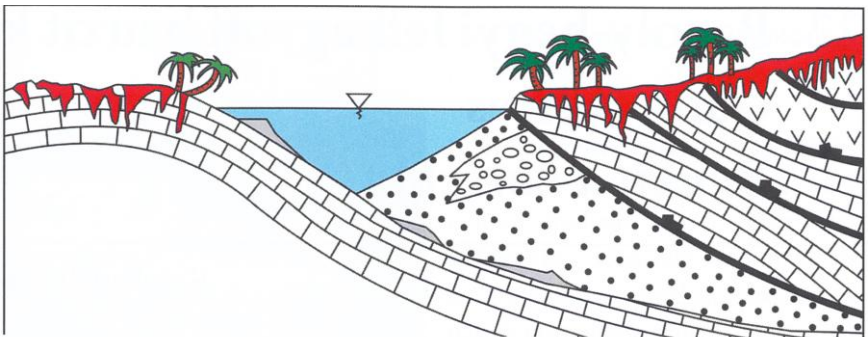
13. ábra A gánti bauxitterület földtani vázlata. 1. alluvium, 2. középső-eocén miliolinás mészkő, 3. bauxit, 4. középső-eocén molluszkás agyagmárga, 5. felső-triász mészkő, 6. vető (Forrás: Bauxitkutató Vállalat 1969)

A Vértes déli nyúlványai közt megbúvó Gánt községtől néhány kilométerre délre fekvő Bagolyhegyen tárta fel 1923-ban Balás Jenő bányamérnök az ország első művelésre alkalmas bauxittelepét (13. ábra). Balás Jenő kutatásai és felfedezése nyomán a rendszeres üzemszerű *bányaművelés* 1926-tól indult meg, s 1961-ig gyakorlatilag megszakítás nélkül folyt (KOVÁCS et al. 1976). Ez alatt az öt külszíni fejtésből (Bagolyhegy, Angerrét, Meleges, Harasztos, Újfeltárás) mintegy 16 millió tonna anyagot termeltek ki (13. ábra). Alkalomszerűen még ezután is sokáig volt bauxitszállítás a nyitott külfejtésekből, amelyeket végérvényesen a 80-as évek közepén hagytak fel. Az üregek egy részét részlegesen vagy teljesen rekultiválták (meddővel töltötték fel és erdősítették), Meleges és Bagolyhegy (14. ábra) legszebb részeit azonban tanösvény jelleggel kiépítették, s a bagolyhegyi bánya mellett Bányászati Múzeumot létesítettek. A Múzeum ma is rendszeresen fogad látogatókat. A hazai bauxitkutatás és -bányászat rövid történetével, a bányászati technológia legfontosabb elemeivel a Múzeum kiállításán és a földalatti bemutató bányavágatokban ismerkedhet meg a látogató.

14. ábra A bagoly-hegyi külfejtés panoráma képe. (F: Mindszenty Andrea)

A bauxit a felső-triász korú megaloduszos dolomit (Fődolomit Formáció) karsztos mélyedéseibe települt. A bauxit alatt a fekükőzet néhány méter vastagságban elváltozott: porlódik, finom eloszlású hematit és kalcit valamint hematitos-kalcitos repedéshálózat járja át, felszínét vas-mangándús kéreg borítja. A fekü egyenetlenségeit követő kézi műveléssel kibányászott bauxit alól a külfejtés talpán mindenütt kibukkannak ezek a vasas kéreggel borított felszínű *karsztos börcök.* A karsztmorfológia amplitúdója kicsi, a szintkülönbségek általában nem érik el az 5 métert. A bauxit eredetileg átlagosan 8–12 m vastag lepelszerű telepet alkotott.

A gánti rétegsor üledékekkel nem képviselt, tehát hiányzó része az eocén kor elején bekövetkezett nagymértékű lepusztulásra utal. A Középhegység más részéről ismert, de innen az erózió által eltávolított rétegek összvastagsága sok száz méterre tehető. Ilyen mértékű lepusztulás csak akkor lehetséges, ha a szóban forgó terület jelentősen kiemelkedik. A környéken lerakódott mezozoos rétegeket az Alpok felgyűrődésével egyidős szerkezeti mozgások emelték szárazra, s ezeknek köszönhető a gyors és hatékony lepusztulás is (15. ábra). Az egykori szerkezeti mozgások emlékét őrzik a külfejtésben kitűnően tanulmányozható vetősíkok, továbbá a rajtuk az elmozdulás következtében kialakult vetőkarcok (16. ábra).

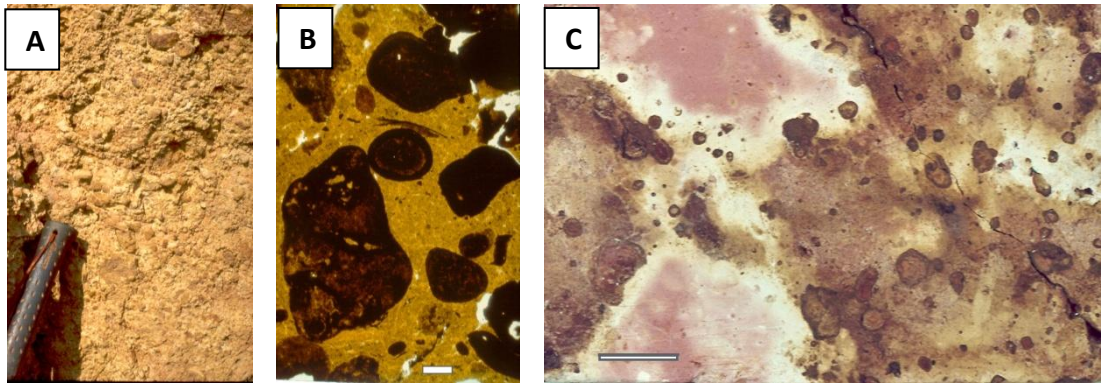


15. ábra A hegységképződési mozgások és a bauxitképződés összefüggése (MINDSZENTY & D'ARGENIO 1994)

16. ábra (A) A bagolyhegyi nagy vető közelről (B) Vetőkarcok közelről

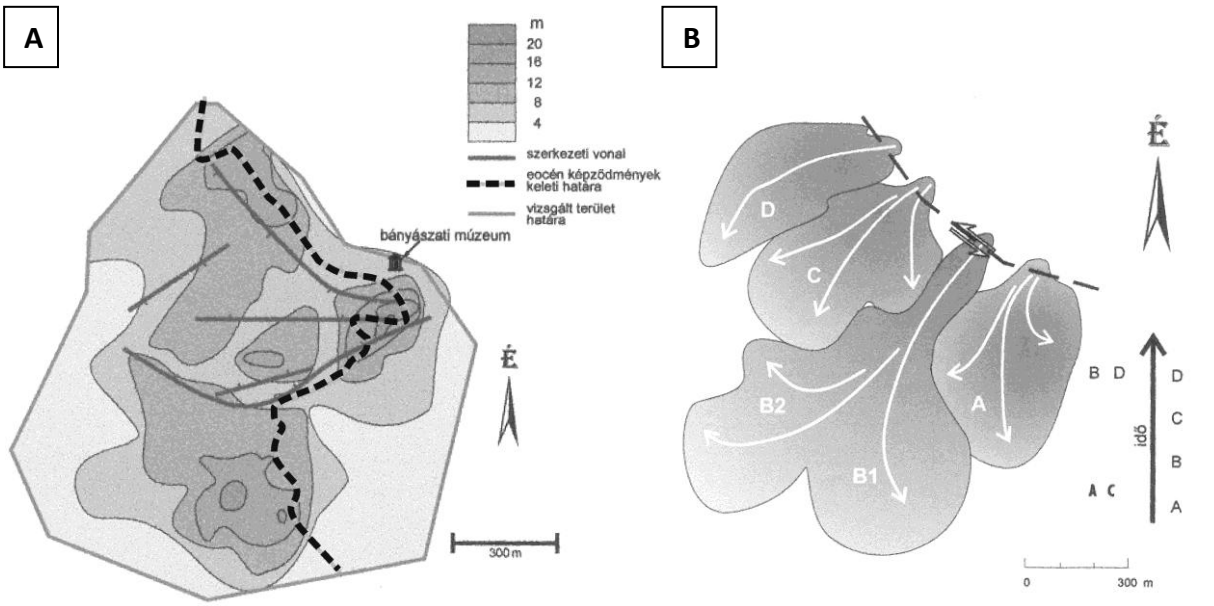
A Középhegység a bauxit képződése idején a mai helyétől délre, a trópusi övezethez sokkal közelebb helyezkedett el. Ebban az időben volt a Föld ismert klímatörténetének egy különleges meleg

időszaka, a **P**aleocén–**E**océn **T**ermális **M**axiumnak (PETM). A meleg, nedves időszak különösen kedvezett a talajtakaró bauxitosodásának: hazai bauxitkincsünk jelentős része ebben az időszakban keletkezett (Nyírád, Halimba, Bakonyoszlop, Iszkaszentgyörgy, Gánt).
A gánti bauxit üledékszerkezete, kőzetjellegei ma már csak a külfejtések falai mentén, valamint pl. a Bagolyhegy D-i munkagödör középső részén, a talpszinten vizsgálhatók. Váltakozva kavicsos (konglomerátum) és gyakorlatilag kavicsmentes ("mudstone" típusú, un. pelitomorf) rétegek követik egymást (17. ábra), vastagságuk 10–60 cm között változó.



17. ábra Bagolyhegyi bauxit-tipusok (A) Kavicsos bauxit (B) Kavicsos bauxit mikroszkópi képe (lépték: ~2 mm), (C) Tarka, ún. „tigrisszövetű" bauxit, amelynek színeit a Fe-oxid-tartalmú ásványok szabálytalan eloszlása adja (lépték: ~2 cm)

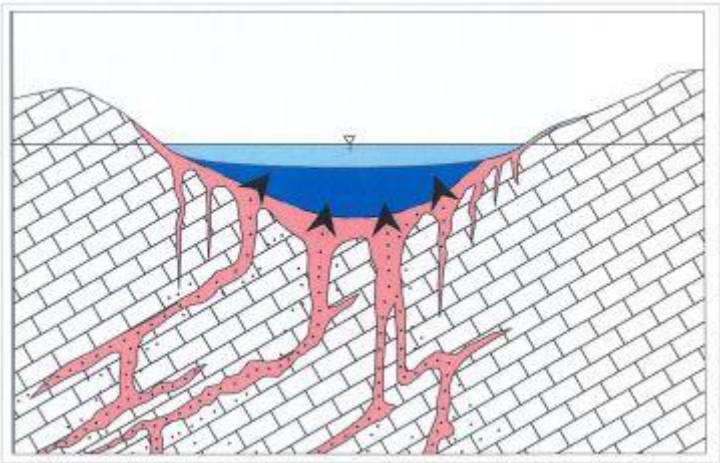
Jelentős különbség van a kavicsok és a mátrix ásványos összetétele között is: a vadózus fáciesű *kavicsok* boehmit, hematit, goethit, kaolinit és anatáz együtteséből állnak, míg a szemifreatikus *mátrix* felépítésében fentiek mellett megjelenik a gibbsit és a *klorit* is.
A rétegek szerkezete bonyolult: normál és fordított gradáció, valamint „ciklusos" felépítés egyaránt előfordul, azaz, a kavicsos rétegek gyakran több egységből épülhetnek föl. A kavicsos és pelitomorf rétegek határa mindig éles, az eróziós jelenségek azonban ritkák. A szöveti irányítottság hiánya, a szeszélyesen változó normál és fordított gradáció valamint az a tény, hogy a legdurvább törmelékanyag többnyire a rétegek közepén helyezkedik el, arra utal, hogy a gánti bauxit törmelékfolyás jellegű szállítóközegből rakódhatott le. A rétegek gyakran magas mátrix-tartalma, és az elsősorban a durvább szemcseméreteknél megfigyelhető fordított gradáció jelzi, hogy a törmelékfolyás ún. *kohézív törmelékfolyás* lehetett. Az, hogy számos réteg fölső részén normál gradációt lehet észlelni, azt valószínűsíti, hogy a törmelékfolyások vízzel borított mélyedésekbe „futottak be", ahol másodlagosan kis térfogatú finomszemcsés zagyárak is kialakulhattak.
A telep alsó részén található pelitomorf bauxit valószínűleg eredeti helyzetű, s azt jelzi, hogy a gánti sekélykarszt térszínt az eocénben bauxitos összetételű talajlepel borította. Szemifreatikus fáciese összhangban van a karszt sekélykarszt jellegével s arra utal, hogy a karszttérszín közel lehetett az állandó karsztvízszinthez, elképzelhető, hogy időszakosan vízzel borított volt. A pelitomorf bauxitra települő, váltakozva konglomerátumból és pelitomorf rétegekből álló összlet áthalmozott, allochton, bauxitos összetételű talaj, amely térszínileg magasabban fekvő területen képződhetett (vadózus fáciesű kavicsok), s onnan, talajerózió áldozatául esve, törmelékfolyások formájában érkezett a sekély karszttérszínre. Az újabb, a bauxittest alakjára és térbeli változatosságára is kiterjedő vizsgálatok szerint a gánti bauxit egy, a jelenlegi felhalmozódási helyétől ÉK-re lévő, szinszediment tektonika által kiemelt magasrögről hordódott le a mai Bagolyhegy-Meleges-Harasztos-Újfeltárás területére, ahol összeharapózó törmeléklegyezők formájában borította el a vékony pelitomorf bauxitlepellel fedett sekélykarszt egyenetlen felszínét (18. ábra).
A konglomerátum rétegek közötti pelitomorf szakaszok, az időszakosan vízzel borított mélyedés vízéből kiülepedett bauxitos agyaglepelként foghatók fel. A talajerózió ilyen mérvű bekövetkezte és a törmelékfolyások arra utalnak, hogy a bauxitos összetételű, talaj jellegű málladék kialakulásához szükséges trópusi esőerdő – feltehetően klimatikus okokból – pusztulásnak indult.



18. ábra(A) A bauxit vastagsága a gánti Bagolyhegyen (B) A bauxit vastagsága alapján számított szállítási irányok és lebenyek modellje

A fokozatosan szemiaridra váltó klímán az időszakos heves esőzések átáztathatták, s instabillá tehették a korábbi, hosszantartó humid időszakban képződött, növénytakarójától megfosztott, vastag mállási takarót. Nincs kizárva, hogy a törmelékfolyások elindításában a kora-eocén töréses tevékenységgel kapcsolatos földrengések is szerepet játszottak.

A középső eocén vége felé a lepusztult bauxittal fedett karszttérszín lassú süllyedésnek indult. A süllyedő térszínt fokozatosan meghódította a tenger, mégpedig úgy, hogy elsőként a változatos karszttopográfia legmélyebb pontjaira – a bauxittal kitöltött mélyedésekbe – nyomult be. Különös módon azonban a tengerelöntés, transzgresszió itt Gánton nem a szokásos módon, a felszínen indult el, hanem alulról, a korábban kialakult karsztjáratokon, barlangüregeken keresztül történt (19. ábra) A dolinákat, uvalákat – alulról – először a megemelkedő karsztvíz kezdte feltölteni, majd kisebb-nagyobb édesvizű tavak alakultak ki bennük. Amint a tengerszint emelkedett, a víz egyre sósabbá vált, s csak amikor a vízszint már a mélyedéseket körbevevő karsztos gerincek legmagasabbikát is elérte, akkor borította el az egész területet a normálsósvízi tenger. Ezt a történetet híven őrzik számunkra a bauxitot fedő rétegek ősmaradványai.



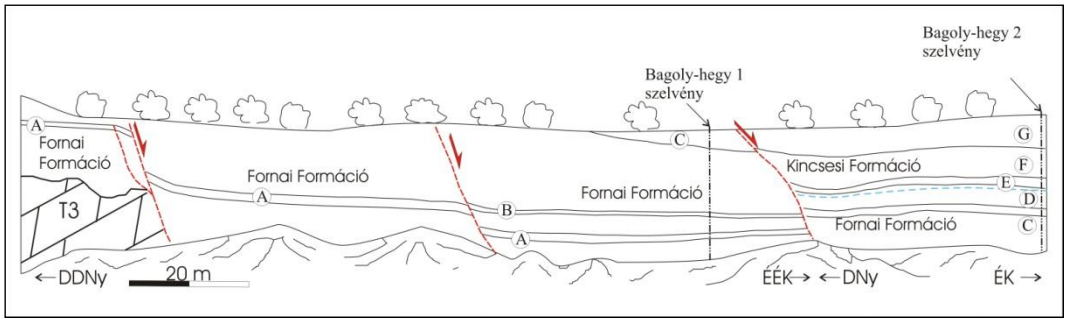
19. ábra Az alulról, a dolomitaljzat karsztos vizvezető járatain keresztül érkező transzgresszió vázlatos rajza (CARANNANTE et al. 1994 nyomán)

Mi a bauxit? Nedves trópusi klímán létrejött kémiai mállástermék, melyből a csapadékvíz a vas, az aluminium és a titán kivételével minden egyéb kőzetalkotó kémiai elemet kimosott. Nagy alumíniumtartalma miatt az alumíniumipar nyersanyagaként hasznosítják. Az alumíniumot hidroxidos formában tartalmazó bauxitból először timföldet állítanak elő, s ebből kohászati úton készül az alumínium.

Gánt, Bagoly-hegy középső-eocén rétegsora

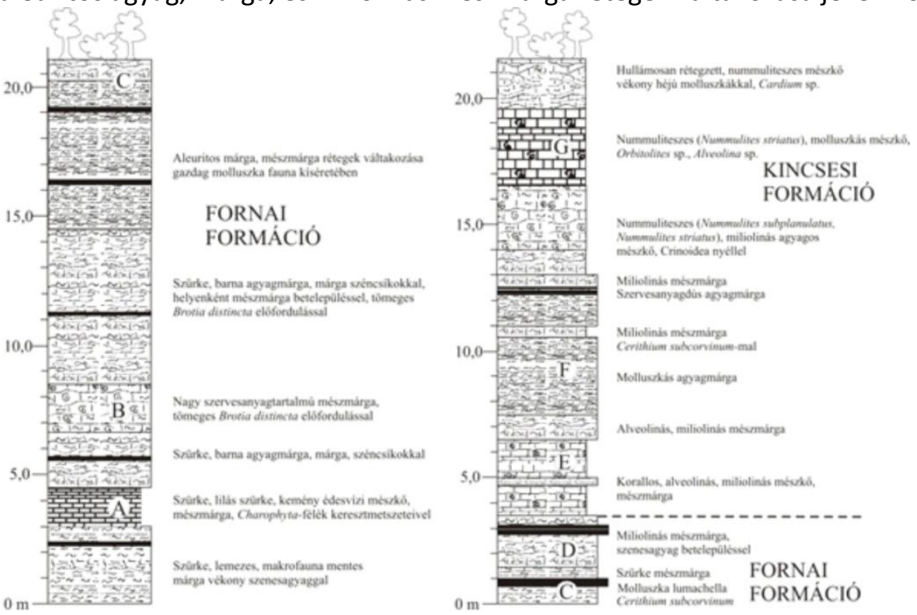
(KERCSMÁR ZSOLT)

Az egykori bauxitbánya fala 20–25 m vastagságban tárja fel (20. ábra) a Vértes-hegység DK-i előterében, a bauxittelepek fölött keletkezett középső-eocén rétegsort, amely az ÉNy-i előtérrel szemben kezdetben édesvízi, majd a tengertől változó mértékben elzárt, oszcilláló, de fokozatosan növekvő sótartalmú lagúnában rakódott le, míg végül a normál tengeri körülmények váltak uralkodóvá. A középső-eocén háttérlagúna aljzatsüllyedésének nagy mértékét jelzi a képződmények közel 200 m-es összvastagsága (Csákberény Csbr-89-es fúrás).



20. ábra A bagoly-hegyi külfejtés Ny-i oldalfalának földtani szelvénye a litosztratigráfiai egységek megjelölésével (KERCSMÁR Zs., in DULAI & BOSNAKOFF (szerk.) 2010). T3 – Sédvölgyi Dolomit Formáció; A – Charophytás mészmárga; B – Brotiá-s márga; C – molluszkás mészmárga, márga; D – Miliolinás mészmárga; E – Korallos, Alveolinás, Nummuliteszes mészkő; F – Miliolinás, molluszkás agyagmárga; G – Nummulites striatus-os, molluszkás, Alveolinás mészkő. A részletes rétegsorok (1-es és 2-es szelvény) a 18. ábrán láthatók.

A paleocén – alsó-, és kora középső-eocén flexurális medencefejlődés következtében számos áthalmozási jelenséget (MINDSZENTY et al. 1994; 2001) magán hordozó bauxitos képződményeket közvetlenül fedő késő-lutéciai – kora-bartoni Fornai Formáció litológiailag 3 részre tagolható. Alul 5–7 m tarka agyag, szürke, makrofauna mentes agyag, és márga található, – a Bagoly-hegyen jellegzetes lilásvörös színű – mészkő betelepüléssel. A bázison gyakori a dolomit törmelék. Felette 3–5 m vastagságban sötétszürke, bitumenes, márga, mészmárga padok következnek, tömeges *Brotia* (korábban *Melania*) *distincta*-val. Legfelül 5–10 m vastag, szürke, dúsan molluscás („Fornai fauna”), aleuritos agyag, márga, és miliolinás mészmárga rétegek váltakozása jellemző (21. ábra).



21. ábra A bagoly-hegyi külfejtés 1-es és 2-es (ld. 20. ábra) rétegsora a litosztratigráfiai egységek megjelölésével (KERCSMÁR Zs., in DULAI& BOSNAKOFF (szerk.) 2010). A – Charophytás mészmárga; B – Brotiás márga; C – molluszkás mészmárga, márga; D – Miliolinás mészmárga; E – Korallos, Alveolinás, Nummuliteszes mészkő; F – Miliolinás, molluszkás agyagmárga; G – Nummulites striatus-os, molluszkás, Alveolinás mészkő.

Mindhárom szakasz kőzetei vékony, agyagos szén, szenes agyag, huminites agyag rétegekkel váltakoznak. A szénrétegek lencsés megjelenésűek, általában a felső részben a legvastagabbak, de itt sem érik el az 1 m–t.

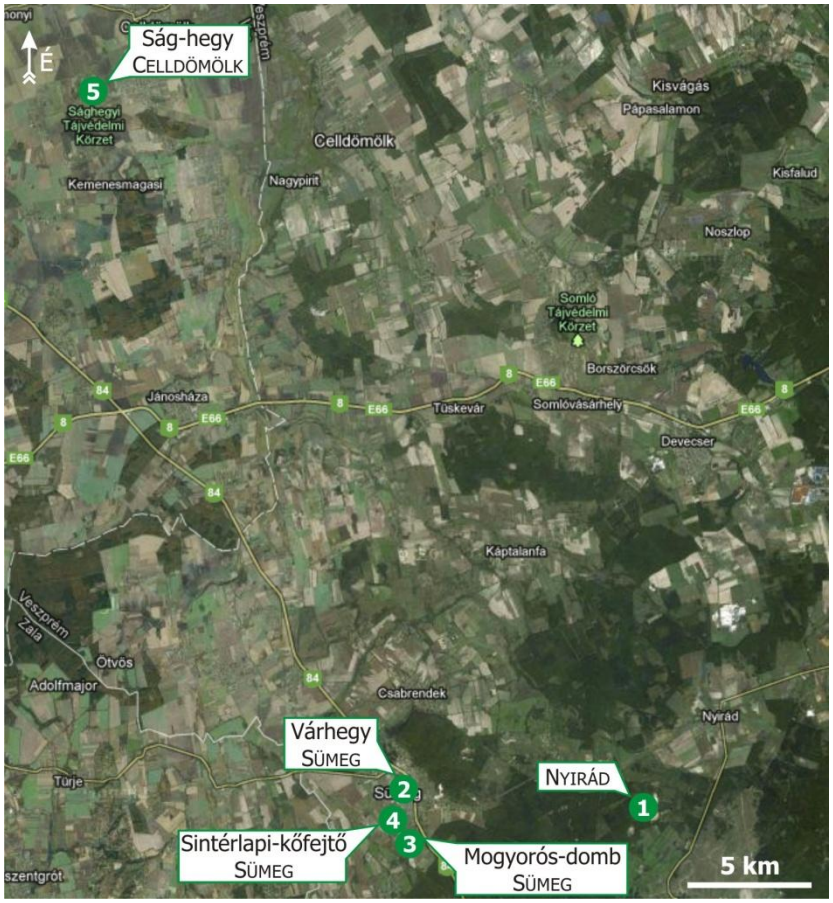
Legjellemzőbb ősmaradványai a mollusca maradványok (22. ábra). Egyes rétegekben a mollusca taxonok száma meghaladja a harmincat (SZŐTS 1953). Leggyakrabban előforduló alakok az alsóbb szakaszokon a *Brotia* (korábban *Melania*) *distincta*, feljebb a *Tympanotonus hungaricus, T. calcaratus, Cerithium subcorvinum, Pyrazus focillatus, Ampullina perusta, Cantharus brongniarti*, *Arca vértesensis, Brachyodontes corrugatus, Anomia gregaria, Pteria trigonata, Ostrea roncana, Dreissena eocaena*. Jellemző fosszíliák még a Miliolinák, egyes rétegekben tömegesen fordulnak elő ezek az egysejtűek körébe tartozó mákszemnyi fehér fosszíliák. Mellettük spóra és pollen maradványok, Charophyták, foraminiferák (elvétve *Nummulites subplanulatus* is), ostracodák gyakoriak még, és egyes rétegek korallokat is tartalmaznak.

A huminites rétegek kimaradása, a litológiai jelleg homogénné válása, a Mollusca-fajok radikális elszegényedése jelzi a normál tengeri körülmények között keletkezett, a Szőci Mészkővel heteropikus fáciest alkotó Kincsesi Formáció megjelenését.

22. ábra Csigák a bauxitot fedő ún. „molluszkumos” agyagból (F: Hankó Eszter)

A fúrások alapján, a Vértes DK-i előterében több mint 100 m vastagságú képződmény uralkodó kőzetei a sekélytengeri mészkő, homokkő, mészmárga, homokos mészmárga, és a velencei-hegységi andezit vulkanizmussal kapcsolatos tufás mészkő. Jellemző ősmaradványai a miliolinák, alveolinák, korallok *Nummulites striatus* és a Csákberénynél monospecifikus padot alkotó *Perna urkutika* kagyló (2. megálló). Csákberény-Gánt térségében a formáció képződésének korai szakaszára sekély vizű lagunáris, a későbbi szakaszára nyílttengeri, normálsósvízi, sekély szublitorális mélységben zajló üledékképződés (PÁLFALVI 2007) volt jellemző.

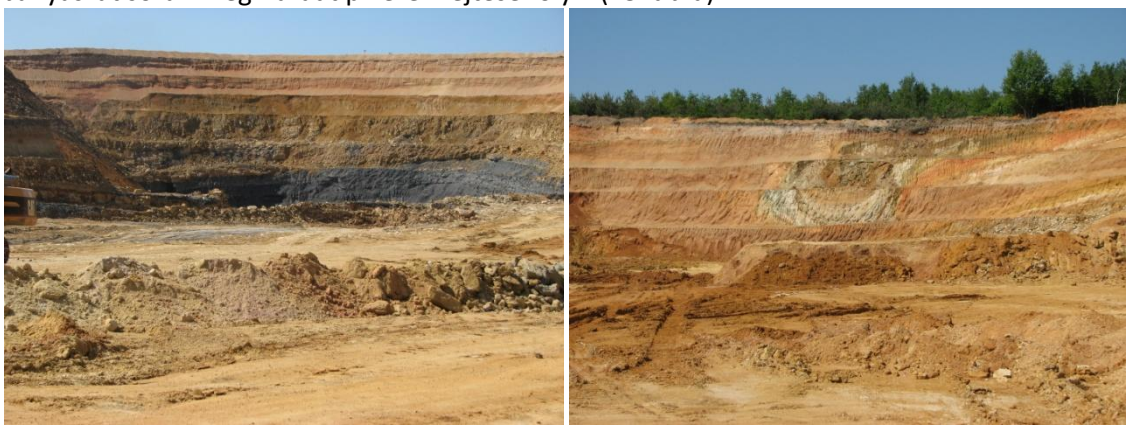
2. nap, augusztus 28.



1. megálló Ferenc-hegyi bauxit külfejtés, *Nyirád*

(MINDSZENTY 1999, KECSKEMÉTI in HAAS (szerk.) 2010 és BÁRDOSSY 2011)

A Nyirád – Nagytárkányi bauxitterület keleti részén 1926-ban kezdte meg a kutatást az Aluérc Kft. Hamar fölfedezték az első két bauxitlencsét, amik az Arnold és Edgár nevet kapták. A második világháború alatt felélénkülő kutatás eredményeként fedezték fel a Ferenc-hegyi lencsét, amire 1942-ben mélyművelésű bányát nyitottak. A világháború után a kutatás folytatódott, a területen egyre több bauxitlencsét tártak fel. Ma a Ferenc lencsét nyílt műveléssel tárják fel, a mélyművelésű bányászat során megmaradt pillérek fejtése folyik (23. ábra).

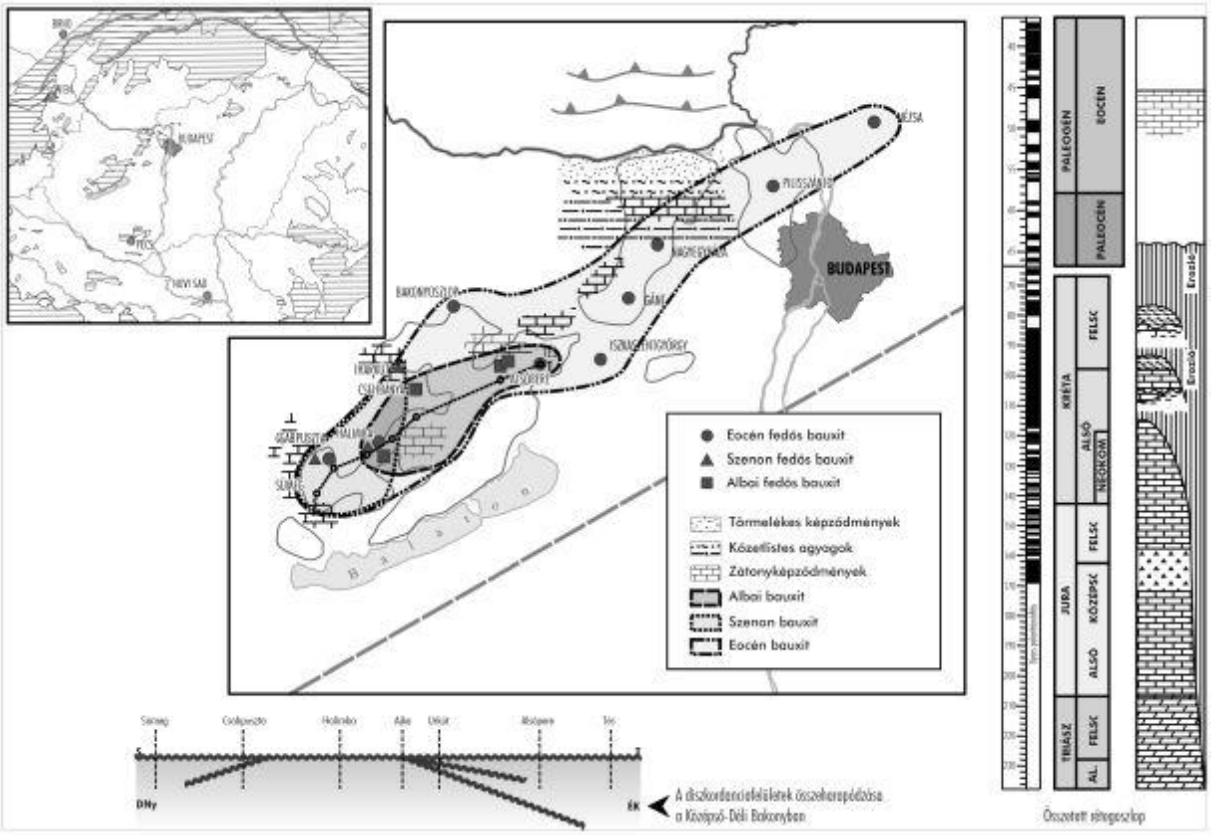


23. ábra (A) A Ferenc-külfejtés (F: Mindszenty Andrea) (B) A rétegek furcsa, „zsákszerű” települése (F: Mindszenty Andrea)

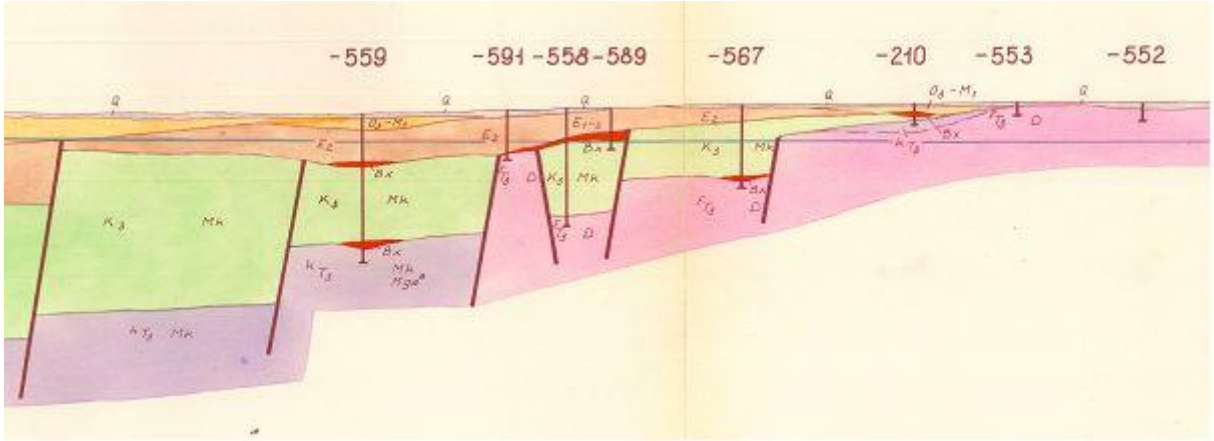
24. ábra A bauxitot fedő Darvastói Formáció kőszenes, márgás, agyagos rétegei (F: Mindszenty Andrea)

Az egyenetlen felszínű karsztosodott felső-triász Fődolomit felszínére karsztbauxit települ. A dolomit felső 0,5–3 métere erősen mállott, néhol átülepített dolomittörmelék fedi. A bauxit 0,3–4 ha területű lencsékben jelenik meg. A lencsék peremi részein rendszerint bauxitos agyag, agyagos bauxit jelenik meg, míg a középső részen a szorosan vett bauxit összefüggő érctestet alkot.

A fiatalabb triász – kréta kőzetek itt hiányoznak a rétegsorból, a bauxitot a középső-eocén Darvastói Formáció fedi (24. ábra). A szomszédos, halimbai bauxitterületen a bauxit két szintben jelenik meg a fekü Fődolomit rétegei felett (25, 26. ábra). Elsődleges fedője a szenon requiéniás mészkő, míg az erre diszkordánsan települő bauxitot a Darvastói Formáció fedi. A kréta időszaki telepek bauxitja csaknem mindig jellegzetes ooidos szövetet mutat, a minták porozitása ált. kicsi, míg az eocén bauxitok többnyire pelitomorf szövetűek, legfeljebb pszeudo-ooidokat tartalmaznak és a minták porozitása nagyobb.



25. ábra A Dunántúli-középhegység bauxittelepeinek területi elterjedése és kapcsolata néhány mezozoos tengeri képződménnyel (MINDSZENTY 1999)



26. ábra Vázlatos földtani szelvény a nyirádi területről. Jól látszik a két eltérő rétegtani pozícióban lévő bauxitszint (szerkesztette: R. Szabó István)

A karsztosodás az eocén elején, egy hosszabb szárazföldi időszakban zajlott. Az eocén rétegek sorozata tengerelöntési sorozatot tükröz. A délnyugatról fokozatosan előrenyomuló tenger először a mélyebb területekre hatolt be. Ennek üledéke a legalul megfigyelhető okkersárga, majd felfelé fokozatosan szürke színűvé váló, mintegy 5 méter vastag agyag. Benne az agyagásványok mellett sok a pirit, a gipsz és az apró szénszemcse, valamint sok bauxitásvány is található. Ez az agyag a tengerpart közeli lagúnában rakódhatott le. A felette lévő meszesebb rétegekben lévő ősmaradványok már a tenger uralomra jutását jelzik. A tengerrel borítottság azonban nem tartott sokáig, mert a következő tarkaagyag rétegben, amelyben sok homok-, és kavicscsík található, a tengeri faunaelemek teljesen hiányoznak. A durvább törmelékanyag feldúsulása és főként a tengeri fauna kimaradása alapján e réteg keletkezése édesvízi (tavi) környezetben történhetett.

A tarkaagyagra 3 és fél méter vastagságban faunadús, viszonylag tiszta mészkő települ. Nagyrészt *Alveolinák*), alárendelten *Nummulites*ek (ősi egysejtűek maradványai) alkotják. Az alveolinás mészkő hirtelen nagyobb területen való megjelenése olyan gyors tenger-előrenyomulást jelez, mely nemcsak részmedencéket hódított meg, hanem nagyobb, összefüggő területeket is. A tengeri faunának optimális életfeltételeket biztosító körülmények azonban nem voltak tartósak. A mészkő felső harmadában észlelhető kőzettani és őslénytani jellegek újabb változást jeleznek. Ismét lagúna alakult ki, nagy mennyiségű növényi eredetű szervesanyag felhalmozódással. Ezek az üledékek adják a feltárás falában messziről is jól kivehető, közel egy méter vastag szürke agyagos réteget. E faunamentes réteg zárja a rétegsor Darvastói Formációba sorolható részét.

27. ábra Assilinás mészkő (F: Hankó Eszter)

A szelvény legfelső, 4–5 méteres szakaszában a tenger újbóli gyors előrenyomulását, s az egész Déli-Bakonyra kiterjedő uralmát jelzi a rendkívül gazdag, elsősorban nagyforaminifera faunát tartalmazó egyveretű, tiszta mészkő (Szőci Mészkő Formáció). Benne kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő a sok fajjal képviselt *Nummulites*ek. E rétegekre jellemző fajuk az 1–1,5 cm nagyságú *Nummulites* laevigatus. A *Nummulites*ek mellett még sok az *Alveolina*, az *Operculina*, és az *Orbitolites* nemzetségbe tartozó nagyforaminiferák. Különösen feltűnő a 4–5 cm átmérőt is elérő *Assilinák* tömegesen előforduló mészváza (27. ábra), mely felületén szépen mutatja a ház spirális és kamrákra osztott belső szerkezetét.

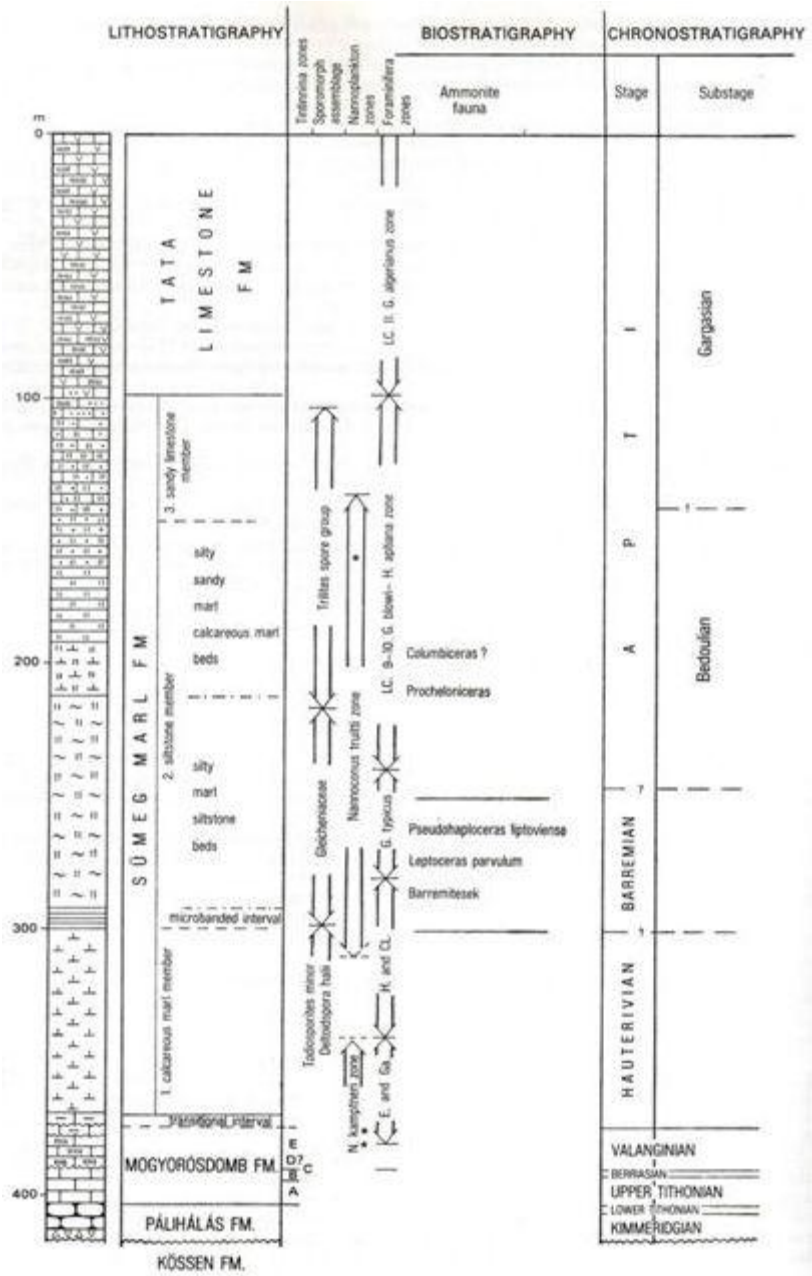
A szabad szemmel is látható ősmaradványok leggyakoribb csoportjai a korallok, a puhatestűek (csigák, kagylók) és tízlábú rákok. Az élelmiszerláncban elfoglalt helyzete miatt fontos szerepe lehetett a dús vörös- és zöldalga flórának az egykori élettérben. Ez az életközösség optimális életfeltételeket biztosító normális sótartalmú, meleg, sekélytengeri környezetre utal.
A feltárás két szintjében is (Darvastói Formáció és Szőci Mészkő Formáció) kőzetalkotó mennyiségben előforduló fauna, a középső-eocén kor legalsó rétegtani szintjét, a lutéciai emelet ún. *Nummulites laevigatus* zónáját jelzi.

2. megálló Vár-hegy, *Sümeg*

(HAAS JÁNOS)

28. ábra A sümegi Vár-hegy (F: Győri Orsolya)

A sümegi Vár-hegy vetőkkel határolt sasbércként emelkedik ki a késő-miocén abrázió által lenyesett, helyenként vékony pannóniai üledékkel fedett városi terasz szintjéből (28. ábra). A középkori várral ékesített meredek oldalú dombot a Tatai Formáció szürke krinoideás mészkő rétegei építik fel. A várfalakról remek kilátásban gyönyörködhet a látogató és a környék geológiai felépítése is jól megfigyelhető. Egy ÉNy-DK-i csapású vonulat látható ÉK felé. Ennek DK-i része a felső-triász Fődolomitból álló Szőlő-hegy, középső részén látható a felső-kréta rudistás mészkövet feltáró hatalmas Gerinci kőfejtő, ÉNy-i egysége pedig alul felső-kréta medence fáciesű mészkőből és felette középső-eocén konglomerátum és mészkő rétegsorból épül fel. A már említett városi terasz DK-i részén a Köves-dombon nagy kőfejtők felső-kréta kőzeteket tárnak fel, majd tovább DK felé a Mogyorósdombon jura és alsó-kréta kőzetek kerülnek felszínre. A vasúttal párhuzamos ÉNy-DK-i csapású, a miocén idején létrejött lépcsős vetőzóna mentén a mezozoos aljzat fokozatosan egyre mélyebb helyzetbe került. Ez a törési zóna a Bakony DNy-i határa, a Várvölgyi-medence mögött már a Keszthelyi-hegység vonulatai látszanak. Észak felé a Kisalföld síksága terül el.
A Vár-hegy lábánál mélyült Sümeg Süt-17 sz fúrás alapján a terület idősebb mezozoos képződményeit is ismerjük (29. ábra). A felső-triászt a Kösseni Formáció medenceperemi kifejlődése képviseli. Erre közvetlenül a kimmeridgei – alsó-tithon Pálihálási Formácó medence fáciesű vörös mészköve települ. E fölött a mélytengeri Mosgyorósdombi Mészkő, majd az ugyancsak pelágikus fáciest képviselő hauterivi – alsó-apti Sümegi Márga Formáció aleurolit és márga rétegsora következik, amelynek felső homokos mészkő tagozatából a Tatai Formáció üledékfolytonosan fejlődik ki (HAAS et al. 1984). A fúrás közel 100 m vastagságban tárta fel a Tatai Mészkövet, amely uralkodóan krinoideák homok méretű (0,1–3,0 mm) vázelem-törmelék szemcséiből áll. Mind plankton (*Hedbergella, Globigerinelloides*), mind bentosz foraminiferák (főleg agglutináltak; *Orbitolinidaek* is előfordulnak) viszonylag gyakoriak. Korallok, kagylók, csigák, brachiopodák, ostracodák koptatott vázai, váztöredékei ugyancsak előfordulnak. A fúrásban feltárt szelvény felső részén gyakoriak a tűzkőlencsék, illetve a kovásodott szakaszok. A tűzkő kovaanyaga feltehetően szivacstű eredetű, de tűket ritkán lehet mikroszkópban felismerni. Homokméretű karbonát extraklasztok egyes rétegekben gyakoriak. Ezek egy része calpionellás vagy bositrás mészkőből származik, de ooidos mészkőtörmelék is előfordul. Kis mennyiségben kvarc, kvarcit és tűzkő szemcsék is megfigyelhetők (HAAS ET AL. 1984). A karbonát extraklasztok jelentős mennyiségben való megjelenése azt jelzi, hogy a kréta középső



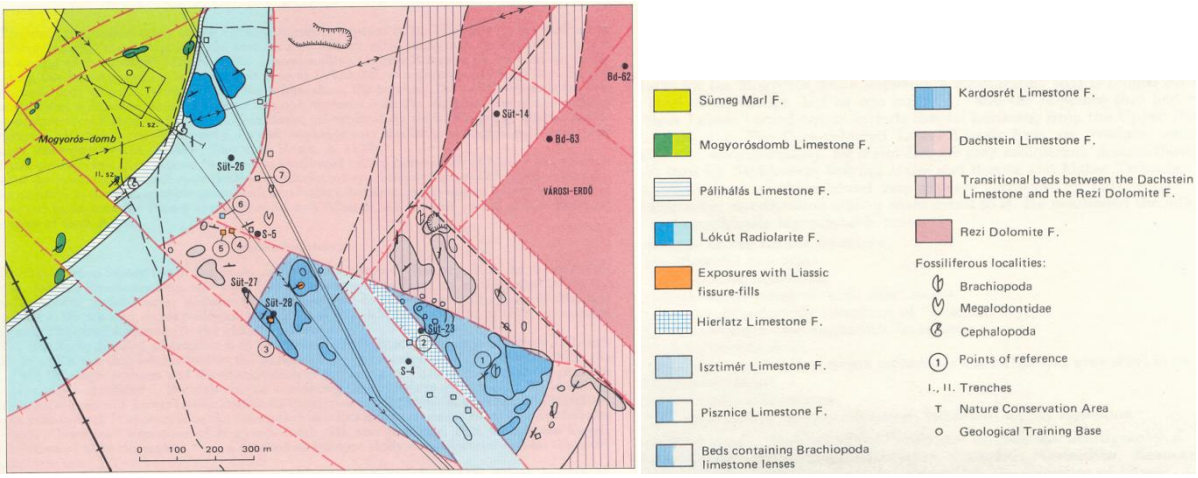
29. ábra A Süt-17 fúrás rétegsora

3. megálló Mogyorósdomb, *Sümeg*

(HAAS JÁNOS)

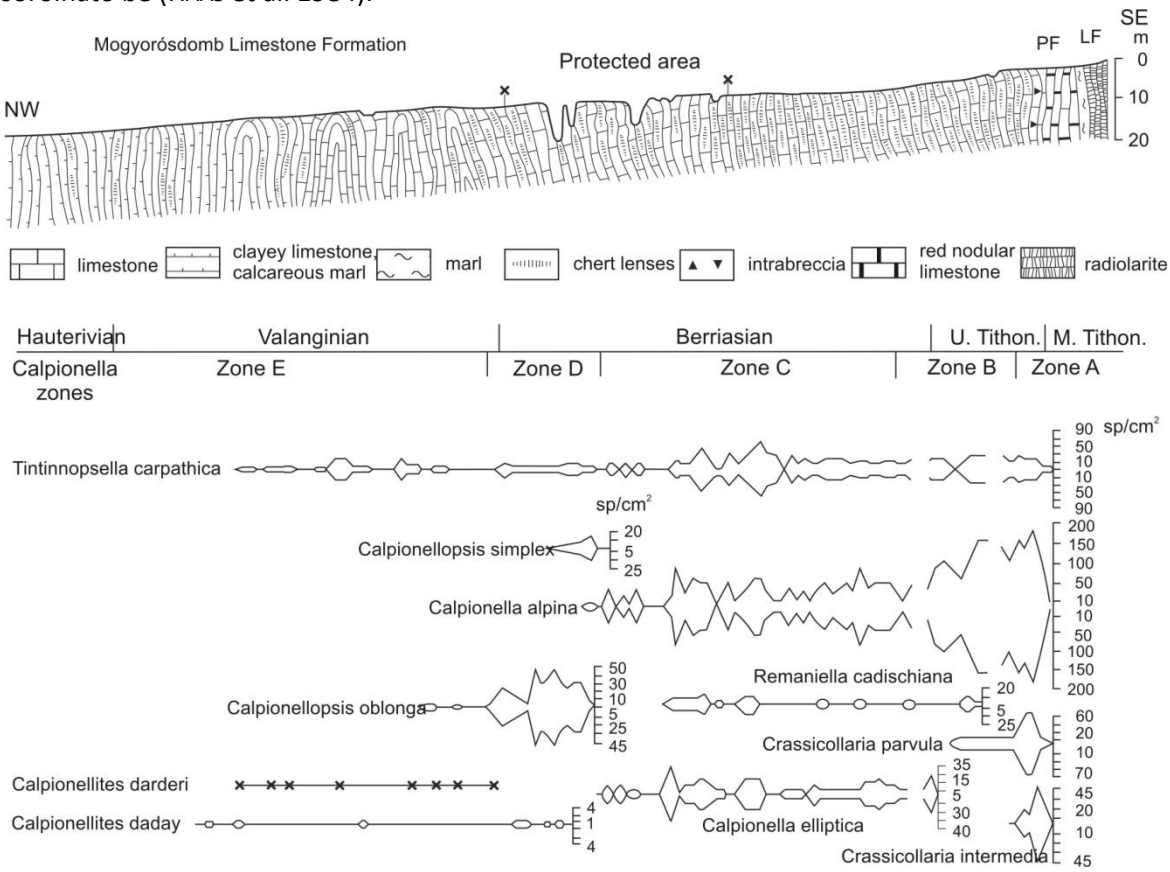
A Mogyorós-domb Sümeg városától DK-re 1,5 km-re található. A Mogyorósdombi Mészkő alapszelvényeként nyilvántartott kutatóárok, a kerítéssel védett régészeti lelőhelyektől délre kezdődik, és a védett területen keresztülhaladva egészen a felső-kréta képződményekből felépülő szomszédos Köves-dombig követhető (30. ábra). A korábban kitűnően feltárt teljes rétegsor – a letisztítások elmaradása miatt – ma már csak hézagosan látható, a Mogyorósdombi Mészkő jellegei leginkább a neolitikumi fejtőgödrök feltárt részein figyelhetők meg.

Az árok a középső-jura Lókúti Radiolarit legfelső részétől, a felső jura Pálihálási Mészkő rétegein át, a felső-titon – hauterivi Mogyorósdombi Mészkő felső részéig folyamatos rétegsort tár (tárt) fel (HAAS et al. 1984). A Dunántúli-középhegység szinklinálisának tengelyzónájában egy nagyméretű lokális szinklinális szerkezet meredek dőlésű szárnya kerül itt felszínre. A csaknem függőleges helyzetű rétegek harmonikusan redőzöttek.



30. ábra Triász – alsó kréta formációk a Mogyorósdomb területén

Az árok DK-i végénél fekete radioláriás tűzkő rétegek találhatók, melyek az e területen mintegy 150 m vastagságú Lókúti Radiolarit záró szakaszát képviselik (31. ábra). A formáció feltehetően bath–oxfordi korú, de erre vonatkozóan a szelvényből biosztratigráfiai adatok nem állnak rendelkezésre. A tűzkő felett 2,5 m vastagságban világosszürke márga következik, ami feltételesen az oxfordiba sorolható be (HAAS et al. 1984).



31. ábra Szelvény a Mogyorósdombi kutatóárok területén keresztül, a felismert calpionellák feltüntetésével

A következő kb. 10 m vastag intervallum vörös gumós ammoniteszes mészkő, a Pálihálási Mészkő Formációba tartozik. Kőzetalkotó mennyiségben tartalmaz finom kalkarenit méretű *Saccocoma* vázelemeket. A gazdag, de többnyire rossz megtartású ammonites fauna alapján a formáció kimmeridgei–kora-tithon korú (VÍGH 1984). A Pálihálási Mészkő fokozatosan megy át a Mogyorósdombi Mészkőbe. Először világosszürke gumós, intraklasztos szakasz következik. Az első *Calpionella* félék 1 m-el, az első tűzkőgumók 1,4 m a Pálihálási Mészkő fölött jelennek meg. A

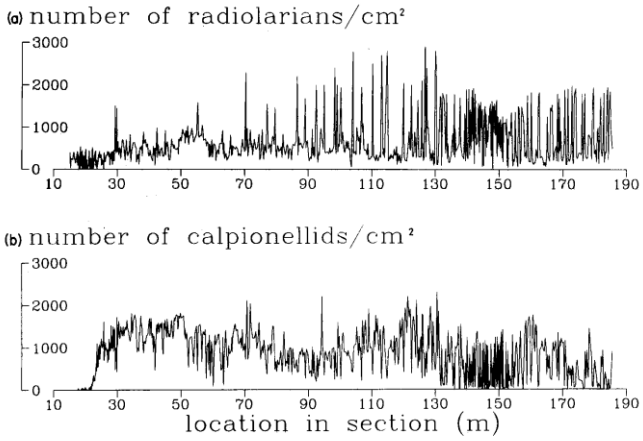
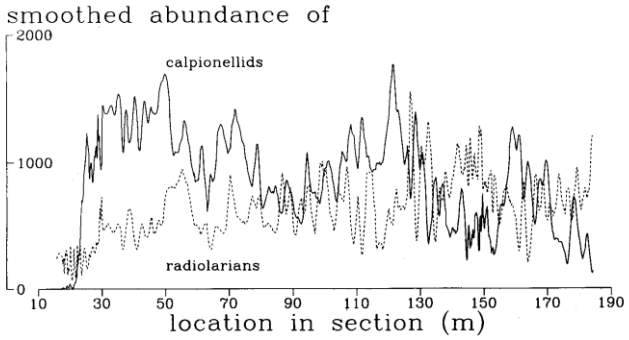


Fig. 6. Variation curves of the abundance of (a) radiolarians and (b) calpionellids along the section.



32. ábra A mogyorósdombi szelvény változó radiolária és calpionella tartalma

calpinellidaek alapján a jura-kréta határ kb. 2,5 m-el a formációhatár fölött vonható meg (FÜLÖP 1964, HAAS et al. 1984) (31. ábra). A formáció berriasi szakasza jól feltárt a régészeti lelőhelyen a kerítésen belül. Ezen a szakaszon sárgásfehér mészkő, tűzköves mészkő és tűzkő vékony rétegei váltakoznak. A mészkő mikrokristályos mátrixa uralkodóan Nannoconus vázakból áll, *Calpionellida*- és *Cadosina* félék gyakoriak egyes rétegekben, míg másokban a radioláriák dominálnak. A radioláriák és a calpionellidaek mennyisége ritmikusan változó a szelvény berriasi szakaszán (32. ábra), a statisztikai elemzések összetett ciklicitást mutattak ki. A calpionellidákban gazdag és a radioláriákban gazdag rétegek váltakozása a nutriens ellátottság periodikus változásait tükrözhetik, ennek hátterében pedig a Föld pályaelem-változási ciklusai által előidézett klímaváltozások állhatnak (HAAS et al. 1994). A calpionellidaek alapján a szelvénynek a bekerített régészeti lelőhelytől ÉNy-ra eső része a valanginibe sorolható. Néhány hauterivibe sorolt ammonites lenyomatot közölt FÜLÖP (1964) a szelvény márgás felső részéről. A szelvény végén az alsó-kréta rétegsor vetővel érintkezik a felső-kréta Ugodi Mészkővel.

4. megálló Sintérlapi-kőfejtő, *Sümeg*

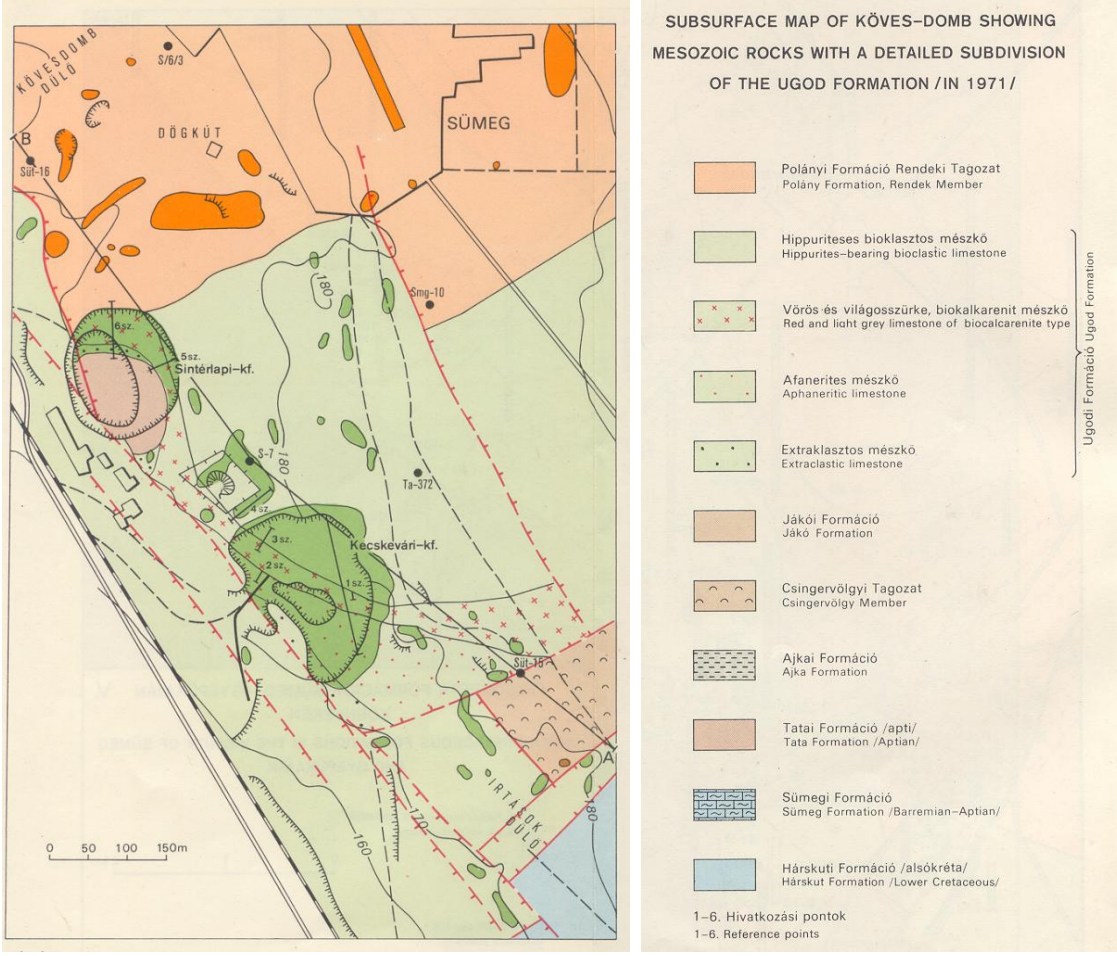
(HAAS JÁNOS)

A város DNy-i részén található felhagyott kőfejtő ma geológiai tanösvény (33. ábra). Az egykori kőfejtő nyugati fala az alsó-kréta Tatai Mészkő meredek dőlésű rétegsorát tárja fel. Keleti falában a Tatai Mészkőre eróziós- és szögdiszkordanciával települő a campani rétegsor látható. A campani rétegsor a kőfejtő déli és délkeleti oldalán mészkő mátrixú breccsa – konglomerátum rétegekkel indul, erre rudistás mészkő települ márga betelepülésekkel. Az kőfejtő északi részén a Tatai Mészkőre települő, csupán néhány méter vastag rudistás mészkövet pelágikus medence fáciesű mészkő vékony rétegei fedik (34. ábra). A kőfejtőben feltárt változatos campani képződmények egy különleges lokális ősföldrajzi helyzet sajátosságait tükrözik.

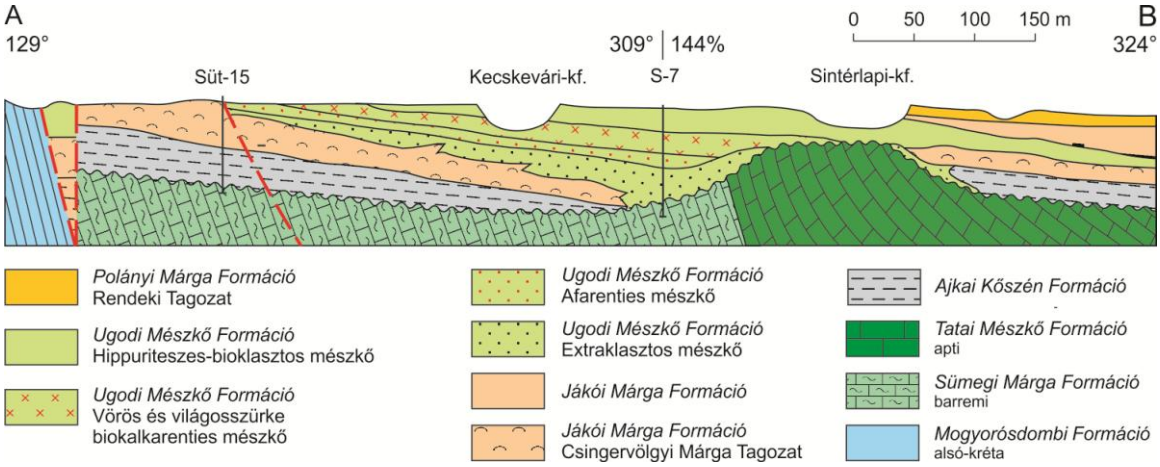
A kőfejtő nyugati falában megfigyelhető Tatai Mészkő 40–45° dőlésű, ÉK-DNy-i csapása a középhegységi szinklinális általános csapásával megegyező. A kőzet uralkodóan krinoidea vázelemekből és egyéb bioklaszt szemcsékből áll. Gyakoriak a bentosz és a plankton foraminiferák, a molluska héjtöredékek, a bryozoa valamint a vörösalga töredékek. A szemcsék számottevő hányada homokméretű extraklaszt, amely a feküben lévő mezozoos, elsősorban a kimmeridgei-barrémi intervallumot képviselő képződményekből származik. A kőzet jellemző szövete a bioklasztos és a bioklasztos-extraklasztos grainstone.

Sümeg környékén a Tatai Mészkő fokozatosan, sziliciklasztos homokos átmenettel fejlődik ki a Sümegi Márgából. Kora plankton foraminiferák alapján késő-apti (FÜLÖP 1964; HAAS et al. 1984). Az

üledék lerakódása e területen uralkodóan nagy energiájú belső rámpán folyhatott. A jura – alsó-kréta klasztok tömeges beszállítódása a kompressziós tektonikai mozgások kezdetét jelzi a Tatai Mészkő lerakódásának idején. A fő gyűrődési fázis azonban a Tatai Mészkő konszolidációját követően zajlott le.

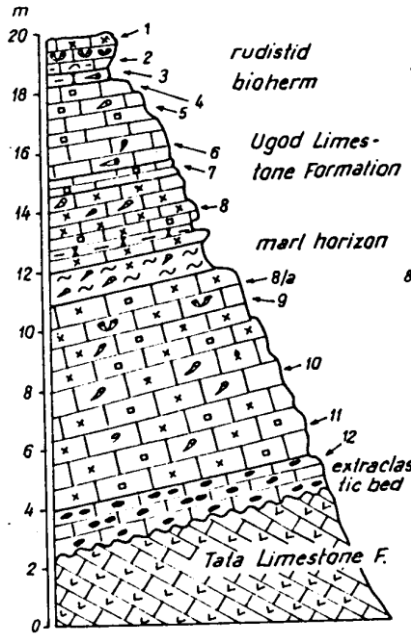


33. ábra A szenon képződmények elterjedése a Köves-domb területén, Sümeg



34. ábra A Köves-domb területének földtani szelvénye

A senon medence kialakulásához vezető tektonikai mozgások során a deformált Tatai Mészkőben törések, hasadékok keletkeztek, melyeket a karsztos oldódás tovább tágított, és amelyben még a campani tengerelöntés előtt vörös kalcitpát kitöltés vált ki. A tektonikai mozgások és az erózió tagolt aljzatú medence kialakulásához vezetett és tengerelöntés után is hosszabb ideig ez a topográfiai



35. ábra A Sintérlapi kőfejtő északkeleti falának litofácies sorozata

határozta meg az üledékképződés alapvető jellegeit regionálisan, de lokálisan is. A Dunántúli-középhegységi szinklinális tengelyzónája relatíve mélyebb helyzetbe került, és lejtővel kapcsolódott a szinklinális DK-i szárnyát képező, triász karbonátos kőzetekből álló karsztplatóhoz. A késő-santoni során bekövetkezett relatív tengerszint emelkedés hatására a mélyebb övezetekben kőszénlápok jöttek létre, majd fokozatosan tengerrel borítódott a lejtő, és a campanira a tengerelöntés már a széles karsztplatókat is elérte (HAAS 1979).

A Sintérlapi kőfejtő területe a medence és a plató közti enyhe lejtőre esett. Egy kis kiterjedésű, tektonikusan kiemelt blokk azonban módosította az ősföldrajzi helyzetet. A blokk a tengerelöntést követően a hullámverés által ostromolt sziklaszirtté vált és déli oldalán a szirt anyagának durva törmelékéből álló törmelékpalást jött létre. Ebben a Tatai mészkő törmeléke mellett vörös kalcit anyagú törmelék is megfigyelhető. A breccsa szintek közti mészkőben nagyméretű *Trochacteon* csigák és rudisták is megjelennek. A szirt északabbi részén a Tatai Mészkőre közvetlenül a rudistás Ugodi Mészkő települ (35. ábra). A kőfejtő keleti falának középső szakaszán a breccsára agyagos mészkő, márga települ sok rudista kagylóval illetve durva héjtöredékkel. A rétegsor legfelső padjaiban arenit–rudit méretű rudista törmelékből és nagyméretű ép rudistákat tartalmazó vastagpados mészkő jelenik meg (biosztróma), a legfelső padban csokrosan összenőtt élőhelyzetben beágyazódott rudista biohermákkal (HAAS 1979; CZABALAI 1982).

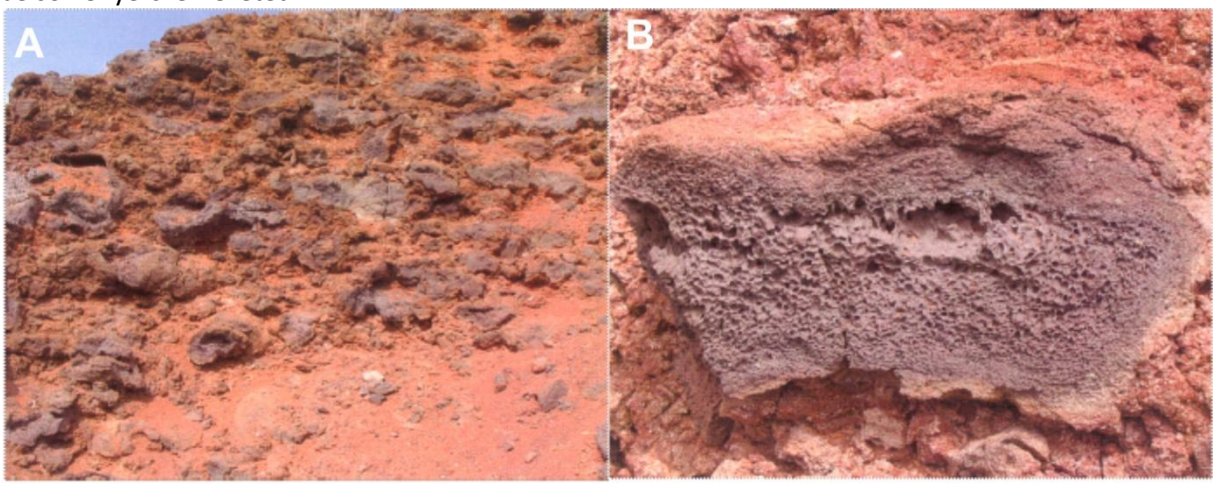
A kőfejtő északi falában a Tatai Mészkőre települő néhány vastag rudistás mészkő pad fölött vékonyréteges agyagos mészkő következik calciphaerulidaekkal, plankton foraminiferákkal, valamint ammoniteszekkel (SZIVES ET AL. 2007). Ezek a rétegek már a Polányi Márga Formációba sorolhatók.

5. megálló Ság-hegy, *Celldömölk*

(HARANGI 2010A in HAAS (szerk.) 2010)

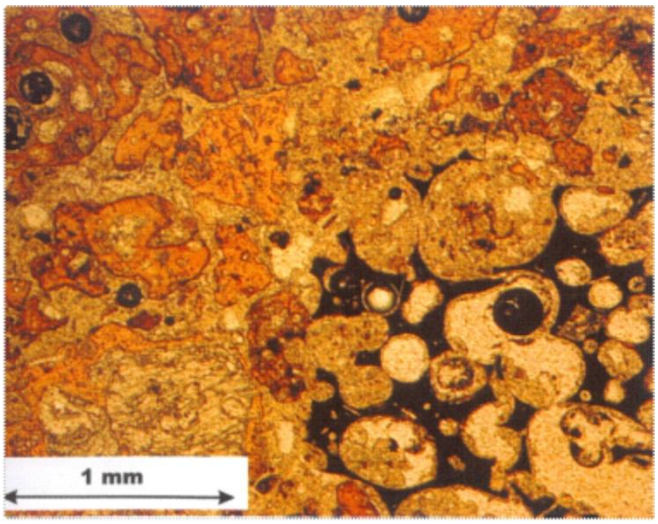
A Balaton-fevidék és Kemenesalja néhány hét vagy hónap, esetenként néhány év alatt változatos vulkáni kitörésekkel felépült bazalt tűzhányóinak laza törmelékanyagát a vulkáni működés elcsitulta után a víz és szél pusztító munkája elhordta és a lepusztulásnak csak az egykori lávató bazaltkőzete állt ellen. Így jöttek létre azok a jellegzetes vulkáni formák, amelyek a Tapolcai-medence tanúhegyeit is jellemzik. A Ság-hegy az 1900-as évek elején úgy nézett ki, mint a Somló, vagy a Badacsony. 1909-ben azonban egy új korszak kezdődött a hegy életében. Lázár Ferenc és Mittelmann Mór megalapította a Ság hegyi bazalt részvénytársaságot és megkezdődött a közel félévszázadon keresztül tartó kőbányászat. A kiváló minőségű sági bazaltkő számtalan út és vasútvonal megalapozását tette lehetővé. Mintegy 17 millió tonna követ hodtak el a Ság-hegyről! A hosszú kőbányászat tovább csonkította az egykori bazalt tűzhányót. Ugyanakkor, egyedi módon feltárult a vulkán belseje, majd az 1990-es évektől megindult modern vulkanológiai kutatásoknak köszönhetően megszólaltak a hegy néma sziklái, amelyek évmilliókon keresztül őrizték a hamuhullásról, torlóárakról, lávaszökőkútról és a vulkáni üstben fortyogó lávatóról szóló történetet. Minden vulkán egyedi és így van ez a kemenesi tűzhányókkal is. Amíg a Ság-hegy változatos részleteket mutat a vulkáni működés forgatókönyvéből, a miskei tufahalom belsejében a földköpeny apró kőzetdarabjai mesélnek a Föld több mint 30 km mélységben lévő övéről, a Kissomlyó egyik felhagyott kőfejtője pedig egyedülálló módon tár fel egy vízalatti környezetben megszilárdult lávafolyást. Kerekedjünk fel tehát, haladjunk tovább a múlt ösvényén és ismerjük meg a kőzetekben rejtőző mozgalmas történeteket!

A Ság-hegy nyitott könyv a vulkanológusok számára, amelynek lapjain a bazaltos magma vulkáni kitöréseinek változatos képei vannak. Kiömlik vagy robban a magma? Ebben nagy szerepet kapnak az ún. illó fázisok! A magmában nagy mélységben oldott állapotban vannak olyan vegyületek is, amelyek a felszínen gáz vagy folyadék halmazállapotúak, ezeket illó fázisoknak nevezzük. Ahogy a magma a földkérgen át felfelé halad, az illó komponensek oldhatósága megszűnik és azok önálló fázisként, gázbuborékok formájában válnak ki a magmában. A gázbuborékok mennyisége és nagysága egyre nő a felszín fele közeledve és ezzel egyre nő a belső nyomásuk. Sok esetben ez a belső nyomás még azelőtt szétrobbantja a magmát, mielőtt a felszínre törne, ebben az esetben magmás robbanásos (explozív) vulkáni kitörésről beszélünk. A lávatűzijáték vagy lávaszökőkút formájában kirepülő lávacafatok hirtelen lehűlnek, sötét kőzetüvegből állnak, bennük azonban megőrződnek az egykori gázbuborékok helyei. A vulkáni szemcse olyan lesz, mint egy lyukakkal erősen átjárt ementáli sajt vagy egy kőszivacs.
A Ság-hegyen több helyen is találkozunk ilyen vulkáni törmelékdarabokból álló képződményekkel, sőt van, ahol megőrződött a vulkáni kitörést tápláló kürtőcsatorna is, amit legyezőszerűen szétnyíló oszlopos elválású bazalt tölt ki. Az egyik legpompásabban megmaradt magmás robbanásos kitöréssel keletkezett képződmény a Ság-hegy második legmagasabb pontján, a fő kürtőcsatorna felett látható. A barnásvörös laza vulkáni törmelékben a frissen sült kenyerekre emlékeztető lávalepények hevernek (36/A. ábra). Belsejük üreges, kifele haladva egyre csökkenő méretű, kerekded üregeket figyelhetünk meg, ezek az egykori gázbuborékok nyomai. Ezt a szivacsos szerkezetet a kenyér héjához hasonló kéreg vonja be (36/B ábra). A lávalepények alakja arra utal, hogy ezek még képlékenyek voltak, amikor kirepültek a vulkáni kürtőből. Képződésük a bazaltos vulkáni kitörések egyik legszínpompásabb folyamatához kötődik. A lávaszökőkút kitörések okai hasonlóak, mint amikor egy felrázott ásványvizes vagy pezsgős palackból spriccel szerteszét a folyadék. A bazaltos magma kis viszkozitása (azaz könnyű „folyóssága”) teszi lehetővé azt, hogy benne a gázbuborékok gyorsan mozoghassanak, majd hirtelen eltávozhassanak, miközben kifreccsentik az izzó kőzetolvadékot. A még olvadt állapotban kirepülő nagyobb lávacafatok külső része a levegőn hirtelen megdermed, belül azonban még dolgoznak a gázok, megrepesztik néhol a külső lávakérget is és kialakítják a lávalepény belső kenyérszerkezetét.



36. ábra (A) Egymásra rétegződő lávalepény darabok: a Hawaii-szigetek vulkánosságára jellemző lávaszökőkút tevékenység hírnökei(F: Harangi Szabolcs). (B) Egy lávalepény keresztmetszete; a robbanás gázbuborékokban gazdag bazaltcafatokat dobott a felszínre (F: Harangi Szabolcs).

Bazaltos magma robbanásos kitörése azonban más okból is bekövetkezhet. Ha a feltörő izzó kőzetolvadék a felszínközelben nem nagy mennyiségű, hideg vízzel vagy vízzel telített üledékkel találkozik, heves reakció játszódik le, aminek az eredménye egy igen nagy energiájú robbanásos vulkáni kitörés, ami akár több kilométer magas sötét hamufelhő oszlopot hozhat létre. Ezt a kitörési típust freatomagmás kitörésnek nevezzük. A mögötte álló fizikai folyamat egyszerűen leírható: a forró magma felhevíti a vele érintkező vizet. A víz túlhevített állapotban keveredik bele a kőzetolvadékba, majd hirtelen gőzzé alakul. Ez a folyamat gyors térfogat-növekedéssel jár, ami



37. ábra Bazalt piroklasztit mikroszkópos képe. A vörösbarna kőzetüvegszilánkok a magma-víz kölcsönhatás miatt hirtelen megdermedt kőzetolvadék-darabkák, a freatomagmás kitörések egyértelmű jelei. A fekete, likacsos törmelékdarab viszont a gázbuborékokban felhabzó olvadékfoszlányt képviseli (F: Harangi Szabolcs).

szétfeszíti és apró darabokra szaggatja a magmát és sokszor a környező kőzeteket is. A kőzetolvadék feltöredezett apró darabjai a hideg vízzel való érintkezés következtében hirtelen megszilárdulnak anélkül, hogy kristályok válnának ki belőle. A nagyon gyors megdermedésre utalnak az apró sárgásvörös-vörösesbarna, szögletes bazaltos kőzetüveg-szilánkok (37. ábra), a freatomagmás robbanásos vulkáni működés jellegzetes termékei.

A freatomagmás robbanás során a magma sokszor milliméternél kisebb darabokra esik szét. Ezeket az apró szemcséket a vulkanológusok vulkáni hamunak nevezik. A vulkáni hamuból álló kőzet neve tufa. A Ság-hegy kialakulásának kezdeti szakaszában freatomagmás kitörések során épült fel a tűzhányó, amit alakjáról és jellemző képződményéről tufagyűrűnek neveznek. Ezek a vulkánok csupán néhány tíz méter magasak és a kőzeteik sokszor úgy néznek ki, mint a dobostorta. A világos színű, nagyon apró méretű szemcsékből álló tufa rétegek a kitörési hamuoszlop alján gallérszerűen szétterjedő, úgynevezett vulkáni törmelékes torlóárakból rakódtak le. Erre hullottak rá a kitörési felhőből a nagyobb szemcseméretű törmelékdarabok, amelyek sötétebb színű réteget alkotnak. A kőzettörmelék záporban azonban nagyobb kőzetdarabok is voltak úgy, mint jégeső idején a tojásméretű jégdarabok. A becsapódó, súlyosabb kőzetdarab alatt a nedves hamuréteg besüppedt és ezzel megőrizte a vulkáni kitörés e dinamikus pillanatát (38. ábra).

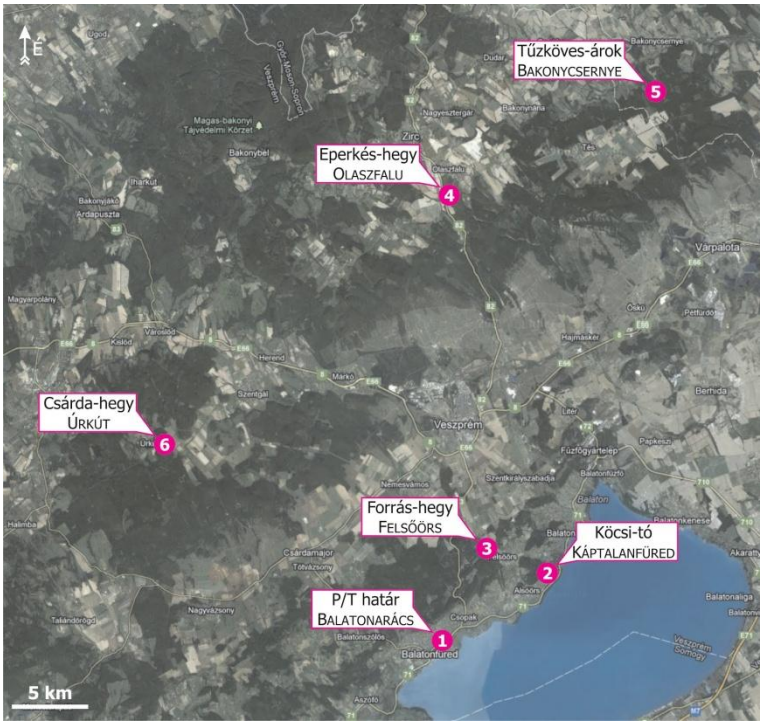
38. ábra A Ság-hegy kőzete 5 millió év óta őrzi azt a pillanatot, amikor a kürtőből kirobbant bazaltdarab laza, nedves vulkáni hamuba csapódott (F: Harangi Szabolcs).

A lávatűzijáték és lávaszökőkút kitörések a tufagyűrű belsejében zajlottak egyszerre több kürtőből. Báró Eötvös Loránd 1891-ben a Ság-hegyen végezte egyik első torziós inga kísérletét és már ő is kimutatta, hogy a Ság hegynek több kürtője lehet. A későbbi kőfejtés során legalább hét önálló kürtőcsatornát azonosítottak.

Lávakőzet ma már viszonylag ritka a Ság-hegyen, aminek az oka egyszerű – a kőbányászat során ezt fejtették. A megmaradt lávaképződmények azonban arra utalnak, hogy a vulkáni működés zárófejezeteként a tufagyűrű belsejét egy lávató foglalhatta el, ami lassú hűlése során vaskos oszlopos szerkezetűvé vált, míg a kürtőkhöz közelebb a gyorsabb hűlés miatt lemezes megjelenésű lávakőzet alakult ki. A kürtőcsatornákat szintén bazaltos magma töltötte ki, megőrizve így azokat az utókornak. A kürtők közelében a felnyomuló magma felgyűrte, vagy ahol már rideg kőzetek voltak, eltörte és feltolta a tufarétegeket.

A Ság-hegy a vulkáni folyamatok és jelenségek nyitott könyve, amelynek bár lapjai néhol sérültek, de még sok érdekességet és felfedezni valót tartalmaz!

3. nap, augusztus 29.



1. megálló Perm/triász határ, *Balatonarács*

(HAAS JÁNOS)

39. ábra Perm-triász határ, Nádaskút, Balatonarács (F: Haas János)

A szelvény, amely Balatonarács délkeleti részén, a 71-es út közelében lévő vasúti bevágásban található. A felső-perm Balatonfelvidéki Homokkő Formáció legfelső rétegeit és az alsó-triász Köveskáli Dolomit Formáció legalsó részét tárja fel (39. ábra).

A Balatonfelvidéki Homokkő formáció felső része vörös aleurolit és homokkő ciklusos váltakozásából épül fel, melyek folyóvízi rendszer áradási sík és mederfáciesét képviselik. A szelvényben e rétegsor legfelső rétegei figyelhetők meg. A vörös aleurolit kvarc és muszkovit mellett agyagásványokat (illit-szmektit, illit-muszkovit, kaolinit) tartalmaz. Ennek egyenetlen felszínére keresztlemezes finomszemű homokkő települ, amely agyagos mátrixban, kvarc mellett, 10–20% földpátot és 10–15% muszkovitot tartalmaz (HAAS ET AL. 1988).

A perm rétegek elnyesett felszínére a Köveskáli Dolomit Formáció (Nádaskúti Dolomit Tagozata) települ, amely már sekélytengeri környezetben képződött. A transzgressziós rétegsor legalsó 4 m-es szakaszán világosszürke aleurolit és homokkő váltakozik, de vékony homokos dolomit betelepülések is vannak. A homokkő rétegek uralkodóan kvarcszemcsékből állnak dolomit cementtel. A rétegfelszínek sokszor hullámfodrosak. A szelvény felső részén vastagabb sárgásszürke homokos

dolomit jelenik meg. A dolomit egyes szintjei ooidosak. Az ooid szemcsék magja gyakran kvarchomok szemcse. A triász rétegsornak a szelvényben feltárt része fosszíliákban igen szegény. A dolomitban jelennek meg a *Claraia* genust képviselő kagylók legkorábbi, a triász bázisára jellemző alakjai (BROGLIO-LORIGA ET AL. 1990).

2. megálló Köcsi-tó, *Káptalanfüred*

(HAAS JÁNOS)

Balatonalmádi központját elhagyva a 71-es útról nyugat felé letérve egy mellékúton juthatunk el a Köcsi-tó körül kialakított védett területre, ahol az egykori kőfejtőben a késő-perm idején folyóvíz által lerakott vörös konglomerátum és homokkő rétegek láthatók (40. ábra).

A Balaton-felvidék területén a variszkuszi hegységképződés során kisfokú metamotfózist szenvedett ópaleozoos kőzetek egyenlőtlenül lepusztult felszínére többnyire 500–600 m vastag, de helyenként 800 m vastagságot is elérő, konglomerátum és homokkő, illetve homokkő és aleurolit ciklusos váltakozásából álló rétegsort raktak le a hegységből lerohanó patakok, folyók (FÜLÖP 1990). E rétegsor alsó része uralkodóan konglomerátum rétegekből áll, amit vékonyabb homokkő rétegek tagolnak. Ezek a rétegek láthatók a Köcsi-tó egykor volt, ma már felhagyott kis kőfejtőjében.

40. ábra A permi Balatonfelvidéki Homokkő Formáció rétegei a Köcsi-tó természetvédelmi területen

Az ópaleozoos kőzetekre települő konglomerátum rétegcsoport vastagsága az ősdomborzatnak megfelelően nagymértékben változó. Van a Balaton-felvidéknek olyan része, ahol a 200 m-t is meghaladja. A Köcsi-tó környékén viszont csak 10 m körül van, ami arra utal, hogy annak területe egy egykori kiemelkedésen lehetett. A kőfejtő fala a konglomerátum rétegcsoportból egy kb. 4 m-es vastagságú szakaszt tár fel. A legalsó vastag réteg durva kavicsokból álló konglomerátum, erre keresztrétegzett kavicsos homokkő következik. Ezt egy erózióval keletkezett éles határt képező, de egyenetlen felület zárja, amely fölött ismét konglomerátum fedi, majd homokkő rétegek jelennek meg.

A kavicsok anyaga uralkodóan fillit, tehát az az idősebb metamorf kőzet, ami a konglomerátum alatt található. Gyakori a kvarcit továbbá a kora-permi vulkánosság során képződött lilásvörös vagy szürke dácit eredetű kavics. A kavics anyaga elárulja származásának helyét, mérete, kerekítettsége a szállítási távolságot jelzi. Lemérhető továbbá a ferde rétegek iránya, ami a kavicsokat szállító egykori vízfolyásban a vízáramlás irányára utal. A ferde rétegek kelet felé dőlnek, ami azt jelzi, hogy a kavicsot szállító patak itt nyugatról kelet felé, az egykori magaslat felől egy mélyebb folyóvölgy irányába folyhatott. Feltételezhető, hogy egy nagyobb folyó oldalága lehetett, amely vizét a Dunántúli-középhegység ÉK-i területeit ekkor már elborító sekélytengerbe szállította.

Késő-permi korú tengeri képződmények ugyan nem kerülnek a felszínre a Dunántúli-középhegységben, de mélyfúrások feltártak az egykori tengerpart övezetében és sekélytengeri lagúnákban keletkezett rétegsorokat a Vértes hegység déli előterében, és a Velencei-tó déli oldalán is (HAAS et al. 1988).

3. megálló Forrás-hegy, *Felsőörs*

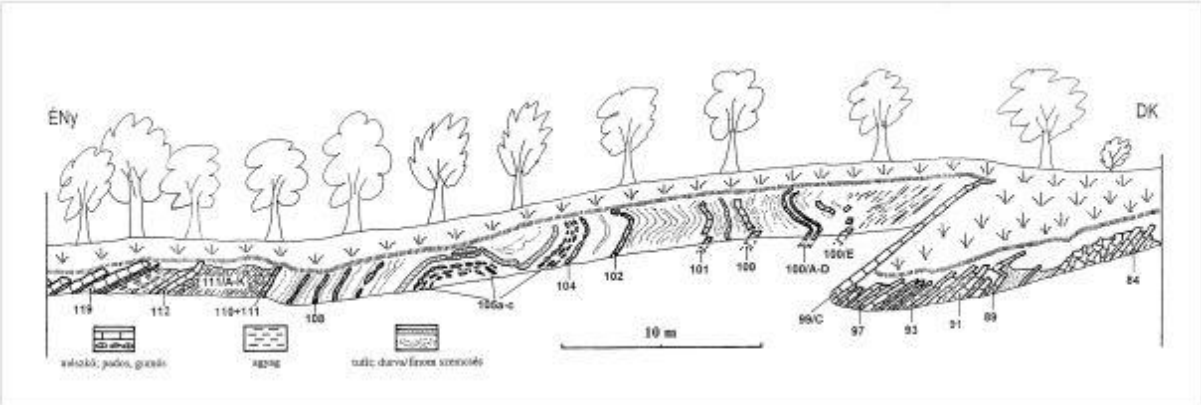
Középső-triász Megyehegyi Dolomit, Felsőörsi Mészkő, Vászolyi és Buchensteini Formációk
(VÖRÖS 2007 IN PÁLFY & PAZONYI (SZERK.) 2007)

A Felsőörs község ÉNy-i szélén emelkedő Forrás-hegy (illetve a lábánál húzódó Malom-völgy) szelvénye a hazai és az egész tethysi középső-triász egyik legismertebb, klasszikus előfordulása. A lelőhelyet 2000-ben tanösvénnyé építették ki. Közúton legkönnyebben Felsőörs község északi végétől közelíthető meg. Itt, a főútvonal nyugati oldalán, a község házakkal szorosan beépített része és a labdarúgópálya közötti útelágazáson kell tovább haladni nyugat felé. A tanösvény kiinduló pontját információs táblák jelzik.
Földtani térképezései során BÖCKH J. fedezte fel 1870-ben Felsőörs közelében a sok érdekes ammoniteszt tartalmazó, a „Ceratites Reitzi szintjébe" tartozó „igen kovadús mészkő-fekveteket tartalmazó zöldes márgás" rétegeket. Felkérésére ROTH L. (1871) majd STÜRZENBAUM J. (1875) végzett „ásatásokat" az igen laza és ezért jó kibúvásokat az akkor még kopár hegyoldalon sem mutató összlet rétegződésének megismerése céljából. Minden bizonnyal ez volt — az azóta oly sok nemzetközileg is elismert eredményt hozó — biosztratigráfiai célú árkolásos módszer első alkalmazása hazánkban. A különleges ammonoidea faunát BÖCKH (1872a) (néhány fajt ROTH 1871), valamint STÜRZENBAUM (1875) írták le. A felsőörsi ammoniteszek jelentős súllyal szerepeltek MOJSISOVICS (1882) hatalmas összefoglaló művében, melyben a „gelbe, kieselreiche Kalk von Felsö-Örs" faunája a legalsó-ladin „Zone des *Trachyceras Reitzi*" típusfaunájaként került bevezetésre.
Jóllehet a felsőörsi szelvény a magyar földtan egyik zarándokhelye maradt és alkalmi gyűjtések során (pl. SCHRÉTER Z., SZABÓ I.) néha szép anyag került elő, korszerű újrafeldolgozás sokáig nem történt. SZABÓ ET AL. (1980) és KOVÁCS ET AL. (1990) dolgozatai, valamint HAAS ET AL. (1986) rövid összefoglalója — részletes mintagyűjtések eredményeképpen — értékes mikropaleontológiai és mikrofácies adatokat szolgáltattak (főként a foraminifera- és conodonta-biosztratigráfia terén), az ammonoidea-biosztratigráfiai értékelésben azonban alig léptek túl a klasszikus adatok ismertetésén.
Az anisusi/ladin határmegvonás kérdésében nemzetközileg felerősödött vita indokolttá és sürgetően aktuálissá tette a szelvény részletes újragyűjtését ammonoidea-biosztratigráfiai szempontból. A szelvény legnagyobb részét érintő újragyűjtésre több szakaszban 1989 és 1995 között a MÁFI, a Magyar Természettudományi Múzeum és az OTKA támogatásával, SZABÓ I. és VÖRÖS A. irányításával került sor. A szelvényt és ammonoidea faunáját VÖRÖS (1993) ismertette vázlatosan, majd VÖRÖS ET AL. (1996) adott revideált és részletesebb leírást. A paleomágneses vizsgálatok eredményeit összesítve MÁRTON ET AL. (1997) publikálta a szelvény magnetosztratigráfiai és integrált biosztratigráfiai tagolását. Radiometrikus kormeghatározás céljából több tufit-rétegből gyűjtöttünk mintát; a cirkon U-Pb vizsgálatok eredményei (PÁLFY ET AL. 2003) munkájában találhatók.
A 2000. esztendő jelentős fordulatot hozott a felsőörsi szelvény sorsában. A Környezet- és Természetvédelmi Minisztérium pályázatán elnyert jelentős támogatással, a felsőörsi önkormányzat geológiai tanösvénnyé építtette ki a Forrás-hegy lejtőjét. A számos műtárgy (lépcsők, korlátok, esővédőtető, magyarázó táblák) létesítése mellett jelentős tereprendezés is történt, melynek során kiegészítő ősmaradvány gyűjtésre is sor került. A legnagyobb változást a „tufás árok" tereprendezése hozta; a 41. ábra a 2000. évben kialakított állapotot mutatja.
A legutóbbi kiegészítő gyűjtést a szelvény dőlésirányú folytatásában, a Forrás-hegy erdős hegyoldalán végezte SZABÓ I., VÖRÖS A. és BUDAI T. 2004-ben. Ennek eredményeként sikerült kijelölni a Curionii Zóna bázisát.

A szelvény

A felsőörsi szelvényt (42. ábra) három, a Malom-völgy vonalával párhuzamos árkolás tárja fel. Ezek közül térszínileg a legalsót a meredek völgyfal letakarításával alakították ki és rétegtanilag is a szelvény legmélyebb részét (a Megyehegyi Dolomitra települő Felsőörsi Mészkő vastag összletét) tárja fel. A második árkolás (az „úttalpi feltárás"), a Forrás-hegy lejtőjén lefelé vezető út mentén mélyült és a rétegsor középső szakaszát (a Felsőörsi Mészkő magasabb részét) mutatja. Ezzel ma már

folyamatosan összefügg a térszínileg kissé magasabban, a Forrás-hegy oldalában közel szintesen húzódó, fatetővel fedett „tufás feltárás”, mely a Felsőörsi Mészkőre települő Vászolyi Mészkő összletet, majd az ezt követő Nemesvámosi Mészkő alsó rétegeit tárja fel. Ezzel az árkolási hosszal (kb. 120 m) és rétegtani tartalommal (középső-anisusi–alsó-ladin) a felsőörsi szelvény egyedülálló a Balaton-felvidéki triász szelvények között.



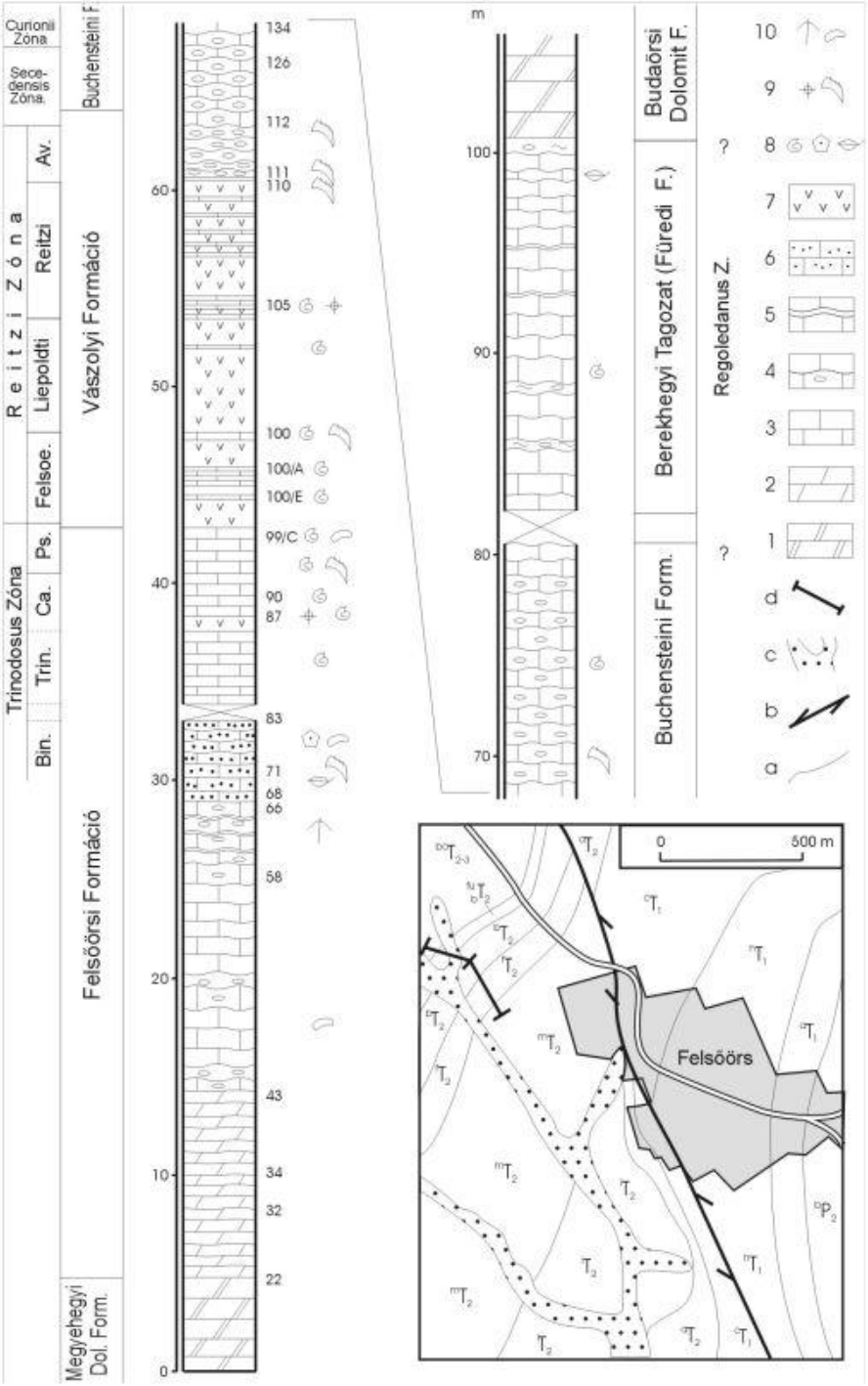
41. ábra A felsőörsi Forrás-hegy felső szelvényének rajza (VÖRÖS ET AL. 2003)

A szelvényben feltárt legidősebb képződmény, az ősmaradványmentes, világosszürke, finomkristályos dolomikropátit a Megyehegyi Dolomit Formációhoz tartozik (1.-43. réteg). Fölötte a Felsőörsi Formáció alsóbb szakaszát képviselő szürke, egyenetlen rétegfelszínekkel és márgás betelepülésekkel tagolt vékonyréteges, többnyire tűzköves mészkő következik (44.–67. réteg); ammoniteszeket ez sem tartalmaz. Alsóbb részét főként dolomitos, agyagos mészkő vékony, széteső rétegei alkotják; felsőbb szintjein vastagpados, tűzköves mészkő jelentkezik. A tűzkő kovaszivacsok vázaiból keletkezett. A rétegek alig mozgatott tenegervízben, a hullámbázis alatti mélységben rakódtak le.

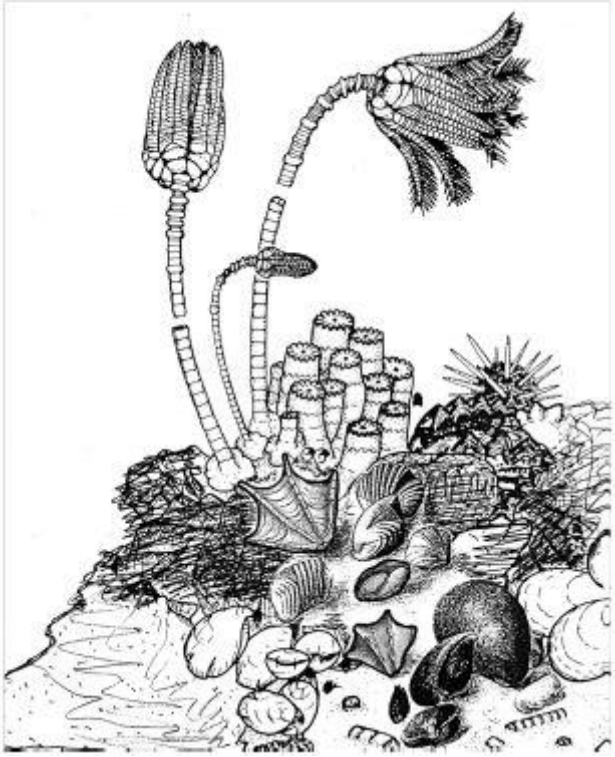
A 68.–83. rétegközben nagyméretű krinoidea nyélízeket és sok brachiopodát tartal-mazó mészkőpadok következnek, melyek között néha vastag, agyagos-márgás rétegek települnek. Ebben a „recoaro” jellegű összletben (Horog-hegyi Tagozat) néhány meg-lehetősen rossz megtartású ammonitesz is előfordul (*Schreyerites* ? *binodosus, Bulogites ? sp., Semiornites sp.*). A brachiopoda fauna igen gazdag; PÁLFY (1986) 15 fajt határozott meg innen. Az alsó rétegekben (pl. 73. réteg) az igen jellegzetes, háromszögletű, négy erős bordát mutató *Tetractinella trigonella* faj dominál. A 74-77. rétegekre két kisméretű rhynchonellida (*Caucasorhynchia altaplecta, Trigonirhynchella attilina*) a jellemző. A fölsőbb rétegek (78.-81.) leggyakoribb brachiopodája a simahéjú, gömbölyded *Coenothyris vulgaris*. Az *altaplecta-attilina* asszociáció valószínűleg valódi életközösséget képvisel, amely a nyugodt vizű tengermedencében élt. A többi brachiopoda teknő – az állatok elpusztulása után – távolabbról, sekélyebb élettérből sodródhatott ide. Krinoideás–brachiopodás életközösség rekonstruált képe látható az 43. ábrán.

Egy rövid, feltáratlan szakasz után, a középső árkolásban („úttalpi feltárás”), krinoideás mészkő fölött, sötétszürke mészkőből, márgás mészkőből és tufitból álló rosszul rétegzett szelvényszakasz következik (84.–86. réteg), melyből *Paraceratites trinodosus* példányok kerültek elő. Éles határral, fehéres színű tufit jelentkezik több mint 1 m vastagságban. Az efölött következő két szürke mészkőréteg (87., illetve 88–89.) és a közöttük lévő agyag — valószínűleg a tufitréteg plasztikus viselkedésének hatására — atektonikus gyűrődést mutat: a rétegfejek flexura-szerűen, mintegy fél méternyit elvonszolódtak lejtőirányban. Több mint 4 m vastagságú jól rétegzett összlet következik ezután, amely 8–20 cm-es szürke mészkőpadok és 5–30 cm-es világos okkersárga (valószínűleg részben tufit-eredetű) agyagrétegek váltakozásából áll. Gyűjtéseink során általában egy-egy mészkőpadot az alatta fekvő agyagréteggel együtt tekintettünk egy rétegnek. A mészkőrétegek némelyike nem padszerű, hanem erősen változó vastagságú, hullámos felületű; a 94. és a 98. réteg néhány dm átmérőjű lencsékből áll. A Felsőörsi Formáció zárórétegét képező 99/C. réteg gazdag ammonoidea faunája (*Asseretoceras, Lardaroceras*) túlnyomó részben az alsó rétegfelületen

kipreparálódott (a fekvőt képező agyagba mélyülő) kőbelekként őrződött meg. A 2000. évi feltárások során a 99/C. réteg felszínén számos, rossz megtartású (teljesen kilapított) ammonitesz maradvány – köztük egy *Kellnerites* sp. – vált láthatóvá.



42. ábra A felsőörsi Forrás-hegy szelvénye és földtani környezete (VÖRÖS 2007 BUDAI et al. 2001 alapján). Jelmagyarázat: a. képződményhatár, b. horizontális vető, c. alluvium, d. az alapszelvény nyomvonala, 1. pados dolomit, 2. bitumenes dolomit, 3. pados, lemezes mészkő, 4. tűzköves, gumós mészkő, 5. márgaközös, flázeres mészkő, 6. krinoideás mészkő, 7. tufa, tufit, 8. ammonitesz, krinoidea, brachiopoda, 9. radiolaria, conodonta, 10. szivacstű, ostracoda. Rövidítések (Szubzónák): Bin. – Binodosus; Trin. – Trinodosus; Ca. – Camunum; Ps. – Pseudohungaricum; Felsoe. – Felsoeoersensis; Av. - Avisianum



43. ábra Középső-triász sekélytengeri bentosz életközösség rekonstrukciója (VÖRÖS 2007)

A 99/C. réteg fölött a tufitos üledék-jelleg hirtelen uralomra jut a karbonátossal szemben (Vászolyi Formáció). Ettől kezdve, egészen a 111. rétegig, a mészkő csupán vékony rétegek, vagy lencsesorok formájában jelenik meg. A tufitos rétegösszlet alsóbb szakaszának felszínközeli része – valószínűleg szoliflukcióra (talajfagyási jelenség) visszavezethető – gyűredezettséget, átbuktatottságot mutat. A kb. 18 m vastagságú laza tufitösszlet (a Déli-Alpokban hagyományosan használt néven „pietra verde”) uralkodóan piszkosfehér, kissé zöldes színű, néhol okkersárga sávokkal; egyes szintekben néhány cm-es keményebb rétegecskékké cementálódott össze. Az egyik legalsó ilyen cementáltabb tufit rétegből (100/F.) néhány rossz megtartású (töredékes és kilapított) *Kellnerites* sp. példány került elő.

Az első közbetelepülő mészkőréteg-csoport (100/A–100/E.) 1,6 m-rel a 99/C. réteg fölött jelentkezik. Legalsó tagja (100/E.) hamuszürke színű mészkő gazdag ammonoidea faunával; a többi réteg okkersárga, kovás mészkőből áll. Az újabb 1,5 m tufit után következő 25 cm vastagságú 100. réteg kétosztatú: alsó szintje sárgásszürke kovás mészkő, mely hullámos, gumós felszín mentén érintkezik a fölső, sok fekete tűzkövet tartalmazó rétegtaggal. Efölött, kb. 70 cm tufit után 12 cm-es, sárgásbarna, durvaszemcséjű tufit („kris-tálytufa”) réteg jelentkezik.

A rétegsor magasabb részén a tufitösszletet cementáltabb tufitrétegek és mészkő lencsesorok tarkítják. Faunatartalma miatt elsősorban a 105. réteg 2–3 mészkő lencsesora figyelemre méltó; az okkersárga mészkőben zöldes bevonatú ammoniteszek találhatók. A 105. réteg az 50 cm-rel fölötte következő, 15–20 cm vastagságú, sárgásbarna „kristálytufa” réteggel együtt meg van gyűrve: ez a két réteg egy kb. 4 m átmérőjű antiklinális formájában újra megjelenik az árkolásban.

A tufitösszlet zárótagjaként tekinthető a 110. és 111. összefüggő, jellegzetesen okkersárga mészkőréteg. Ebben a rétegben L. KRYSTYN (Bécs) egy korábbi, alkalmi gyűjtése során *Latemarites* példányokat talált, melyeket 1999-ben rendelkezésünkre bocsátott, és amelyek alapján itt vonható meg az Avisianum Szubzóna alsó határa. A 2000. évi pótgyűjtés során sajnos nem került elő ebből a rétegből diagnosztikus értékű ammonoidea, de a KRYSTYN-féle *Latemarites* példányok származási helye a kőzetanyag alapján bizonyosnak vehető. Ettől kezdve a mészkő újra uralkodóvá válik, de a gumós felszínű rétegek között mindig van kevés, sárgásfehér, vagy zöldes tufit. A rózsaszínes–szürkés mikrites mészkő erősen kovás, ritkán tűzköves. Az 1989. évi gyűjtés során ezt a kb. 180 cm vastagságú, rosszul rétegzett gumós összletet önkényesen 20–30 cm vastagságú egységenként gyűjtöttük be (111/A–111/H rétegek). Ezt a képződményt akkor — KOVÁCS (1993) felvetése alapján — üledékmozgással átülepített „debris flow”-nak minősítettük. A gazdag ammonitesz faunát eredményező 2000. évi pótgyűjtés során azonban minden kétséget kizáró módón igazolódott, hogy a szelvénynek ez a szakasza is normális, lényegében zavartalanul lerakódott rétegekből áll.

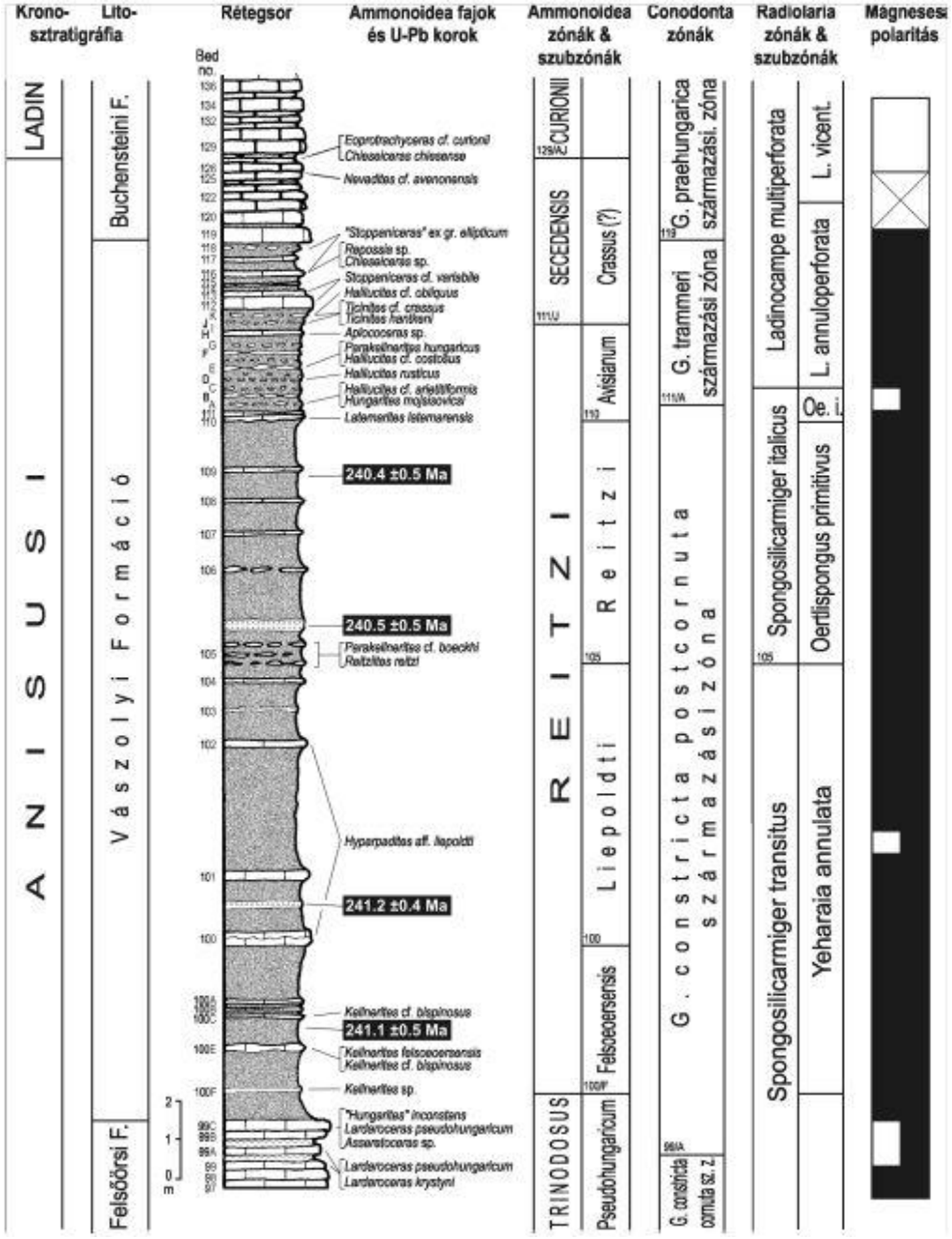
A szelvény magasabb részén (111/I–120. réteg) 1994–95-ben, majd 2000-ben végeztünk rétegszerinti gyűjtést. A 111/I–111/J. rétegek tufitos alapanyagba ágyazódott mészkőgumókból és lencsékből állnak. Az első összefüggő mészkőrétegből (111/K.) *Halilucites* cf. *obliquus* került elő. Két masszív, kovás, tűzköves mészkőpad után az összlet ismét tufitossá válik: a mintegy 1 m vastagságú tufás agyagba vékony, hullámos felszínű mészkőrétegek iktatódnak. A szegényes fauna *Stoppaniceras* és *Celtites* példányokból áll. A 116. rétegben DOSZTÁLY L. egy *Chieseiceras* példányt talált, mely a

Secedensis Zóna legfölső, Chiesense szubzónáját jelezné, de a lakókamra töredék a felszín közelében, agyagból került elő, ami megkérdőjelezi, hogy valóban az adott rétegből származik-e. A 119. réteggel kezdődő tulajdonképpeni Nemesvámosi Mészkő Tagozat (Buchensteini Formáció) alsó rétegeiből — ahol a Curionii Zóna jellemző alakjait vártuk — a nagy volumenű gyűjtés (több mint 1 m^2 felület) ellenére nem került elő ősmaradvány.
A szelvény folytatásában, a Forrás-hegy lejtőjén kibukkanó vörös, tűzköves mészkőpadokból, és a közbetelepült, részben szürke agyagrétegekből a 2004. évben végeztünk részletes gyűjtést. Az ekkor feltárt, mintegy 3 m vastagságú összlet középső részén (126. réteg) *Stoppaniceras* ? sp., és *Nevadites* cf. *avenonensis* került elő, aminek alapján ez a szelvényszakasz még a Secedensis Zónához tartozik. A 129. réteg igen vastag (30-40 cm) mészkőpadja alatt 40 cm vastagságú, mészkőgumókat tartalmazó agyagot sikerült feltárnunk. Ebben a 129/A. jelű rétegben viszonylag gazdag ammonitesz együttest találtunk; valójában a mészkőgumók jó része – változó mértékben visszaoldott – ammonitesz kőbélnek bizonyult, melyek a *Chieseiceras chiesense* és az *Eoprotrachyceras* cf. *curionii* fajokhoz sorolható. Ez azt jelenti, hogy a Curionii Zóna bázisa a 129/A. rétegnél vonható meg a felsőörsi szelvényben.
Biosztratigráfiai összegzésképpen megállapítható, hogy a felsőörsi szelvényben mind a Trinodosus, mind pedig a Reitzi Zónának mind a négy-négy szubzónája (Binodosus, Trinodosus, Camunum és Pseudohungaricum, illetve Felsoeoersensis, Liepoldti, Reitzi és Avisianum) kimutatható. A Secedensis Zóna jelentős része hézagosan, de számottevő vastagságban dokumentált. A Secedensis Zóna legfölső, *chiesense* horizontja faunával igazolható, és a Curionii Zóna, és ezzel együtt a ladin emelet bázisa is kijelölhető (44. ábra).
A Reitzi Zóna magasabb részének ammonoidea faunájában a Ptychitidaek uralkodnak (70%), a diverzitás magas, a jellemző nemzetségek a *Ticinites, Halilucites, Hungarites*, *Parakellnerites* és *Proarcestes*. Bentonikus faunaelem nem került elő. A felsőörsi rétegsornak ez a szakasza mélyvizű tengermedencében rakódott le. Az ammonoidea fauna magas diverzitása értelmezhető, ha feltételezzük, hogy a különböző fajok a vízoszlopot megosztva, vertikálisan elkülönülve éltek. Egy elképzelt életkép látható a 45. ábrán.

Ahová nem került aranyszög

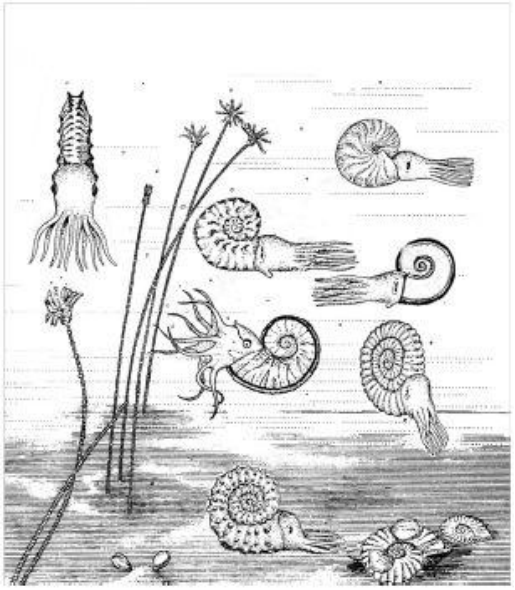
A tudományos közmegegyezés szerint az emeletek alsó határát az arra legalkalmasabb szelvény egy pontján ki kell jelölni és a Nemzetközi Rétegtani Bizottság (NRB) elé kell terjeszteni, hogy a jelölt megkaphassa az „aranyszöget”. Ez lesz az egész Földre érvényes GSSP (Global Stratotype Section and Point = Globális Sztratotípus Szelvény és Pont), legalább is mindaddig, amíg jobb nem akad és egy új közmegegyezés az újabb mellett nem dönt.
Az „alkalmasság” sokféle kritériumot hordoz magában. Leegyszerűsítve, alapvetően két szempontról beszélhetünk. (1) Az adott szelvény legyen a lehető legtöbb módszerrel, a lehető legrészletesebben megvizsgálva. (2) Az aranyszög beverésére kijelölt pont alkalmas legyen a lehető legtöbb módszerrel történő távkorrelációra. Az „alkalmasság” szempontjából a felsőörsi szelvény – különösen a 2000. évi munkálatok után – kitűnően megfelelt a ladin emelet bázisát jelentő GSSP kívánalmainak.
BÖCKH J. és E. MOJSISOVICS munkáiból kitűnik, hogy a Reitzi Zónát tekintették a ladin emelet legalsó zónájának. Ezt a zónát kellett igazán részletesen újragyűjteni, hogy a jellemző ammonitesz fajok tényleges elterjedését a típusszelvényen belül megállapíthassuk. Kimutattuk, hogy a zóna névadója, a *Reitziites reitzi* faj a rétegsoron belül viszonylag magasan jelentkezik. A jellemző ammoniteszek közül a *Kellnerites* nemzetség képviselői, közülük is a *Kellnerites felsoeoersensis* faj az, amelyik a rétegsorban a legmélyebb szintben jelentkezik. Ezt a szintet (a 100/E. réteget) jelöltük 1997-ben a ladin emelet bázisaként. (A 2000. évi feltárások során a 99/C. réteg felszínéről is került elő *Kellnerites*; ez lehetne tehát a képletes aranyszög beverésére legalkalmasabb pont.)
A követendő eljárást folytatva, megvizsgáltuk, hogy a többi, korrelációra alkalmas ősmaradványcsoport mutat-e ebben a szintben jelentős változást? Az eredmény várakozáson felüli volt: ± 1-2 rétegnyi eltéréssel, mindegyik ősmaradványcsoportban jelentős változás mutatkozik. A korreláció céljából számításba vehető ősmaradványcsoportok egymással és az ammoniteszekkel összehangolt zónáit a 44 ábra mutatja. Ezen az "integrált sztratigráfiai" ábrán látható a - sajnálatosan

hézagos - paleomágneses mérések eredményeiből összeállított magnetosztratigráfiai oszlop is. A szelvény alkalmasságának mértékét növelik a tufarétegek cirkonjain végzett radiometrikus kormeghatározások eredményei (PÁLFY ET AL., 2003).



44. ábra A felsőörsi Forrás-hegy felső szelvényének integrált rétegtana (VÖRÖS 2007 VÖRÖS et al. 2003 alapján). Rövidítések: Oe. i. – Oertlispongus inaequispinosus; L. vicent. – Ladinocampe vicentinensis

Az alkalmasságon túlmenően azonban létezik más szempont is. A NRB Triász Albizottságában hosszú vita folyt arról, hogy melyik ammonoidea zóna, illetve szubzóna jelentse a ladin emelet bázisát. Az 1999. évben nemzetközi fórumon előzetes szavazást rendeztek arról, hogy (1) a Felsoeoersensis Szubzóna, (2) a Secedensis Zóna, vagy (3) a Curionii Zóna lesz-e a legalkalmasabb erre a célra. A szavazás nem hozott perdöntő eredményt. Időközben kompromisszumos megoldásként negyedik lehetőségként (4) a Reitzi Szubzóna bázisa is javaslatba került. Ezt a kompromisszumos javaslatot terjesztettük a Triász Albizottság elé 2003-ban (VÖRÖS ET AL., 2003), amikor minden egyes jelöltnek be kellett nyújtania egy „dossziét", az általa javasolt ladin GSSP minden lényeges tulajdonságát illusztrálandó.



A NRB Triász Albizottsága (több fordulóban, és kis többséggel) végül is úgy döntött, hogy a ladin emelet bázisát (GSSP) a Curioni Zóna bázisánál kell megvonni, a Déli-Alpokban található Bagolino közelében fekvő szelvényben. A felsőörsi szelvény jelentősége azonban vitathatatlan, és továbbra is a nemzetközi triász rétegtan egyik igen fontos referencia szelvénye marad.

45. ábra Középső-triász nyílttengeri, mélyebb vízi életközösség rekonstrukciója (VÖRÖS 2007)

4. megálló: Eperkéshegy, *Olaszfalu*

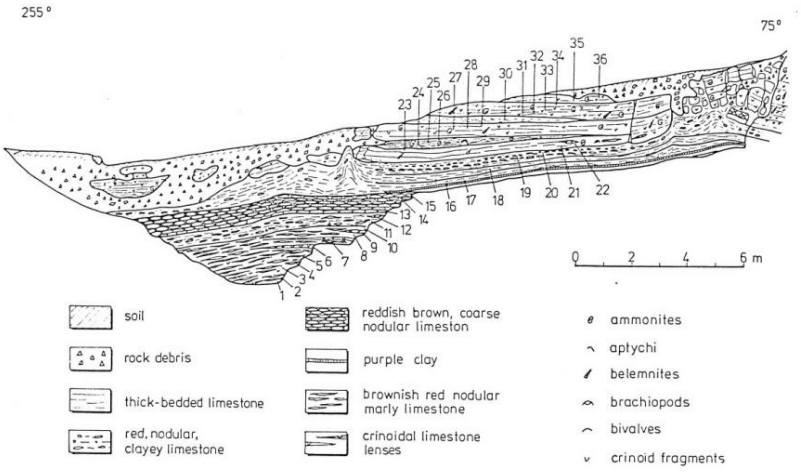
Az olaszfalui Eperkéshegy jura rétegsora (GALÁCZ ANDRÁS)

Az olaszfalui Eperkéshegy (régen és újabban Eperjes-hegy, lásd CSÁSZÁR ET AL. 2002) az ún. Zirci-medence jura és kréta időszaki kőzeteinek klasszikus előfordulási helye. Az első, aki részletesen vizsgálta az itteni kibúvásokat, TELEGDI ROTH Károly volt (1934), de ő a rossz feltártsági viszonyok miatt csak az egyes kőzettípusok előfordulását rögzítette térképén. Fülöp József többször is bemutatta az itteni képződményeket, nagy mesterséges feltárások alapján (FÜLÖP 1964). Ezt követően a terület leírása többször is szerepelt a szakirodalomban és számos szakmai kirándulás vezetőjében (pl. FÜLÖP 1969, GALÁCZ & VÖRÖS 1989). Egyes rétegtani és szedimentológiai részletek alapos feldolgozásokban jelentek meg (pl. PALOTAI ET AL. 2006, CONVERT ET AL. 2006, CSÁSZÁR ET AL. 2008).

Az Eperkéshegyen több mesterséges feltárás létesült, hogy a meglehetősen bonyolult szerkezeti viszonyokat mind pontosabban lehessen megismerni. A hegy nyugati oldalán, nagyjából nyugat-kelet irányban egy kb. 120 méter hosszú árok ('Hosszú-árok") felső-jura képződményeket tár fel. A hegy magasabb, ellaposodó részén egy kb. 50x15 méteres feltárásban („Nagy letakarítás") különböző jura és kréta kőzetek, míg a hegy tetején („Tetői-szelvény") kréta képződmények láthatók.

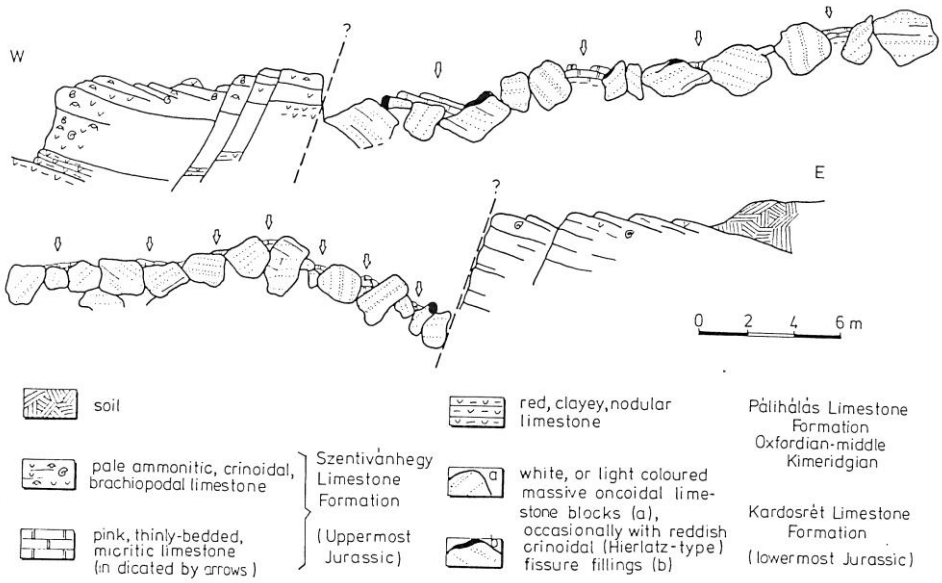
Hosszú-árok

Az ún. Hosszú-árok keleti végében található a sorozat legidősebb szakasza (46. ábra). Itt barnásvörös, agyagos, gumós mészkő rétegek láthatók. A sötét szín a magas mangán-tartalomnak tudható be, ami az alapanyagban impregnációként és az ősmaradványokat bevonó vékony filmként jelentkezik.



46. ábra Az olaszfalui Eperkés-hegy nyugati lejtőjén lévő ún. Hosszú-árok kezdeti részének szelvénye (CSÁSZÁR G. után)

A leggyakoribb ősmaradványok ammoniteszek, aptychusok, belemniteszek és tengerililiom (crinoidea) vázrészek. A kőzet egyes rétegei nagyrészt 1-2 mm nagyságú, váztörmelék alkotta szemcsékből állnak, ezek a régek gyakran keresztrétegzettséget mutatnak. A kb. 6 m vastag vörös mészkő a kimmeridgei emeletbe tartozik és a Pálihálási Mészkő Formációba sorolható.
A vörös, gumós mészkő felett tömör, fehéres mészkő következik, amire az igen gazdag ősmaradvány-tartalom jellemző. Főleg crinoidea-váztöredékek, brachiopodák, ammoniteszek és aptychusok gyakoriak. Az ammoniteszek alapján a képződmény a tithon emelet egyes szintjeit képviseli, litosztratigráfiaialag pedig a Szentiványhegyi Mészkő Szélhegyi Tagozatába tartozik, amit korábban tithon hierlatz (fáciesű) mészkőnek neveztek.
A feltáráson belül a vastagabb fehér mészkő rétegek egy kisebb falat alkotnak, amelyen túl a mészkő réteglapjain haladunk tovább, míg egy törésvonal keresztezi a kőzeteket (47. ábra).

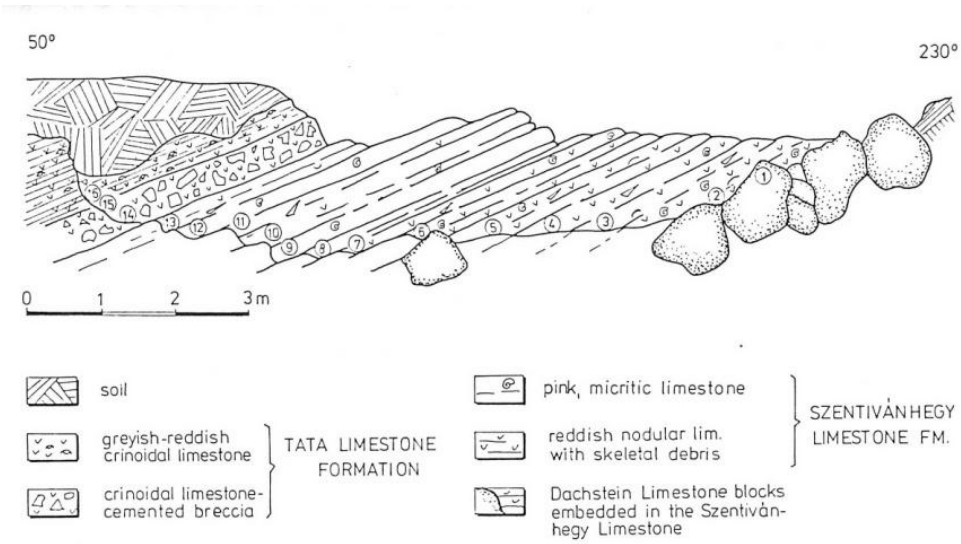


47. ábra Az olaszfalui Eperkés-hegyi Hosszú-árok felső részének szelvénye, két szakaszban ábrázolva (GALÁCZ & VÖRÖS 1989)

Ettől tovább haladva keletre nagy mészkőtömböket látunk. Ezek, a megfigyelhető eredeti rétegződés alapján, egymáshoz képest szabálytalanul elmozdult helyzetben vannak, láthatóan utólag összehalmozva kerültek mostani helyzetükbe. A mészkő helyenként tömegesen tartalmaz néhány mm-es onkoidokat és igen gyakran rózsaszínű vagy vöröses mészkővel kitöltött hasadékokat, esetenként Hierlatz Mészkő foszlányokat. A tömbök minden jellegükben a Bakony-hegységi legalsó-jura jellegzetes kőzetének, az ún. Kardosréti Mészkőnek a blokkjai. A tömbök között több helyen is láthatjuk a blokkokat bezáró kőzetet: vékonyan rétegzett rózsaszín mészkövet, ami a legfelső-jura tithon emeletébe tartozik. Több vizsgálat is megállapította, hogy a Kardosréti Mészkő különböző orientációjú, szögletes blokkjai mintegy úsznak a tithon mészkőben, vagyis tengeralatti megabreccsáról van szó. A megabreccsa különösen jól látható az árok végénél, ahol egy mélyebb feltárásban láthatók a Kardosréti Mészkő tömbök, amik felett néhány méterben a Szentiványhegyi Mészkő alkotta régsor következik. A legfelső réteg felszínén egy vasas-foszfátos keményfelszín foszlányai láthatók. Az üledékhézag a Szentiványhegyi Mészkövet és az arra következő alsó-kréta képződményeket választja el egymástól.

Nagy letakarítás

Az Eperkés-hegy teteje felé haladva, a Hosszú-ároktól délkeletre, kb. 200 méterre egy nagy feltáráshoz érünk, ahol nagy felületen tisztították mega kőzeteket a talajtakarótól. Itt a korábban látott feltárás keleti szakaszában látott helyzetet vizsgálhatjuk, de a nagyobb letakarított felületnek köszönhetően további részletek is mutatkoznak (48. ábra).



48. ábra Az olaszfalui Eperkéshegy nyugati oldalán lévő ún. Nagy letakarítás kersztirányú szelvénye (GALÁCZ & VÖRÖS 1989)

A nagy feltárás északi szakaszán északkelti dőlésű vörös, gumós mészkőrétegeket látunk, amik egy dőlés irányú árokban is fel vannak tárva. A rétegekben meglehetősen gyakoriak az ammoniteszek, amelyek alapján a feltárt rétegsor kora-tithon korú. A feltárásban ennek a mészkőnek (Szentiványhegyi Mészkő) a rétegfejein lépkedünk, de itt-ott eltérő anyagú kőtömböket is látunk. Ezek kisebb-nagyobb breccsa-darabok, anyaguk Kardosréti Mészkő, vagy helyenként legfelső-triász Dachsteini Mészkő. A feltárás létesítése idején az északkeleti sarokban egy kb. 1 m^3 nagyságú Hierlatz Mészkő tömb is felszínre került, de ezt gazdag ősmaradvány-tartalmának begyűjtésekor teljesen felaprították. Nem kétséges, hogy a feltárás ezen részén is a felső-jura mészkő és a befoglalt idősebb: alsó-jura és legfelső-triász tömbök alkotta megabreccsa előfordulását látjuk.
A feltárás déli részén a megabreccsa egy durvább változatát láthatjuk: itt hatalmas Dachsteini Mészkő tömbök hevernek a fedő képződmények alatt. Itt ugyanis a felső-jura mészkő kimaradásával a megabreccsa blokkjainak közvetlen fedője az alsó-kréta (apti) crinoideás mészkő, litosztratigráfiai nevén a Tatai Mészkő. Ugyanezt a fedő mészkövet láthatjuk a feltárás keleti oldalán a Szentivánhagyi Mészkő felett. Egyes helyeken a rátelepülés breccsás bázisréteggel indul. A barnásvörös mészkő tulajdonképpen crinoidea-vázelemekből lett szemcsék alkotta mészhomokkő, igen sok brachiopodával. A felaprózott és koptatott crinoidea-vázelemek és a csaknem kizárólag szétesett, szimpla brachiopoda-teknők, valamint a keresztrétegződéses szerkezet a képződés idején uralkodott erős vízmozgásra utal.
Bár a kora-tithon Szentivánhegyi Mészkő és az általában apti emeletbe sorolt Tatai Mészkő között láthatóan nagy üledékhézag van, a köztes idők eseményeire több szórványos lelet is utal: korábbi közlések a Tatai Mészkő alatt helyenként megmaradt legalsó-kréta (berriázi) mészkő foszlányait jelezték, de feltáródtak barrémi brachiopodákat és apti − alsó-albai ammoniteszeket tartalmazó kisebb foltok is, utalva arra, hogy a Tatai Mészkő anyagának lerakódása előtti, korábbi képződmények nem egyszerűen üledékhézag miatt hiányoznak, hanem – valószínűleg tenger alatti − lepusztulás révén, utólagosan tűntek el a rétegsorból.

Kréta képződmények

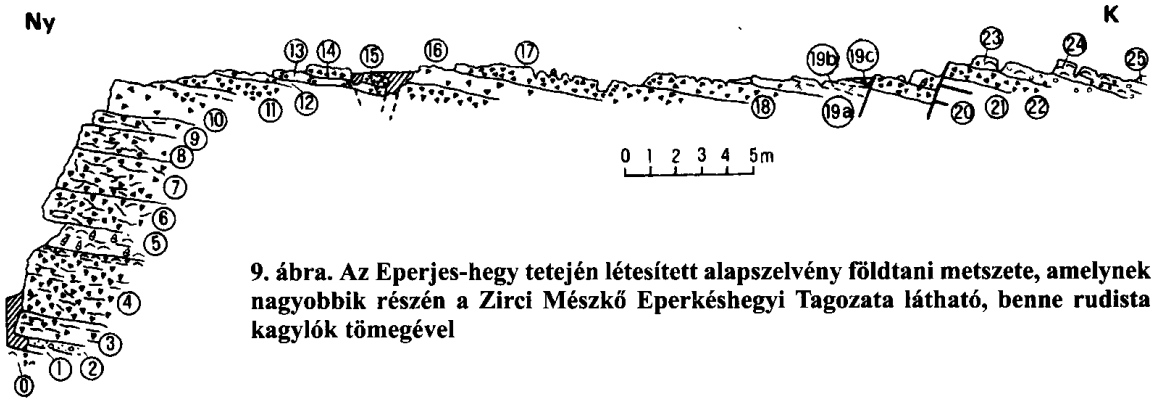
(HAAS JÁNOS)

A kora-krétában az Északi-Bakony területe viszonylag kiemelt helyzetű tenger alatti küszöb lehetett, ahol előbb kondenzált pelágikus mészkő (Szentivánhegyi Mészkő) majd a valangini–hautervi idején durva bioklasztos mészkő, a barrémiban sekélyebb medencefáciest képviselő márga képződött. Az apti idején jelentős kompressziós tektonikai mozgások kezdődtek. Ennek következtében a folyamatos tengeri üledékképződés megszakadt, a kréta képződmények jórészt lepusztultak. A késő-apti – kora-albai idején kezdődött el ismét a tengeri üledékek lerakódása, de – legalábbis a korábbi tengeralatti magaslatok területén –hosszú ideig csak az aljzat mélyedéseiben

őrződhetett meg üledék. Az Eperkés-hegyen ezekből az üledékkel kitöltött zsebekből legfelső apti kort jelző ammonitesek kerütek elő (SZIVES ET AL. 2007). A zsebek kitöltődését követően vörösbarna színű, echinoidea és krinoidea törmelékéből, valamint szétesett brachiopoda teknőkből álló lemezes mészkő rakódott le, amely a Nagy-letakarítás területén közvetlenül a triász mészkőtömbökre is települ. Ez a Tatai Mészkőnek nevezett, legalsó rétegei fölött már jobbára szürke színű kőzet a Nagy-letakarítástól keletre és főként délre a hegyoldalban nagy területen bukkan a felszínre, számos apró fejtőgödörben vagy törmelék formájában.

A Tatai Mészkő képződésének összenyomódásos jellegű szerkezetalakulás vetett véget a kora-albai során. Ekkor nem csupán kiemelkedett, és szárazföldi lepusztulási térszínné változott a mai Bakony térsége, hanem ekkor alakult ki szinklinális szerkezete is. Ebben a viszonylag rövid csupán 1–2 millió éves szárazföldi szakaszban, míg a közeli Alsóperepusztán a meleg, időszakosan csapadékos trópusi éghajlaton bauxitképződés zajlott, e területen folyóvízi és tavi homokos, agyagos üledékképződés indult. A területet lassan újra elborító, előbb csökkent sótartalmú, majd egyre inkább normális sótartalmú tengervízben, agyag és márga tartalmú rétegek rakódtak le (Tési Agyagmárga Formáció). Ezek ma nem bukkannak felszínre a területen, de meglétét fúrások igazolták (CSÁSZÁR 1986).

A Tési Agyagmárgára közel 100 m vastagságban a Zirci Mészkő Formáció települ, alapszelvénye az Eperkés-hegy tetején található (49. ábra). A sekélytengerben keletkezett vastagpados mészkőben (Eperkéshegyi Tagozat) kőzetalkotó mennyiségben találhatók rudista kagylók vázai (biosztróma rétegek), melyekben olykor helyben beágyazott csokorszerű halmazok (biohermák) is megfigyelhetők (CSÁSZÁR 1986, 2002). Emellett vörös- és zöldalgák maradványai, továbbá bentosz foraminiferák is gyakoriak. A sziklafaltól kiindulóan a tetőig terjedően egy letisztított szelvény mutatja a képződmény változékonyságát továbbá karsztos jellegeit. A szelvény vége felé kimaradnak a rudista kagylók, a mészvázú algák és a foraminiferák válnak uralkodóvá. A domb keleti részén felszínre bukkanó mészkőrétegekben megjelennek az 1 cm-es méretet is elérő nagyforaminiferák, az Orbitolinák. A tenger további mélyülését jelző mészkő és márga rétegek a domb keleti lábánál kerülnek felszínre.



49. ábra Az Eperjes-hegy tetején létesített alapszelvény földtani metszete, amelynek nagyobbik részén a Zirci Mészkő Eperkéshegyi Tagozata látható, benne rudista kagylók tömegével

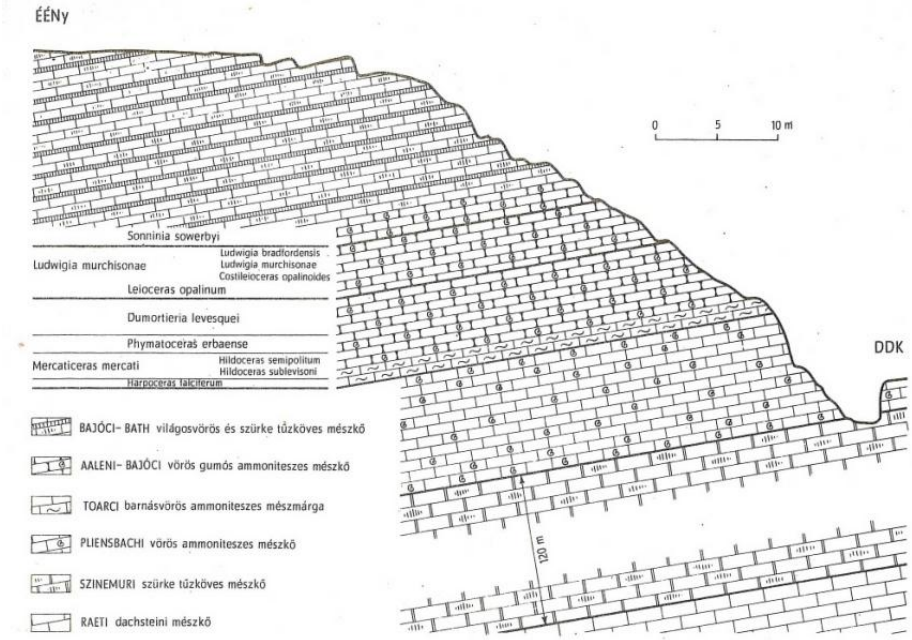
5. megálló: Tűzköves-árok, *Bakonycsernye*

(GALÁCZ ANDRÁS)

A lelőhelyet Balinkán áthaladva, a valamikor eocén barna kőszenet kitermelő bányatelepről elnevezett, de mára elhagyott Balinkabányától nem messze találjuk. Az itt látható jura rétegsor gyakorlatilag folyamatos kifejlődésű, vagyis nagyobb rétegtani hiányokat nem mutató, nyílttengeri képződményekből áll. A rétegsor jelentős része vörös, gumós mészkő, ún. „ammonitico rosso”, ami az összlet alsó és felső részében különféle változatokban jelentkezik, a sorozat középső szakaszán pedig kovás rétegek (radiolarit) vannak (50. ábra).

A Tűzköves-árok kezdeténél lévő egykori kőbánya, ahol a környékbeli építkezésekhez a 19. században a „csernyei márványt” fejtették, 1860 óta ismert ammonitesz-lelőhely. HANTKEN Miksa, a Magyar

Királyi Földtani Intézet egykori igazgatója és a Budapesti Egyetem Őslénytani Tanszékének alapító professzora barnakőszén-kutatásainak terepi vizsgálódásai során látogatta meg a lelőhelyet, gazdag ammonitesz-faunát gyűjtött, és belekezdett annak feldolgozásába (HANTKEN 1870). 1886-ban bekövetkezett halála miatt azonban a munka félbeszakadt. 1904-ben PRINZ Gyula, az Őslénytani Tanszék fiatal tanársegédje fejezte be a munkát, így az ő nevéhez fűződik az első bakonycsernyei jura ammonitesz-monográfia (PRINZ, 1904).



50. ábra A bakonycsernyei Tűzkövesárok jura rétegsorának szelvénye (GÉCZY 1969).

Az 1960-as években GÉCZY Barnabás, az Őslénytani Tanszék professzora (akkoriban adjunktusa) végezte el a fauna modern szemléletű revízióját (1966, 1967), és eredményeit külföldön is számos publikációban ismertette. A vizsgálatok nem fejeződtek be (GALÁCZ ET AL. 2008), jelenleg a szelvény alsó-dogger ammoniteszeinek újragyűjtése folyik.

A Tűzköves-árok jura rétegsora a legfelső-triász ún. Dachsteini Mészkövére következik. A legidősebb jura képződmény az oolitos szövetű, de más jellegeiben a Dachsteini Mészkőtől alig különböző ún. Kardosréti Mészkő. Ezt a legalsó jura emeletbe, a hettangiba sorolják. Ezek a képződmények az ároktól délre eső völgyekben vannak feltárva. A hettangi korú karbonátra brachiopodás-krinoideás rózsaszínű mészkőrétegek, majd szürkés, tűzköves mészkő települnek. A szórványosan előforduló ammoniteszek és a brachiopodák alapján ezek a rétegek a szinemuri emeletbe tartoznak.

A pliensbachi emeletbe sorolt mészkő volt az egykori kőbányászat elsőrendű célja. A képződmény sötétvörös, vékonyabb rétegekre vagy vastagabb padokra szétváló, rideg kőzet, ami egyszerűen darabolva falazóanyagként, de megcsiszolva látványos díszítőkőnek használható. Sok ősmaradványt, főleg cephalopodákat tartalmaz. Feltűnő kőzettani váltással különül el a felette lévő képződménytől. Ez utóbbi vörös, agyagos, gumókra, kisebb darabokra széteső márga („Kisgerecsei Márga Formáció”), amelynek rétegei a pliensbachi mészkő utolsó rétegének felszínén kialakult vasas-mangános bevonat (ún. keményfelszín, vagy „hard ground”) fölé következnek. A vörös, gumós márga különösen gazdag ammoniteszekben, amik a felső-liász toarci emelet szintjeit teszik kimutathatóvá.

Még a toarci emeleten belül a litológia megváltozik: egyre csökken az agyagtartalom, a meszesebb kőzet színe világossá válik: rózsaszínű, kissé zöldessé lesz. A legfelső-toarci, majd a már a középső-jura aaleni emeletébe tartozó kőzetben különösen gazdag az ammonitesz-fauna: ez adja a csernyei ammoniteszek nemzetközi jelentőségűvé vált legnagyobb faunisztikai-rétegtani értékét. A kőzet felfelé lassan ősmaradványokban elszegényedik: a legfelső aaleni és a legalsó bajóci zöldes-szürkés, kissé kovás mészkő már csak egyes lencsékben tartalmaz néhány ammoniteszt.

A bajóci emelet korai szakaszán nagy változás állt be az üledékképződésben: a kovás mészkő kovatartalma oly mértékben megnőtt, hogy meszes tűzkő, majd szinte tisztán kovás rétegek

képviselik majdnem az egész bajóci, a bath és kallóvi emeleteket. A magasabb részeken a kovás rétegek tiszta tűzkőként mutatkoznak: általában barnásvörös, néhol feketére színeződött, kalcedon anyagú, igen ellenálló, rideg kőzetként.
A magasabb jura és alsó-kréta rétegek csak a Tűzköves-árok legfelső részén és a távolabbi környezetben bukkannak a felszínre. Vörös, gumós mészkövek ezek, amik a kimmeridgei és tithon emeletekbe sorolhatók a kevés előkerült ősmaradvány alapján. Még a tithon emeletbe tartozó sorozat felső részén a kőzet kivilágosodik, sárgásfehérré válik, amiben jellegzetes mogyorónyi gumók jelentkeznek. Ezzel a litológiával megy át az összlet az kora-krétába. Az alsó-kréta sorozat nem teljes: a legalsó-kréta berriázi emeletbe tartozó mészkő felszínére több emelet reprezentációjának hiányát követve apti emeletbe sorolt krinoideás mészkő („Tatai Mészkő Formáció") települ.
A felkeresett lelőhely az egykori kőbánya, ami az elmúlt 120 évben keveset változott. A szinemuri emeletbe tartozó ammonitico rosso mészkő rétegeit tárja fel. Egyes rétegfelszíneken ammoniteszek láthatók. A kőbányától indulva meredeken felfutó hosszú árkot látunk: ez mesterséges feltárás, 1969-ben, az ide látogató Mediterrán Jura Kollokvium résztvevői számára készült. Az ammonitico rosso feletti toarci márgát és a felett az aaleni-bajóci mészkövet, majd a magasabb doggerbe tartozó radiolaritot tárja fel. Az árokkal szemben szintesen a domboldalon haladva a pliensbachi mészkő rétegtani gyűjtésekre létesített árkolásait láthatjuk. A kőbányából induló árok, a Tűzköves-árok felső része, az utóbbi években csak nehezen járható a sok bedőlt fatörzs miatt. Kb. 150 méterre a kőbányától volt az egykor oly gazdag aaleni-bajóci ammonitesz-lelőhely, ami mára már lejtőtörmelékkel temetődött el. Ammoniteszeket és az említett különböző jura kőzetek jellegzetes darabjait a völgyben és a kőbánya környékén jól lehet gyűjteni.

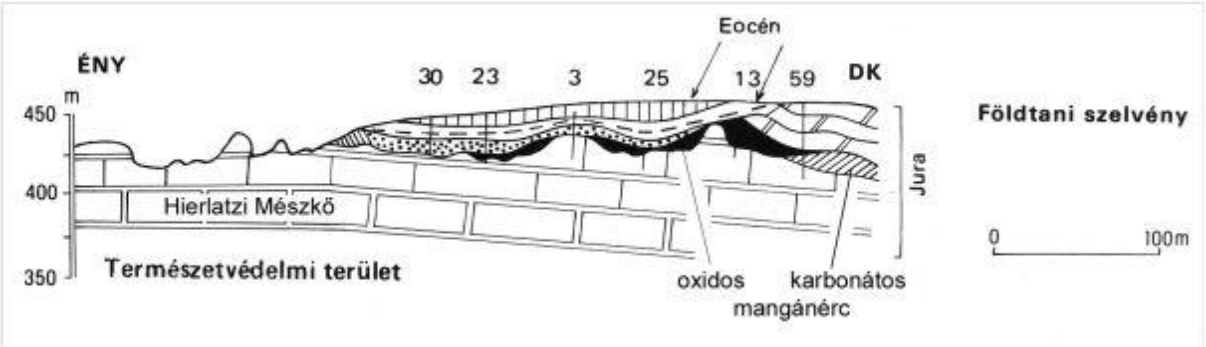
6. megálló: Csárda-hegy, *Úrkút*

Alsó-jura, Kardosréti Mészkő (?), Hierlatzi Mészkő és Úrkúti Mangánérc Formációk
(VÖRÖS & DULAI IN PÁLFY & PAZONYI (SZERK.) 2007)

A úrkúti lelőhely a jura időszaki vetőzónákhoz kapcsolódó, tengeralatti törmelékkúpok és hasadékkitöltések formájában képződött hierlatzi fácies egyik legjobb hazai példája és a Bakony egyik leggazdagabb jura brachiopoda lelőhelye. A mészkő a mezozoikum és az eocén során több fázisban karsztosodott; mélyedéseiben oxidos mangánérc halmozódott fel, melyet a múlt század első évtizedeiben kitermeltek. A jórészt kézierővel végzett bányászkodásnak köszönhetően, a látványos oldási felszínek, a karsztos tornyok és töbrök („őskarszt") épségben megmaradtak.
Az Úrkút belterületéhez kapcsolódó, a község keleti szélén fekvő Csárda-hegy gyalogszerrel könnyen megközelíthető a faluközpontból. A táblákat követve elérünk a különleges értékei miatt természetvédelem alá tartozó területre, ahol tanösvény is létesült (51., 52. ábra). A Pangea Egyesület által kiépített tanösvény mentén hat információs tábla mutatja be a terület legfontosabb érdekességeit, természeti értékeit (POCSAI & SASVÁRI, 2005).
A legidősebb képződmény, a Kardosréti Mészkő a terület északkeleti peremén bukkan a felszínre, részben pedig a Hierlatzi Mészkőbe ágyazott tömbjeivel találkozhatunk. A Hierlatzi Mészkő (melynek települési viszonya a Kardosréti Mészkőhöz nem tisztázott) alkotja az „őskarszt" fő tömegét. Ez a látványos küllemű mészkő többnyire rózsaszínű, ritkábban vörös, vagy sárga színű, mikrit alapanyagú. Elsősorban brachiopoda és/vagy ammonitesz, alárendelten pedig csiga, kagyló és krinoidea vázak és váztöredékek alkotják, melyeket sok helyen fehér, pátos kalcit cementál. Az alárendelt vázelemek egyes fészkekben kőzetalkotóvá dúsulhatnak. Gyakoriak a vörös, rózsaszínű, világosszürke, vagy sárga mikrites üregkitöltések, geopetális szerkezetek formájában. Mindez jellegzetesen tarka megjelenést ad a kőzetnek. Idősebb jura képződményekből és a Dachsteini Mészkőből származó extraklasztok is előfordulhatnak. Az extraklasztokon és a biogén elegyrészeken egyaránt nagyon ritka a mangánoxidos bevonat, vagy kéreg. A kőzet általában rosszul rétegzett, vastagpados, vagy tömeges. Mikrofáciesét tekintve "grainstone", vagy "packstone" szövetű biopátit, vagy biomikrit, a két típus közötti átmenetekkel. A biogén elegyrészek között a viszonylag ép brachiopoda és ammonitesz vázak uralkodnak, de nagy számban jelentkeznek az echinodermata vázelemek és a bentonikus

51. ábra A csárda-hegyi tanösvény térképvázlata (POCSAI & SASVÁRI 2005)

kisforaminiferák is. Alárendelten molluszka héjtöredékek, ostracodák, szivacstűk, valamint korall és mészszivacs töredékek is előfordulnak. Helyenként az extraklasztok is feldúsulnak. A biogén elegyrészek és az extraklasztok egy része bioeróziós nyomokat hordoz; szerves bekérgezések nem fordulnak elő. Diagenezisére jellemző, hogy a pátit cement kiválásában legalább két fázis mindig elkülöníthető. Az első, egészen korai diagenetikus szakaszban sugaras-rostos "izopach" cement vonta be a szemcséket és a belső, köztes üregek falát, miáltal egy igen nagy porozitású, merev kőzetváz alakult ki. Néha ezt megelőzően, inkább azonban közvetlenül ezután, változó mennyiségű mikrit szivárgott az üregrendszerbe. A mikrites fázis lezárulta után következett a második, késői diagenetikus pátitképződés, melynek során durvakristályos, mozaikos pátit vált ki a még fennmaradt üregekben. Az echinodermata vázrészek körül a pátit szintaxiális szegélyként jelentkezik. Az ammonitesz és más aragonitos molluszka héjak eredeti anyaga pátos kalcittal helyettesítődött; a brachiopodák megtartották eredeti, rostos és pórusos héjszerekezetüket.

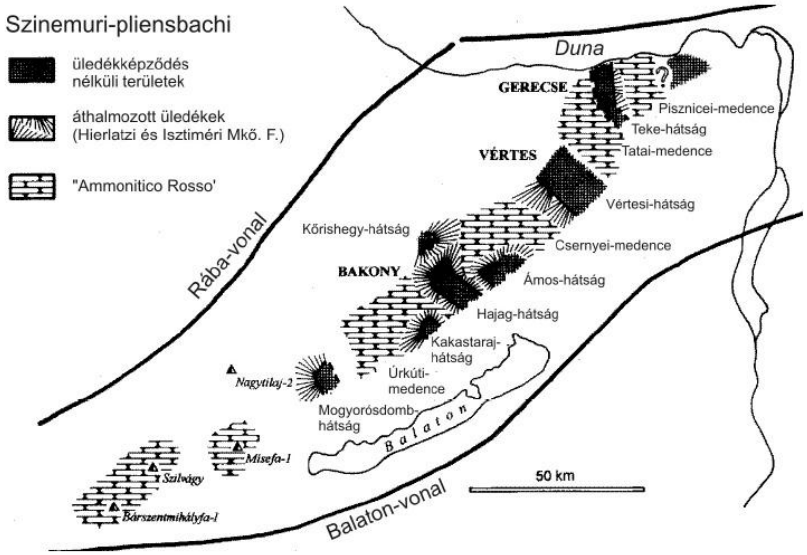


52. ábra Az úrkúti Csárda-hegy földtani szelvényvázlata KONDA & SZABÓ (1987) nyomán

A Hierlatzi Mészkő üledékképződési modelljével számos szerző foglalkozott. A korábbi, sekély, karbonátos partokkal övezett, szigettenger jellegű elképzelések legutóbbi példáját, és összefoglalását KONDA (1970) munkája adta. Az utóbbi évtizedekben ismét a – többek között GÉCZY (1961) által felvázolt – "mélyebb, nyílttengeri" elképzelés vált uralkodóvá (GALÁCZ & VÖRÖS 1972, VÖRÖS 1986, GALÁCZ 1988). A legutóbbi ősföldrajzi munkák (VÖRÖS 1991, VÖRÖS & GALÁCZ 1998) felfogása szerint a Bakony területén a jura során tengeralatti magaslatok, közöttük és körülöttük pedig mélyebb medencék rendszere húzódott (53. ábra). A magaslatok és a medencék közötti átmeneti területeken a sziklás lejtőkről gravitációsan beszállítódó üledékes breccsák, és a medencék belseje felé csökkenő szemcseméretet mutató biodetritális mészkövek halmozódtak fel.

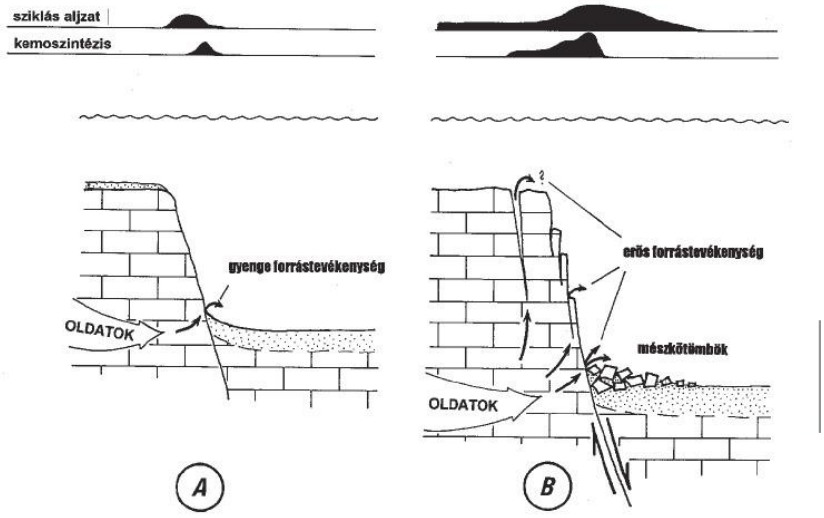
A tengeralatti hátságokat határoló vetőzónák esetenként többszáz méter magasságú, részben lépcsős leszakadásokban öltöttek formát. Ezek a meredélyek tartós üledék-lerakódásra alkalmatlanok voltak; ugyanakkor azonban gravitációs üledékmozgások kiindulási zónáiként szerepeltek. A kopár, sziklás lejtők kitűnő megtapadási lehetőséget és számos ökológiai fülkét kínáltak a bentonikus szervezetek (brachiopodák, crinoideák, csigák, kagylók, stb.) számára. Az elpusztult szervezetek vázai különösebb

mechanikus aprózódás nélkül, gravitációsan szállítódtak a medenceterületek felé. A nagyobb méretű és kevésbé görgethető vázak (brachiopodák, ammoniteszek, egyéb molluszkák) a "lejtőlábi" törmelékkúpban halmozódtak fel, a homokszemcseként viselkedő crinoidea vázelemek távolabbra szállítódtak és a medencebelseji finomszemcsés mészíszappal összefogazódó rétegeket képeztek. A "lejtőlábi" mészkőblokkok, az üledékfelszín fölé emelkedve, gazdag bentonikus közösségek lokális felszaporodását tették lehetővé. További, figyelembe vehető tényező az esetleges tengeralatti források (cold seeps) működése a törésvonalak mentén, melyeknek időszakos működése szintén a tektonikai epizódokhoz köthető (54. ábra) (VÖRÖS 1995).



A Dunántúli-középhegység kora-jura ősföldrajzi vázlata (VÖRÖS & GALÁCZ, 1998).

53. ábra A Dunántúli-középhegység kora-jura ősföldrajzi vázlata VÖRÖS & GALÁCZ (1998) nyomán



A bakonyi jura tengeralatti magaslatokat határoló törésvonalak mentén meg-megújuló tektonikus mozgások által kiváltott környezeti változásokat bemutató elvi vázlat. A–tektonikailag nyugodt időszak, B–a vetőmozgás megújulása után. A brachiopodák megtapadására, elszaporodására alkalmas sziklás aljzat területe a tektonikus mozgásokat követőleg nagymértékben megnövekszik. A tápanyagforrásként is számításba vehető kemoszintézis sokkal nagyobb mértékű lehet a tektonikus mozgások után, mert a vetőzónák, törések és hasadékok megnyílásával nagyobb mennyiségű oldat szivároghat ki az elsüllyedt platform belsejéből (VÖRÖS, 1995).

54. ábra A bakonyi jura tengeralatti magaslatokat harántoló törésvonalak mentén meg-megújuló tektonikus mozgások által kiváltott környezeti változásokat bemutató elvi vázlat VÖRÖS (1995) nyomán

A Hierlatzi Mészkő két fő települési módja a hasadékkitöltő és a rétegszerű. A hasadékkitöltő típus az esetek többségében közel függőleges neptuni telérként jelenik meg. A telérek szélessége néhány cm-től akár több mint tíz m-ig is terjedhet, mélységük ezzel arányosan többszáz m is lehet. A telérek falát általában felső-triász Dachsteini Mészkő, vagy alsó-jura Kardosréti Mészkő képezi. A rétegszerű típus elnyúlt, több kilométer hosszúságú és párszáz méter szélességű sávokban nyomozható. Ezek a néhányszor tíz méter vastagságú kőzettestek egyik oldalukon vetőzónához támaszkodnak és lejtőbreccsával társulnak, másik oldalukon általában jól rétegzett krinoideás mészkövekkel, vagy más medencefáciesekkel fogazódnak össze.
Az úrkúti Csárda-hegyen feltárt Hierlatzi Mészkő települési viszonyai nem ismertek, de a megközelítőleg izometrikus kőzettest (a feltárt terület minden irányban több mint száz méteres átmérőjű) arra utal, hogy ez az előfordulás nem a hasadékkitöltő típust képviseli, hanem egy rendkívül vastag, rétegszerű kifejlődéssel van dolgunk.
A Hierlatzi Mészkő ősmaradványokban igen gazdag. Uralkodó mennyiségűek és könnyen gyűjthetőek a brachiopodák és részben a kagylók, a ritkábban előforduló ammoniteszek és csigák viszont alig szabadíthatók ki a kőzetből.
A BÖCKH (1874) monográfiája óta jól ismert úrkúti brachiopoda fauna legfontosabb elemei – VÖRÖS & DULAI (2007) revíziója szerint – a következőek:

Salgirella albertii (Oppel)
Cuneirhynchia ? *retusifrons* (Oppel)
Cuneirhynchia ? *cartieri* (Oppel)
Cuneirhynchia ? *fraasi* (Oppel)
Cuneirhynchia ? *palmata* (Oppel)
Prionorhynchia forticostata (Böckh)
Prionorhynchia greppini (Oppel)
Prionorhynchia polyptycha (Oppel)
Prionorhynchia pseudopolyptycha (Böckh)
Cirpa subcostellata (Gemmellaro)
Jakubirhynchia latifrons (Stur in Geyer)
Pisirhynchia inversa (Oppel)
Calcirhynchia plicatissima (Quenstedt)
Calcirhynchia ? *laevicosta* (Stur in Geyer)
Calcirhynchia ? *matyasovszkyi* (Böckh)
Rhynchonellina hofmanni (Böckh) +
Rhynchonellina suessi Gemmellaro
Apringia paolii (Canavari)
Gibbirhynchia ? *urkutica* (Böckh)
Liospiriferina acuta (Stur in Geyer)
Liospiriferina alpina (Oppel)
Cisnerospira angulata (Oppel)
Liospiriferina brevirostris (Oppel)
Liospiriferina obtusa (Oppel)
Linguithyris linguata (Böckh)
Lobothyris andleri (Oppel)
Rhapidothyris ? *complanata* (Böckh)
Rhapidothyris ? *beyrichi* (Oppel)
Fimbriothyris ? *foetterlei* Böckh
Zeilleria mutabilis (Oppel)
Zeilleria venusta (Uhlig)
Zeilleria alpina (Geyer)
Zeilleria herendica (Böckh)
Zeilleria stapia (Oppel)
Securina partschi (Oppel)
Securina hierlatzica (Oppel)
Securina securiformis (Gemmellaro)
Bakonyithyris ewaldi (Oppel)

A fauna összképe a felső-szinemuri emeletre utal.

4. nap, augusztus 30.

A Balaton környékén előforduló Pannon-tavi üledékek földtana

(SZTANÓ Orsolya „Lake Pannon deposits around the Balaton, Hungary" – Field Guide (2010) alapján összeállították: a szervezők)

A Pannon-medencét kitöltő üledéktömeg késő miocénben képződött része a Pannon-tóban és az ahhoz kapcsolódó delta- és folyóvízi környezetekben rakódott le („pannóniai emelet").
Jelenleg a felső-miocén üledékeket két helyzetben lehet megtalálni:

- hatalmas mennyiség található a Pannon-medence mély, ma is süllyedő depocentrumában. Ezek az üledékek csak mélyfúrások által, valamint geofizikai módszerekkel hozzáférhetőek és évtizedek óta a szénhidrogén kutatás fókuszában vannak;
- ezzel szemben sokkal kisebb arányban, invertált helyzetben lehet megtalálni, pl. a pliocén óta emelkedő hegységeink és dombságaink peremein kibukkanó és folyamatosan erodálódó helyzetben. Az eróziót lassítja, ha a laza, konszolidálatlan tavi és folyóvízi üledékeket keményebb, ellenállóbb rétegek fedik.

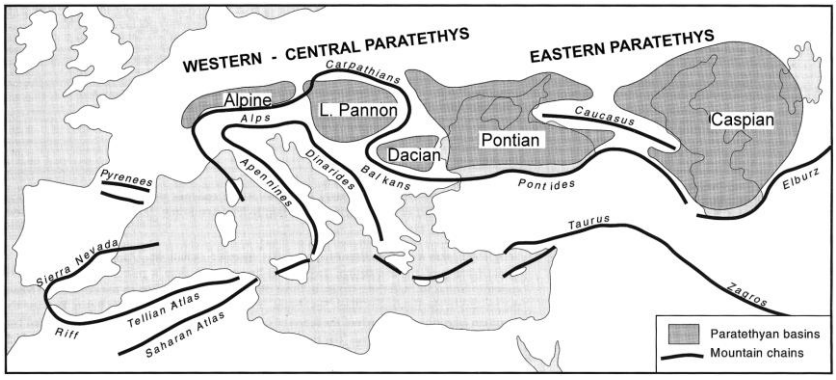
A Dunántúli-középhegység déli pereme, azaz a Balaton környéke kiválóan alkalmas a Pannon-tó fejlődéstörténetének vizsgálatára, mert a pliocén óta emelkedő térszínen sok helyen pozitív formaként őrződött meg a pannóniai rétegsor, ahol édesvízi mészkő (Nagyvázsonyi Formáció), kemény, cementált homokkő (Kállai Formáció kötött részei, „kőtengerek"), vagy éppen vulkanitok (Tapolcai Bazalt Formáció) fedték. Ahol ilyen fedőkőzet nem védte meg a pannóniai képződményeket, ott éppen a folyamatosan zajló erózió teszi hozzáférhetővé őket. Jó példa erre a Kenesétől Világosig húzódó magaspart (amelyet számos földrajzi kézikönyv tévesen löszfalnak nevez), de ugyanígy felszínközelben vannak a pannóniai rétegek a Balaton medre alatt is, ahol mindössze néhány méter vastag holocén iszap takarja őket.
A hagyományos nézet szerint a „pannonnak" ez a fent említett két csoportja különböző üledékképződési rendszerek eredményeként jött létre, melyek a Pannon-tó fejlődésének teljes időszaka alatt egymás mellett léteztek. A medencét kitöltő üledéksorozat márgákból, turbiditekből, progradáló delta testekből és a fedő alluviális síkság üledékeiből áll, míg az emelkedő hegységeink és dombságaink peremein kibukkanó üledékeket az egyidős szárazföldet szegélyező lagúnák és hullámveréses partok (shoreface) üledékei építik fel. Mostanra nyilvánvalóvá vált, hogy a különbség csak a Pannon-tó feltöltődési szakaszaiban van: a fejlődés korai, alultöltött szakaszaiban peremi

lakusztris környezeteket lehet rekonstruálni, míg a késői, túltöltött fejlődési szakaszban delta környezeteket lehet rekonstruálni mind a mai domb-és hegyvidéki, mind a medence területeken.

Földtani háttér

Pannon-tó

Az oligocéntől kezdve a Paratethysnek nevezett beltenger kezdte meg fejlődését az Alp-Kárpáti-Pannon térségben (BÁLDI 1980). Különböző tektonikai eredetű medencék sorát borította ugyanannak a tengernek a víztömege, így ugyanazzal az életközösséggel rendelkeztek. A Paratethys időről-időre izolálódott, majd újra megnyílt, ami endemizmusok létrejöttét eredményezte bizonyos periódusokban (BÁLDI 1980; RÖGL & STEININGER 1984). A középső-miocén során a Paratethys véglegesen elkülönült a többi tengertől (Földközi és Atlanti). Később az Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák szerkezeti fejlődése következtében a Középső- és a Keleti-Paratethys is elkülönültek egymástól és nagy, szárazföldi tómedence-rendszerekké fejlődtek: Pannon-tó, Dáciai-medence, Pontusi/Euxin és Kaszpi „tengerek" (55. ábra). A klímaváltozásoktól és az ősföldrajzi fejlődéstől függően időszakos lefolyás kialakulhatott dél felé (pl. a Dáciai és a Pontusi medencék felé), tengeri befolyásra azonban nincs bizonyíték (MAGYAR et al. 1999a).

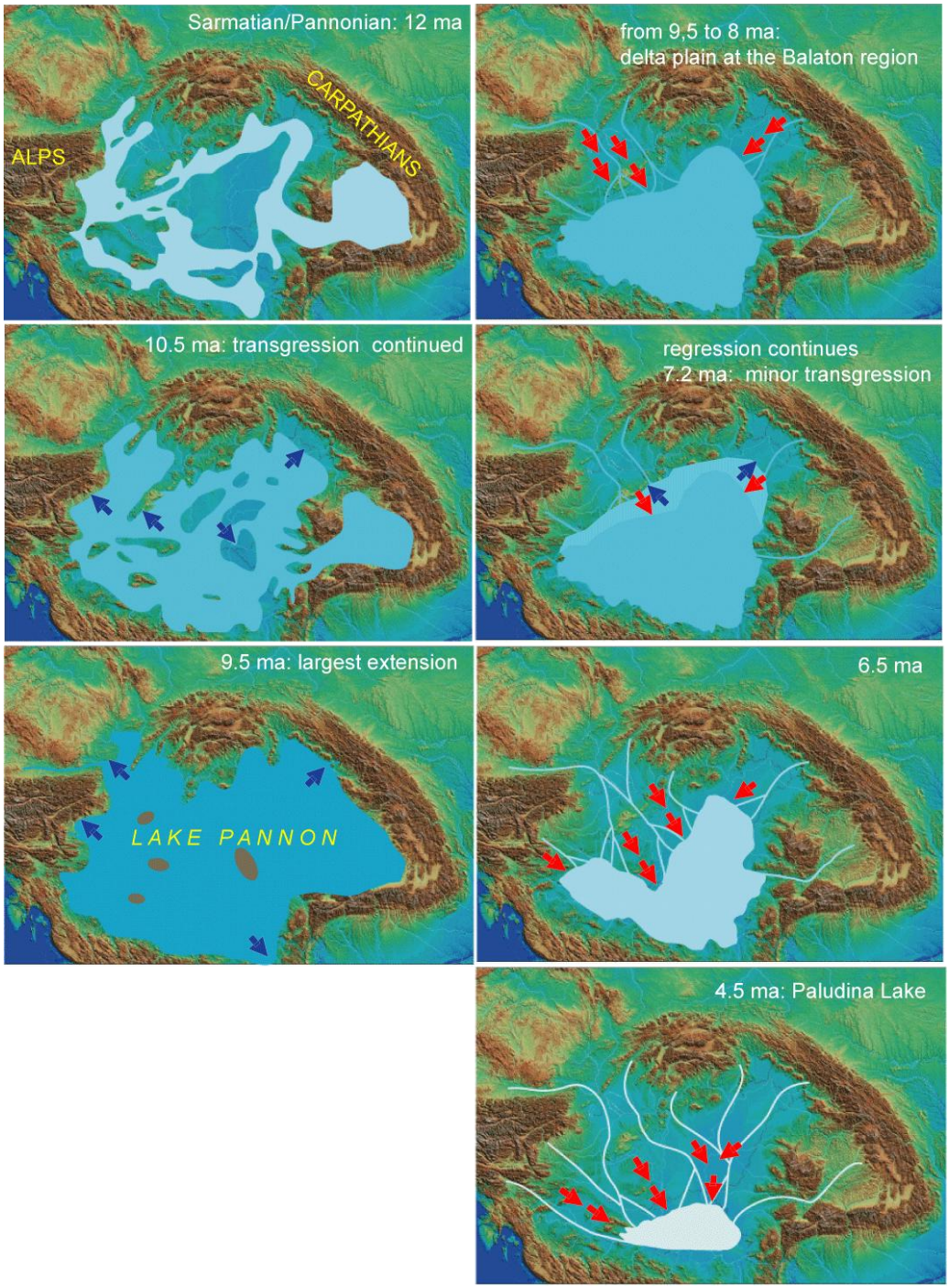


55. ábra Késő-miocén ősföldrajzi helyzet (MÜLLER et al. 1999 után)

A Pannon-tó egy nagy, hosszú életű tó volt, amely kb. 8 millió éven át létezett (12-4.5 millió évvel ezelőtt). A késő-miocéntől a pliocénig tartó története során az endemikus biótája látványos fejlődésen ment keresztül, amelyből a puhatestűek a legismertebbek (MAGYAR et al. 1999b). Ennek a hosszú időszaknak és fejlődésnek köszönhetően a Pannon-tó biótája „thalassoid" jellegű volt, ami a tengeri szervezetekkel való hasonlóságra utal. A Pannon-tó szalinitása „kaszpi-brakk" jellegű volt (5-12 ‰), amely az idők folyamán meglehetősen stabil lehetett (MÁTYÁS et al. 1996; GEARY et al. 2000), de amint a tó elkezdett feltöltődni, a sótartalom folyamatosan csökkent (MAGYAR et al. 1999a). A tavat lassan emelkedő hegyvidéki terület vette körbe (Alpok és Kárpátok), amely jelentős mennyiségű üledéket és vizet juttatott a medencébe. Ha a Pannon-tó ma is létezne, a második legnagyobb és a harmadik legmélyebb tó lenne a világon (GEARY et al. 2000). Néhányan úgy vélik, hogy a gyorsan süllyedő almedencék felett a víz mélysége az ezer métert jelentősebb hosszúságú időszakokban meghaladhatta (POGÁCSÁS 1984; BÉRCZI & PHILLIPS 1985). Az üledékképződéssel egyidős és az azt követő deformációk rekonstruálása azonban arra derített fényt, hogy a vízmélység a tó legnagyobb részén néhány száz méter lehetett (kb. 200-600 m; SZTANÓ et al. 2007; UHRIN et al. 2009).

A Pannon-tó élete során valószínűleg szubtrópusi–meleg mérsékelt lehetett az éghajlat, enyhe, valószínűleg fagymentes telekkel és jelentős mennyiségű csapadékkal. Ezt tükrözi a fosszilis flóra (vegyes lombhullató fák, füvek, tűlevelűek; MAGYAR 1988) és gerincesek, mint orrszarvúak, tapírok, erdei antilopok, masztodonok és hipparionok, amelyek szavannaszerű nyílt erdőségekben éltek (KRETZOI et al. 1976 in KÁZMÉR 1990). Paleontológiai, geokémiai (izotópok) és litológiai (vastag lignit felhalmozódások) bizonyítékok alapján két csapadékmaximumot feltételeznek kb. 10,5 és 7,2 millió évvel ezelőtt (MAGYAR 2009).

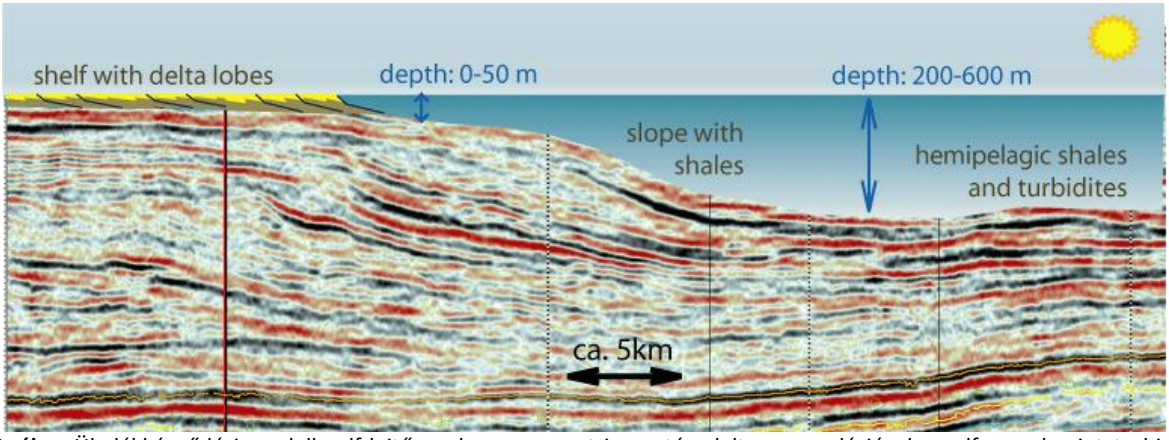
Ősföldrajzi helyzet



56. ábra A Pannon-tó területének változása fejlődése során (MAGYAR et al. 1999, MAGYAR 2009 után).

A medencét kitöltő üledékek a Pannon-tó üledékképződési történetének két fő szakaszát tárják fel (56. ábra). Az első fázist (12–9,5 millió éve) a tó relatív vízszintjének emelkedés jellemezte, ami transzgresszív partot eredményezett, valamint az üledékképződési környezet kimélyülését. A partvonal mentén az üledék helyi forrásból származott, pl. a Dunántúli-középhegységből. A relatív vízszintemelkedést a klimatikus hatások (nagy mennyiségű csapadék) és a területek differenciált süllyedése együttesen eredményezték. Azok a területek, amelyek már a szarmata/pannon határon is viszonylag mély medencék voltak tovább süllyedtek, amelyek korábban sekélytengeri üledékképződés helyszínei voltak és részben szárazföldi kitettség alá kerültek a legelső inverzió során a szarmata/pannon határon, nem sokkal utána szintén süllyedni kezdtek. Fokozatosan az összes

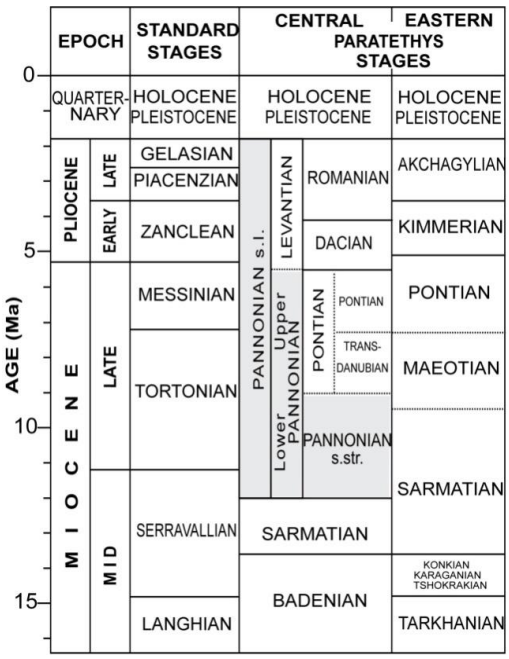
sziget és félsziget eltűnt a tó vize alatt és 9,5 millió évvel ezelőtt a Pannon-tó elérte legnagyobb méretét. Ezután a második, regressziós fázis kezdődött meg. A medencét fokozatosan feltöltötték a távoli Alp-Kárpáti hegységvonulatból származó üledékek (56. ábra).
A kiemelkedő hegységek felől számos folyó érkezett a tó partjára, amelyek a medence belseje felé progradáló deltarendszereket hoztak létre (BÉRCZI & PHILLIPS 1985; MATTICK et al. 1988). A kiterjedt deltasíkságon a fő folyóvízi csatornák között sekély öblök alakultak ki, melyekben agyagmárgák, aleuritok és finom homok rakódtak le jellegzetes brakk-édesvízi faunával. Mind az öblök, mind a deltafrontok keskeny, szél uralta homokos partokkal voltak szegélyezve. Az aktuális tószinttől függően a medence morfológiai selfje a néhány tíz km-es szélességet is elérhette. Ez tágas helyet biztosított a deltalebenyeknek az üledékanyag szállítására ezeken a viszonylag sekély selfeken (MAGYAR 2009; SZTANÓ et al 2009; 57. ábra). A selfperemre érkező delták a medence lejtőjére kezdték lerakni üledéküket, amely uralkodóan finomszemcsés turbidit rendszerek felhalmozódásához vezetett a lejtő lábától a medence középső területéig (BÉRCZI & PHILLIPS 1985; JUHÁSZ 1992; JUHÁSZ & MAGYAR 1993). A medence többi részén mészmárgák és agyagmárgák rakódtak le egészen addig, amíg a sziliciklasztos üledékbeszállítás a medence legmélyebb részeit is elérte.



57. ábra Üledékképződési modell self-lejtő-medence geometria esetén delta progradációval a selfen, valamint turbidit rendszerrel a medencében (SZTANÓ & MAGYAR 2007; MAGYAR 2009; SZTANÓ et al. 2009 alapján).

Sztratigráfia

Kronosztratigráfia



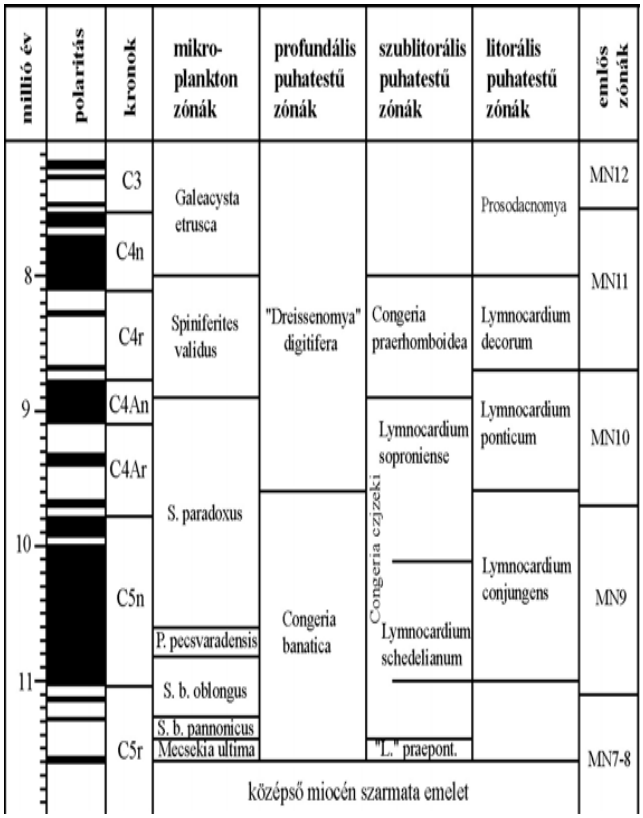
58. ábra A különböző kronosztratigráfiai egységek és korrelációjuk (SACCHI et al., 1997 után egyszerűsítve).

A kőzetek – mind a tavi, mind a szárazföldi eredetűek –, amelyek abban az időben keletkeztek, amikor a Pannon-tó létezett (a szarmata végétől a negyedidőszak bázisáig) eredetileg a pannon emeletbe voltak sorolva a Középső-Paratethys esetén (58. ábra). A sorozat felső, fosszíliákban szegény fluviális részére a levantei kort később vezették be, azonban, mivel a tó feltöltődése egy néhány millió évig eltartó folyamat, a fácieshatárok időtranszgresszívek, ezért az emeletek definiálása nehéz. Még később a Fekete-tenger medencéjének pontusi emelete és más emeletek is (dáciai és romániai a Dáciai-medencéből) használatba kerültek. Kiderült, hogy ez a rendszer nehezen alkalmazható és néha értelmetlen, ami a medence vizei közötti kommunikáció hiányából (vagy nagyon korlátozott voltából) ered (JÁMBOR 1980, 1989; KORPÁS-HÓDI 1983; részletesen tárgyalja: MÜLLER & MAGYAR 1992, 1995; SACCHI et al. 1997, 1998, 1999; MAGYAR et al. 1999a,b; MAGYAR 2009).

Ez különösen igaz a pontusi emeletre, habár megkíséreltek egy sztratotípust definiálni a tihanyi Fehérpart feltárásánál. Mostanában mutattak rá arra, hogy a pannon kifejezés mindhárom „verziója” jelenleg is használatban van. A helyzetet tovább bonyolítja, hogy az olajipar mindennapi gyakorlatában az alsó- és a felső-pannon határát a mély és sekély lakusztris rétegek határán vonják meg, azaz nagyjából az időtranszgresszív selfperemen (POGÁCSÁS 1984; HORVÁTH & POGÁCSÁS 1988). Manapság talán a „legsemlegesebb” kifejezés a „pannon s.l.”, amint az több mint egy évszázaddal ezelőtt be lett vezetve (MAGYAR 2009).

Integrált biosztratigráfia és geokronológia

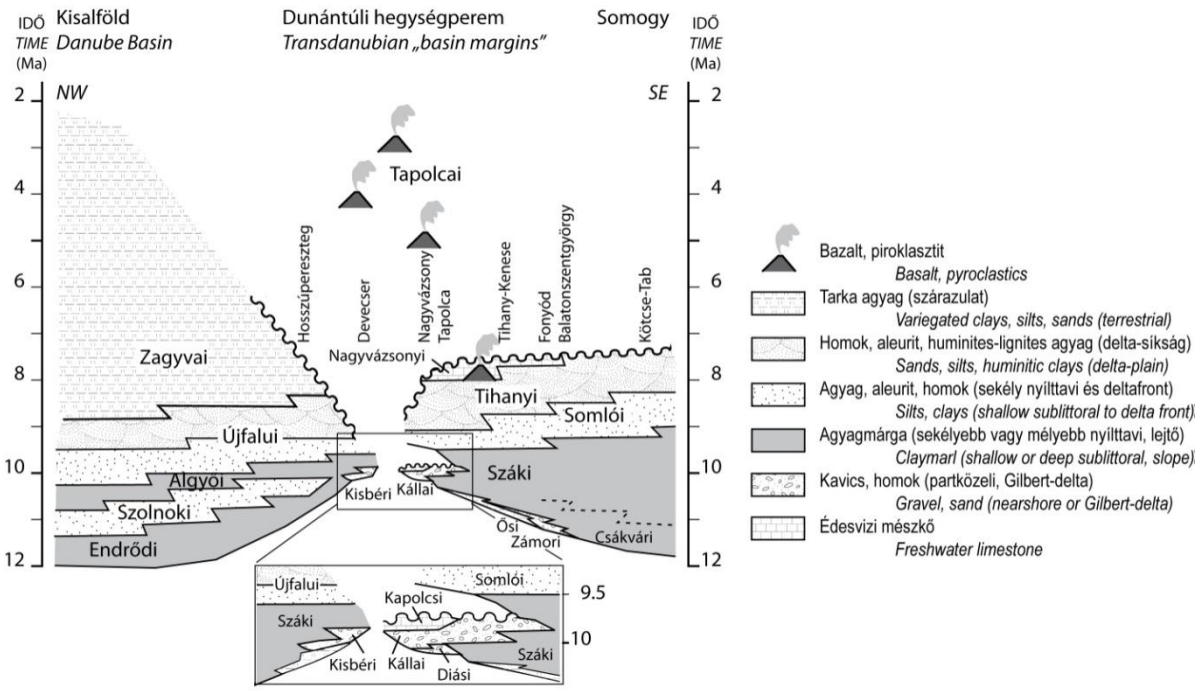
A Paratethys endemikus brakkvízi faunái jelentősen gyorsabban fejlődtek, mint a tengeriek és az édesvíziek (MAGYAR et al. 1999b), ezért a részletes sztratigráfiai felosztás értékes eszközei. A legfontosabb a puhatestűek csoportja, amely eltérő fejlődési vonallal rendelkezik a mély medencebelsőkön, az elárasztott selfeken és a hullámveréses partokon (59. ábra). A korrelációt a felszíni feltárások mellett számos fúrómag mintán, szeizmikus horizontokon, valamint tufák és lávák radiometrikusan meghatározott koradatai alapján medenceszerte elvégezték, illetve a magnetosztratigráfiai fordulópontokat is meghatározták olyan fúrások alapján, amelyek végig magfúrással mélyültek. Ahol puhatestűek nem találhatóak, ott dinoflagelláták adnak biztos alapot a sztratigráfiai tagoláshoz. Ennek köszönhetően bizonyos intervallumokban az 500 000 éves felbontás is elérhető. Sajnos, ahogy az üledékképződési környezet szárazföldivé válik, csupán a viszonylag ritka emlős maradványok használhatóak korrelációra (MAGYAR 2005).



59. ábra A Pannon-tó biozónáinak korrelációja (MAGYAR 2009).

Litosztratigráfia és a kapcsolódó üledékképződési környezetek

A Pannon-tó aljzatának tektonika által befolyásolt üledékképződéskori domborzati viszonyaitól függően az üledékek diszkordánsan települnek többnyire bádeni, szarmata, mezozóos üledékekre, vagy a kristályos aljzatra. Az aljzat kiemelkedésein a sorozatok durva transzgressziós üledékekkel, homokos konglomerátumokkal és kavicsos homokkövekkel kezdődnek (Békési és Mihályi Konglomerátum Formációk a mély medencékben és Kisbéri, Kállai, Diási Formációk a hegységek peremén, 60. ábra), amelyekről úgy gondolják, hogy a szigetek és félszigetek sziklás és homokos partjai mentén képződhettek (BÉRCZI & PHILLIPS 1985; BÉRCZI 1988; SZENTGYÖRGYI & JUHÁSZ 1988; BUDAI et al. 1999; CSILLAG et al. 2010). A koruk nem feltétlenül azonos, attól függ, hogy a transzgresszió előrehaladtával milyen volt a topográfia, az üledékbehordás mértéke és időzítése.



60. ábra Késő-miocén–pleisztocén krono- és litosztatigráfia a Kisalföldtől a Dunántúli-középhegység északi és déli peremén keresztül a Somogyi-dombságig. A hasonlóság ellenére a korai fázisú üledékek külön medencékben képződtek. A delta progradáció során a feltöltődés késői szakasza ugyanakkor a litosztratigráfiai egységek azonos felosztását eredményezte (CSILLAG et al. 2010).

A mélyedések középső részein mészmárgák képződtek változó mélységű, de tiszta hemipelágikus vizekben (Endrődi Formáció, 60. ábra; helyi vagy litológiai változatosság miatt más nevek is előfordulnak: Tótkomlósi, Vásárhelyi, Beleznai Tagozatok; DANK & JÁMBOR 1988; MAGYAR et al. 2004), a környező hegységek sziliciklasztos üledékbehordási területeitől távol. Ugyanakkor helyi szigetek szolgáltathattak törmeléket. Ezekre agyagmárgák és agyagok települnek (Nagykörűi Tagozat, JUHÁSZ 1992), amely már a tó fejlődésének regressziós szakaszában a fő tápláló delta rendszerek közeledtét jelzik. A Szolnoki Formációt – amely kizárólag a mély depocentrumokban található meg – homokos turbiditrendszer építi fel (BÉRCZI & PHILLIPS 1985; BÉRCZI 1988; JUHÁSZ 1994), amelynek képződése az egyidős self–lejtő rendszer epizódikus progradációjához kapcsolódik (SZTANÓ et al. 2009). A lejtő progradációja önmagában a fedő aleuritos-agyagos márgák képződését eredményezi (Algyői Formáció, 60. ábra). Az aljzatkiemelkedések felett, ahol a tipikus Szolnoki Formáció hiányzik, a hemipelágikus és a lejtőhöz kapcsolódó agyagpalák elkülönítése nehéz. A lejtőüledékek vastagsága és a klinoformok deformációmentes magassága a szeizmikus szelvények alapján az egykori helyi vízmélységre engednek következtetni (57. ábra; BÉRCZI & PHILLIPS 1985; MATTICK et al. 1985; POGÁCSÁS 1984; SZTANÓ et al. 2007). A késő-miocén utáni kiemelkedésnek köszönhetően a Kisalföld medencéjének lejtőjén képződött agyagpalák a Dunántúli-középhegység északi pereme mentén ki is bukkannak, s itt Száki Agyagmárgának nevezik őket (MAGYAR et al. 2007; CSILLAG et al. 2010, 60. ábra). A lejtőüledékek felett hirtelen váltás tapasztalható az agyagos és a homokos litológia között. Az Újfalui Formáció a jelenlegi medencékben, a Somlói és a Tihanyi Formációk pedig a peremi területeken mind felfelé durvuló aleurit és homok intervallumokkal, huminites agyag vagy akár lignit telepek közbetelepülésével jellemezhetők. Ez utóbbit – amennyiben eléri a néhány tíz méteres vastagságot – Bükkaljai (Toronyi) Formációnak nevezik. Ezek az üledékek a deltafronton halmozódtak fel, mint torkolati zátony (mouth bar) üledékek, vagy hullámzás által átdolgozott parthomlok (shoreface) turzások, valamint a deltasíkon hordalékelosztó csatornák, elosztóközi öbölkitöltések, gátszakadások, sekély tavacskák és mocsárok üledékei (BÉRCZI & PHILLIPS 1985; JUHÁSZ 1992; SZTANÓ et al. 2005).

Ahogy a progradáció folytatódott, a deltasíkság átadta a helyét az alluviális síkságnak, amelyen vékonyréteges, gyakran tarka, kőzetlisztes agyagok települnek néhány méter vastag homokpadok

közé (Zagyvai, Hansági, Nagyalföldi Formációk). A homokok főleg csatorna övi üledékeket reprezentálnak, míg az agyagok ártéri, mocsári vagy tavi eredetűek. A depocentrumok felett – ahol az intenzív süllyedés a mai napig tart – ezeknek az egységeknek a vastagsága néhány száz méter. Az invertált medenceperemeken nagyon vékonyak, vagy hiányoznak, mivel jelentős részük leerodálódott.

1. megálló alginit, *Pula*

(HABLY & PÁSZTI in PÁLFY & PAZONYI (szerk.) 2007 nyomán)

A Pula községtől nyugatra fekvő bányában különleges földtani környezetben képződött, nagy szervesanyagtartalmú üledékeket, alginitot termelnek. A főleg talajjavításra használt nyersanyag azonban ősmaradványairól is méltán ismert, hiszen a bányából bőségesen kerültek elő növény-, és halmaradványok, sőt egy ősorrszarvú csontváza is. Pulát Tapolca irányában elhagyva, a község határától mintegy 500 m-re ÉNy-i irányba induló földút vezet a bányagödörhöz. A bánya a Nagyvázsonyi Mezőgazdasági Kft. magánterülete, ezért a látogatáshoz engedélyre van szükség. Látogatásunk tervét jelentsük a 88/264-211 vagy 88/264-731 telefonszámon.

Az alginit képződése és a bazalt vulkanizmus

A Pannon-medencében a fiatal (pliocén-pleisztocén) bazaltos vulkanitok több területen, köztük a Balaton-felvidéken fordulnak elő. A bazaltvulkánok a pannóniai során egyenetlenül lepusztult térszínen helyezkednek el. A szórt anyagból álló vulkáni felépítmények gyakori megjelenési formája a tufagyűrű, amit Pula mellett is tanulmányozhatunk. A pulai krátertó feküjét alkotó bazalt kora 3,92–4,28 Ma, mely alapján a Pannon-medence bazaltvulkanizmusának középső szakaszához tartozik. (BALOGH et al. 1986).

A tufagyűrűk egy részének belsejét alginit tölti ki, melyet 1973-ban fedeztek fel először a pulai előfordulás kapcsán (JÁMBOR & SOLTI 1976, SOLTI 1987). Jelenleg 4 olyan vulkáni kráter ismert, melyet alginit ill. az ezzel együtt megjelenő bazalt-bentonit tölt ki (Pula, Gérce, Várkesző, Egyházaskesző).

Az alginit, ill. bazaltbentonit a tufagyűrűvel határolt egykori krátertóban ülepedett le. A mintegy 5–10 m mély, tápanyagban és nyomelemekben gazdag vízben sajátos üledékképződési viszonyok alakultak ki. A tóba kívülről gyakorlatilag nem került be anyag, így az összes üledék a kráter belső oldaláról lepusztuló, gyorsan málló pélites (Gércén esetenként homokos) szemcseméretű anyag volt. Ehhez járultak a krátertó vizében nagy mennyiségben felszaporodott planktonalgák (diatomák és Botryococcus-ok) elpusztult maradványai, valamint a bakteriális tevékenység következtében képződött kalcit és dolopélit (JÁMBOR & SOLTI 1976). A nyugodt szedimentáció következtében az évszakos változásnak köszönhetően finoman laminált üledék képződött. Az átlag 0,5 mm lemezvastagságot és mintegy 25 m összvastagságot tekintve a pulai krátertó élettartamát 50 ezer évnek becsülhetjük (JÁMBOR & SOLTI 1976). A nyugodt ülepedési viszonyokat csak a vulkáni jelenségekkel szoros kapcsolatban lévő földrengések és a meredek belső fal következtében fellépő gyakori iszapcsúszások szakították meg.

A pulai flóra, vegetáció és klíma

A feltárt pulai és gércei krátertavi üledékek igen gazdag levélflórát tartalmaznak, amelyek mellett néhány szárnyas termés és igen ritkán kompakt termés is előfordul (FISCHER & HABLY 1991, KVACEK et al. 1994, HABLY et al. 1996, HABLY & KVACEK 1997a,b, 1998). A levelek megtartása a finomszemű alginitben Gércén kiválónak mondható, míg Pulán az alginit meszes, kemény fedőjében fordulnak elő a jobb megtartású lenyomatok.

A flóra összetétele alapján széleslevelű, lombhullató fafajokból álló, mezofill erdős vegetáció képe bontakozik ki. A vegetáció a krátertavak környezetében élő, de a tavak vizétől közvetlenül nem függő, zonális vegetációnak tekinthető, azonban az edafikus vegetáció nyomai is jelen vannak. Ez jórészt annak köszönhető, hogy a maradványok jelentős része a fedő kőzetből került elő, ami már a tó bezáródó stádiumából származik.

A növénymaradványok alapján számított évi középhőmérséklet 10–13 °C volt, és az évi átlagos csapadék legfeljebb 1000 mm, vagy annál kevesebb lehetett. Évközi száraz periódusok is feltételezhetőek, erre mutat a levelek átlagos kis mérete, néhány szárazságtűrő faj jelenléte, ill. néhány egyéb morfológiai bélyeg.

A pulai gerinces fauna

A bányászat 1973-ban kezdődött el Pulán, de az első jelentős gerinces lelet csak 1988 áprilisában került elő. Ekkor a rinocérosz félék (Rhinoceratidae) családjába tartozó ősemlős maradványára bukkantak. A leletet a Zirci Bakonyi Természettudományi Múzeumba szállították.

Több rétegből igen nagy tömegben kerültek elő halmaradványok, melyek tartósítása igen nagy problémát jelent. Az eltávozó víz miatt az alginit szerkezete megváltozik, így az apró réteglapok mentén az újságpapírhoz hasonlóan fellevelesedik, bepenészedik, ezzel teljesen tönkretéve a leleteket. A halmaradványok jó állapotú megőrzése érdekében a fosszíliák egyik oldalát teljesen megtisztítják az üledéktől, aprólékosan kipreparálják, majd magas gyurmafalat emelve köré beöntik műgyantával. Megszilárdulása után a másik, még üledékes oldalt is letisztítják, így a teljes csontváz visszamarad, mindkét oldalról gyantába öntve.

Nyugodt, zavartalan üledékképződésre engednek következtetni a csaknem teljesen ép, összefüggő maradványok és a bioturbáció hiánya. A halmaradványok elszórtan több rétegben is megjelennek, de egy-két rétegben tömeges dúsulásuk figyelhető meg. Irányítottság nyomai nem mutathatók ki. A teljes maradványokon kívül csigolyák, pikkelyek illetve csontváztöredékek is előkerültek. A halmaradványok mellett a már említett ősorrszarvún kívül szarvas maradványok, disznóféle fogtöredéke, őstulok koponyája, számos rovarlenyomat és madártoll is előkerült.

2. megálló Szabó-bánya, *Várpalota*

(KÓKAY in PÁLFY & PAZONYI (szerk.) 2007 nyomán)

Cím: 8100 Várpalota, Gagarin utca 3. GPS: N47° 11,49'; E18° 7,985'

Telefon: +36 30 491 0061

Nyitva tartás: A bemutatóhely – az ünnepnapok kivételével – az év minden napján, október 15–március 15.: 09:00 - 16:00 március 16 – október 14.: 09:00- 18:00 látogatható.

A miocén képződményeket feltáró homokbánya Várpalota város DNy-i részén, a 8-as műúttól D-re található, a Rákóczi-lakótelep közelében. A homokbánya 1954 óta természetvédelem alatt áll, körülkerített területen. Kizárólag előzetes bejelentkezéssel látogatható. Szakvezetésre jelentkezni az alábbi módokon lehetséges: +36 30 491 0061 telefonszámon (Bite Zoltán - MaggaM Kft.), a +36 88 555 261 faxszámra vagy a Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatóság, 8229 Csopak, Kossuth u. 16. címre elküldött levélben, vagy az info@homokbanya.eu e-mail címre küldött levélben.

A homokbányában a Pusztamiskei Formációba tartozó litorális fáciesű homokösszlet található feltárva. A gazdag tengeri puhatestű fauna héjait tartalmazó homok két fő részből áll. Az alsó része homogén, viszonylag nyugodt vízben leülepedett, világos okkersárga aprószemcséjű homok, kevés agyatartalommal. Ez a homok viszonylag kövületszegény, kevés molluszkát, inkább foraminiferát tartalmaz. Erre 4–5 m vastagságban szürke keresztrétegzett összlet következik. A rétegzettsége egyértelműen hullámveréses eredetre utal, általában közép- és aprószemcséjű kvarchomokból áll, többnyire jól osztályozva. A homokban, egyes padokban zöldesszürke agyagörgetegek figyelhetők meg, melyeket az erőteljes vízmozgás dolgozott be a homok közé előzőleg leülepített pélites képződményekből. Az összlet nagy mennyiségben tartalmaz a hullámok által összemosott molluszka-héjat (lido fácies). Ezek egy része kitűnő megtartási állapotú, gyakran eredeti színezéssel. Ritkán előkerül egy-egy telepes korall darab is. A molluszka fajok száma 400-nál több, melyet több publikáció dolgozott fel. (STRAUSZ & SZALAI 1943, STRAUSZ 1954, KECSKEMÉTI-KÖRMENDY 1962, KÓKAY 1988).

A várpalotai homok iszapolási maradékából számos Bryozoa és foraminifera is előkerült.

A homokösszletnek a várpalotai medencében elfoglalt rétegtani helyzete az újabb értékelések alapján egyértalműen alsó-bádeni. A RCMNS (Regionális Neogén Rétegtani Bizottság) nemzetközileg

elfogadott rétegtani besorolásának megfelelően a homok az M4b szintet (ún. „felső-lagenidae”-s szintet) képviseli. A várpalotai medencében lemélyült sok szénkutató fúrás bizonysága szerint az alsó bádeni mélyebb szintjét 20–40 m vastag meszes, homokos és pélites üledéksor képviseli szögdiszkordanciával és főleg az ÉNy-i peremvidéken (Bántapuszta) erős lepusztulással elválasztva. Az alsó bádeni tengeri üledéksort a medencében homokos-agyagos képződmények képviselik maximálisan 100 m vastagságban. A Szabó-féle homokbánya által feltárt rétegsor ennek az összletnek az alsó részében helyezkedik el.
A homokrétegek délkeleti irányba dőlnek 8–10 °-kal. A homokra 2–3 m vastag pleisztocén korú törmelékanyag települ.

3. megálló Barátlakások: egy maar piroklasztikumai, *Tihany*

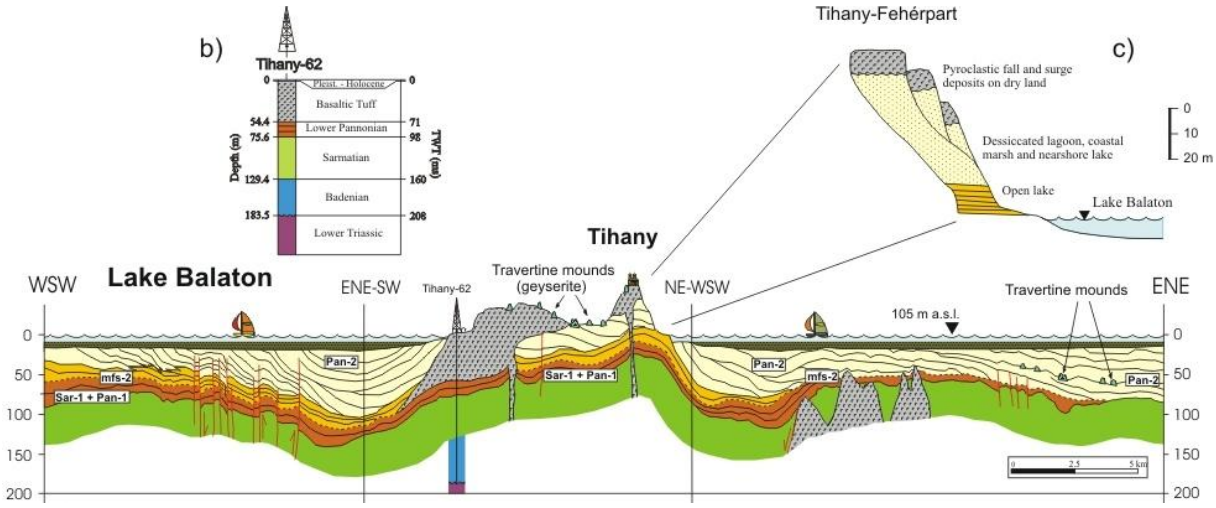
(SZTANÓ Orsolya „Lake Pannon deposits around the Balaton, Hungary” – Field Guide (2010) alapján összeállították: a szervezők)

Fekvés – történet

A Barátlakások feltárása a Tihanyi-félsziget északi lejtőin fekszik. A Barátlakások a félszigeten elterjedt bazaltos tufába és agglomerátumba vájt kamrák. A XI. század idején I. András magyar király (uralkodott 1046-1060 között) alapította a Tihanyi Apátságot, aki Bölcs Jaroszláv kijevi nagyfejedelem lányát vette feleségül. Anasztázia ortodox szerzeteseket hozott magával, akik azonban nem az apátsági templomban, hanem annak közelében telepedtek le. I. András király az apátság altemplomában lett eltemetve. Az altemplom és az ő sírja Magyarország egyik legrégebbi, épen megőrződött románkori építészeti emlékműve. Ugyanitt más földrajzi nevek is a kijevi szerzetesek emlékét őrzik, mint pl. a Cyprián-forrás vagy az Oroszkút.

A Tihanyi-félsziget rétegtana

A Tihanyi-félsziget alatt szilur és devon palák, fillitek és fekete anchimetamorf palák, permi új vörös homokkövek és alsó-triász karbonátos üledékek találhatóak. Xenolit, bomba vagy lapilli formájában ezek a kőzetek mind megtalálhatóak a vulkanoklasztitokban. Ezeket a Pannon-tó üledékei, a Somlói és Tihanyi Formációk fedik. A kőzetsorozat tetején bazaltos tufák és lapillitufák találhatóak (61. ábra).



61. ábra Földtani szelvény a Balaton tengelyén keresztül a Tihanyi-félsziget bazaltjaival. Narancssárga a Somlói, világos citromsárga a Tihanyi Formáció, a vulkáni képződmények szürkék (SACCHI et al. 1997).

A vulkáni képződmények alatt a lakusztris üledékek jelenlétét a legismertebb pannon ősmaradvány, a *Congeria ungulacaprae* bizonyítja. Korábban a viszonylag nagy és vastag héjaknak nagyon sok erodált búbjait lehetett megtalálni a Balaton partján. Ezek az ún. „Kecskekörmök” ("Ziegenklauen"), a Pannon-tó egyik legkorábban felismert puhatestű ősmaradványai.

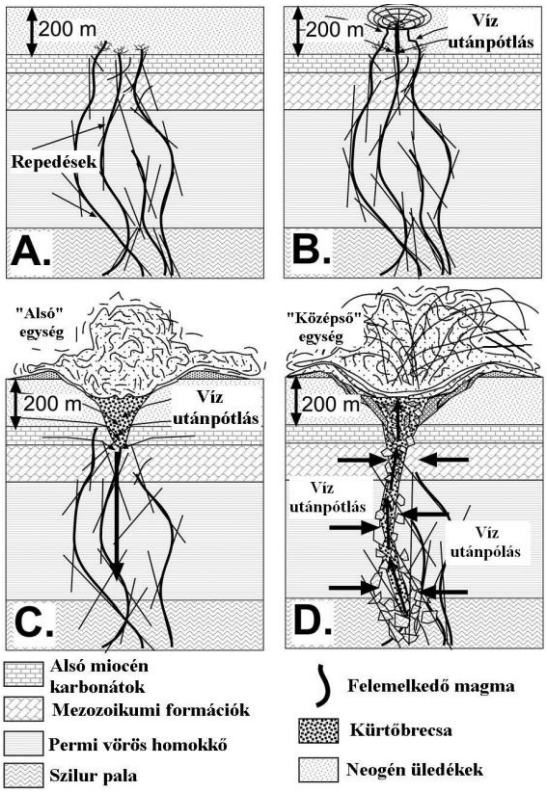
Üledékes fácies

A Barátlakásoknál jól rétegzett lapillitufák és tufarétegek váltakoznak nagyarányú litikus töredékkel. A szerkezetnélküli, tömböket magába foglaló lapillitufákat keresztrétegzett, párhuzamosan rétegzett és tömött tufák fedik, esetenként nagy ballisztikus bombákkal és becsapódási kráterekkel. Felfelé a litikus töredékek az aljzat egyre idősebb részeiből származnak.

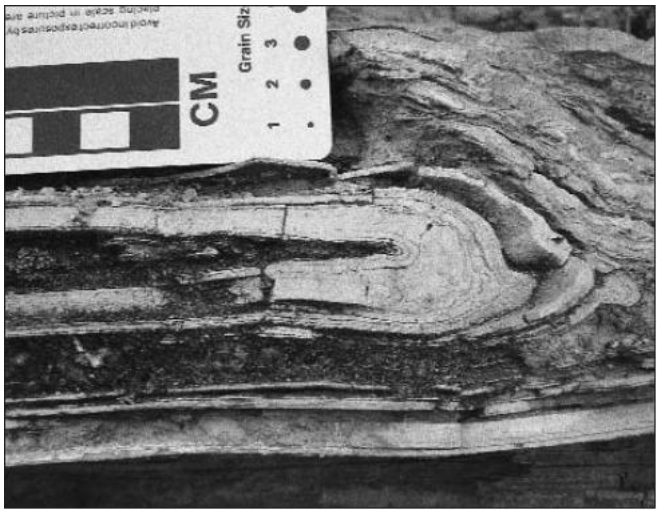
Értelmezés

Tihanyi Formáció képződésének idején, amikor kiterjedt deltasíkságok fejlődése zajlott a területen, intenzív bazaltvulkanizmus kezdődött. Radiometrikus kormeghatározás alapján (K-Ar) 7,9 millió évvel ezelőtt (BALOGH et al. 1986; MAGYAR 2009). A vízzel telített pannon üledékeken keresztül végbemenő robbanásos freatomagmás kitörések piroklaszt torlóárakból és hamuszórásokból eredő üledékek váltakozásából álló összletek kialakulását eredményezték (62. ábra). Felfelé a xenolitok egyre idősebbek, ami azt mutatja, hogy a tihanyi vulkán fejlődése során a kitörési centrum egyre mélyebb lett. Később a vizet a fekü (dunántúli triász karbonátokban kialakult) karsztrendszer biztosította, amelynek köszönhetően a kitörések még hevesebbek voltak. A mélyülés maar/diatréma-típusú vulkáni működést bizonyít. A becsapódási kráterek aszimmetriája arra utal, hogy a kitörési centrum a félsziget középső részén nyugat felé lehetett, míg a keresztrétegek antidűne-típusú geometriája inkább keletebbi kitörési centrumra utalnak a Füredi-öbölben. Legvalószínűbb, hogy az első kitörések során mindkettő létezett (NÉMETH ET AL. 2001; HARANGI 2010b). A bazaltok geokémiai jellege felsőköpeny eredetre utal.

A vulkanoklasztok felett a Tihanyi-félsziget egész területén különös formájú kovás mészkő építmények találhatóak. Ezeket gejzírkúpoknak nevezik, bár egészen biztosan poszt-vulkáni hévforrások üledékei.



62. ábra A Tihanyi-típusú maar vulkán fejlődése (NÉMETH ET AL. 2001)



63. ábra Slump laminites kifejlődésű tavi hévforrás rétegekben.

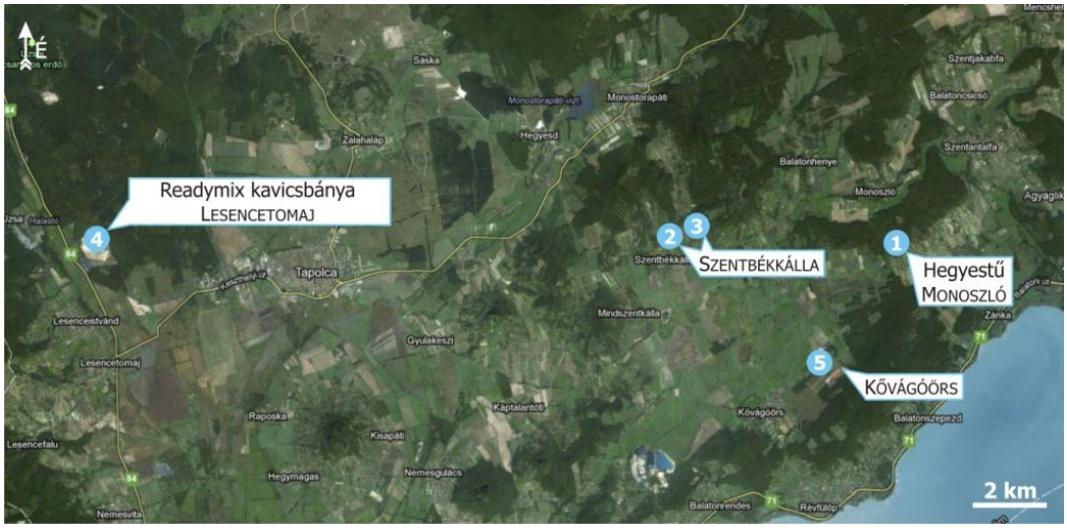
4. megálló Gejzirit, *Tihany*

(BUDAI et al. 1999)

Tihany, Tapolcai Bazalt Formáció (F: Csillag Gábor)

Gejzirit néven említi általában minden szerző az utóvulkáni működés során keletkezett forráskúp- és tavi üledékeket, bár nincs bizonyíték arra, hogy a Balaton-felvidéki hévforrások valóban gejzírként működtek volna. Recens analógiák és irodalmi adatok alapján e képződmények inkább olyan egykori hévforrások üledékei lehetnek, amelyek vulkanotektonikus törésvonalak mentén törtek felszínre. Az ásványi anyagokban gazdag forró vízből meszes-kovás üledékek rakódtak le, vagy kicsapódó ásványok cementálták a maar kráterekben lerakódó finomszemcsés tavi üledékeket. A hévforrás-üledékek részben rendkívül jól rétegzettek, a lemezek ritmikus váltakozásával varv jellegű sorozatok keletkeztek. Helyenként gravitációs tömegár üledékek ismerhetők fel, gyakoriak a rétegcsumszamlások (63. ábra), vízkiszökési jelenségek. E rétegzavarok szinszediment földrengések jeleiként is értelmezhetők (NÉMETH et al. in prep.).

5. nap, augusztus 31.



1. megálló Hegyestű, *Monoszló*

(SÁGI TAMÁS)

A Hegyestű a Káli-medence keleti peremén, Monoszló község déli határában található, 336 magas egykori kürtőkitöltő bazanittest. A képződmény jellemzésénél főképp MARTIN & NÉMETH (2004) munkájára támaszkodunk.

Egyik első kutatója volt JUGOVICS Lajos, aki a Balaton-felvidéki bazaltok csoportjába sorolta a képződményt (1968). Értékét viszonylag korán felismerték, már 1961-ben döntés született (JUGOVICS, 1973), hogy a bányászat csak addig folytatódhat, amíg az a Balaton felől nem válik a tájkép rovására. 1984-ben végre az egész Káli-medence tájvédelmi körzet lett, majd egyik központi területévé vált az 1997-ben létrehozott Balaton-felvidéki Nemzeti Parknak.

A bányászkodás szinte félbevágta a hegyet, nagyon szépen feltárva a kürtőkitöltést. A képződmény feküjét alsó triász lemezes mészkő és középső triász dolomit alkotja (JUGOVICS, 1968), ezek, és a magmás test határa 280-300 méteres tengerszint feletti magasságban húzódik, ami vélhetően az egykori paleofelszínt jelöli ki (MARTIN & NÉMETH, 2004).

A Hegyestű javarészt vertikálisan elhelyezkedő, 10-45 cm átmérőjű bazanitoszlopokból áll, melyek felső részén kissé hólyagüreges a kőzet. Ez vagy az egykori olvadék gáztartalmára, vagy az általa bekebelezett, vízgazdag üledékre utal (MARTIN & NÉMETH, 2004). Bár a hűlés során létrejött oszlopok egy horizontálisan nagyobb kiterjedésű olvadéktestre utalnak, a hűlési repedések mintázatában megjelenő szabálytalanságok alapján nem egy kiterjedt lávató, lávalepel, hanem inkább egy kürtő-kráter határán elhelyezkedő lávatömeg lehetett. Nagyon érdekes képződmény tárul fel a Hegyestű északkeleti oldalában. Az erősen hólyagüreges, palagonitosodott bazanitklasztokból és agyaggazdag, sziliciklasztos törmeléket is tartalmazó mátrixból álló tufabreccsa az egykori aktív kürtő peremén jöhetett létre. A feldarabolódás, a szögletes klasztok nagy víztartalmú környezetre utalnak. A palagonitosodás is megerősíti ezt, valamint nagy hőmérsékletű környezetre utal (MARTIN & NÉMETH, 2004).

A Hegyestű a Balaton-felvidék bazaltvulkánjai közül a második legidősebb, WIJBRANS ET AL. (2007) által végzett Ar/Ar kormeghatározás alapján 7,94 +/- 0,03 millió éves a bazanit, KÓTHAY (2009) 220 m lepusztulást feltételez a területen a vulkán kialakulása óta.

A kőzet asztenoszféra eredetű olvadékból kristályosodott, mg# = 64,9; S.I. =23,4; D.I. = 33,3; normatívnefelin = 13,4% (EMBEY-ISZTIN ET AL., 1993), a kőzet uralkodó fenokristálya az olivin (Cr-spinell-, rhönit- és szilikátolvadék-zárványokkal), kisebb mennyiségben klinopiroxén is megjelenik. Az alapanyagot klinopiroxén, plagioklász, olivin és magnetit alkotja (KÓTHAY, 2009).

2. megálló Piroklasztit-feltárás, Szabadtéri színpad, *Szentbékkálla*

(SÁGI TAMÁS)

A feltárást NÉMETH & MARTIN 1999-es, Földtani Közlönyben megjelent cikke alapján ismertetjük.
A képződmény igazi földtani ritkaság, egy hidroklaszt ár üledéke. A név már sejteti, hogy a vulkáni piroklaszt árakhoz hasonló jelenség hozta létre. Kezdetben a nagy erejű freatomagmás kitöréseknek köszönhetően mély maar kráter keletkezett és a kirobbantott kőzettörmelék hidroklaszt ár formájában egy pannon folyó völgyében zúdult dél felé, majd ahogy csökkent a víz és/vagy a feltörő magma mennyisége, a kitörések gyengültek, normál alapi torlóárakat és piroklaszt szórást okoztak. A feltárásban a hidroklaszt ár üledékének völgyi és völgyperemi fáciese is megfigyelhető.
Völgyi fácies:
A képződmény alsó, 2-2,5 m vastag egysége szürke, polimikt, blokk-tartalmú lapillitufa. Tömeges megjelenésű, nem gradált, osztályozatlan, esetenként a magasabb rétegtani pozíciójú részein durván rétegzett. A kőzet mátrixát finomszemcsés, palgonitosodott vulkáni hamu adja. Bezsákolódások, keresztrétegzés nem figyelhető meg, akkréciós lappilli gazdag rétegek és gázkiszökési csatornák viszont igen. Az egy cm-nél nagyobb klasztok 85 %-a litikus elegyrész. A litikus elegyrészek java (70%) 5-25 cm-es mezozoós karbonát klaszt, a kisebbek kerekítettek, a nagyobbak szögletesek. 15-15% a paleozoós kristályos palák és kvarcit valamint a kogenetikus elegyrészek (magmás kőzetek) aránya, előbbiek jellemzően szögletesek, legfeljebb 5 cm-esek. A litikus elegyrészek 5%-a pannon homokkőből áll, akár 35 cm nagy tömbök is vannak köztük, a nagyobbak ezek közül is szögletesek, a kisebbek kerekítettek. A juvenilis elegyrészek egy része trachitos-dácitos, világos színű, enyhén átalakult mikrolitok kerekített hólyagüregekkel, más részük sötétbarna, a bazanittól a bazaltos andezitig terjedő összetételű szideromelán lapilli ovális hólyagüregekkel vagy trachitos szövetű mikrolit.
Peremi fácies:
A felső egység 3-3,5 m vastag, benne jellegzetesen keresztrétegzett, nem gradált lapillitufa rétegek váltakoznak finomszemcsés, akkréciós lappilliben gazdag, síkrétegzett lapillitufával. A fácies alsó részén a nagyobb klasztok mögött csatornakitöltések, a felső részén néhány bezsákolódás is megfigyelhető. A keresztrétegzett rétegekben az 1 cm-nél nagyobb klasztok 95 %-a litikus elegyrész, javuk mezozoós karbonát, méretük akár fél méteres is lehet, kisebb részben jelen vannak pannon homokkő klasztok is. A mátrix itt is főképp palagonitosodott vulkáni üveg. A juvenilis elegyrészek a völgyi fácieséihez hasonlók annyi különbséggel, hogy jóval kevesebb a savanyú kőzetanyag.

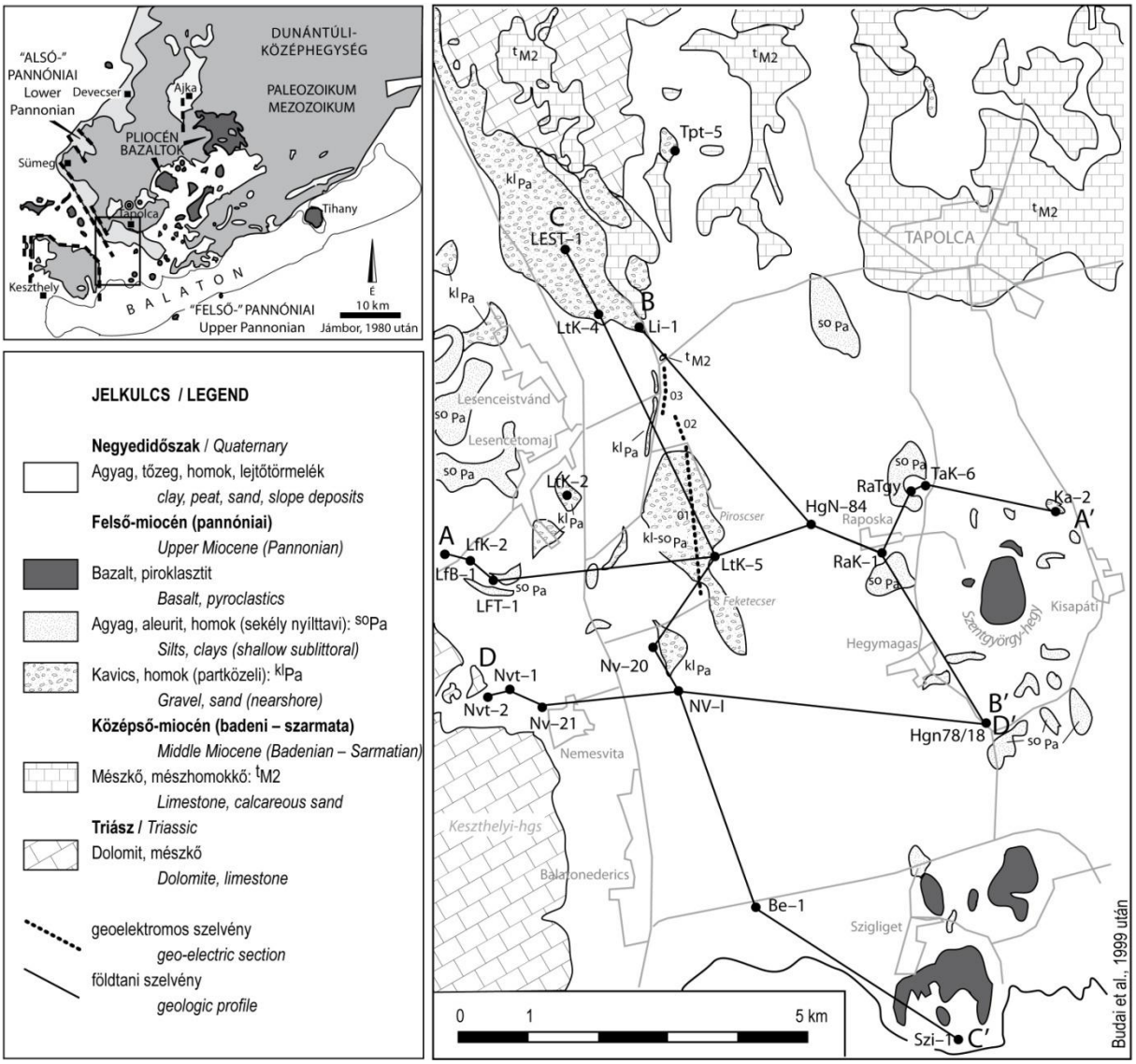
A képződmények értelmezése: az erős freatomagmás kitörés által létrehozott, nagy sűrűségű, laminárisan áramló piroklaszt (hidroklaszt) ár hozta létre a képződmény völgyi fáciesű részét, a peremi fácies kialakulása szintén nagy sűrűségű, de hideg, nedves turbulensen áramló piroklaszt (hidroklaszt) árhoz köthető. A felváltva keresztrétegzett és a síkrétegzett rétegek a heves kitörések okozta piroklaszt árak és a kisebb erejű kitörések során bekövetkezett hamuszórások váltakozása során képződtek. A síkrétegzett lapillitufa nedves hamufelhőből való ülepedésének bizonyítéka a nagy mennyiségű akkréciós lapilli.

A Pannon-tó üledékei a Tapolcai- és a Káli-medencében: bevezetés az 3. és a 4. megállóhoz

(SZTANÓ Orsolya „Lake Pannon deposits around the Balaton, Hungary" – Field Guide (2010) alapján összeállították: a szervezők)

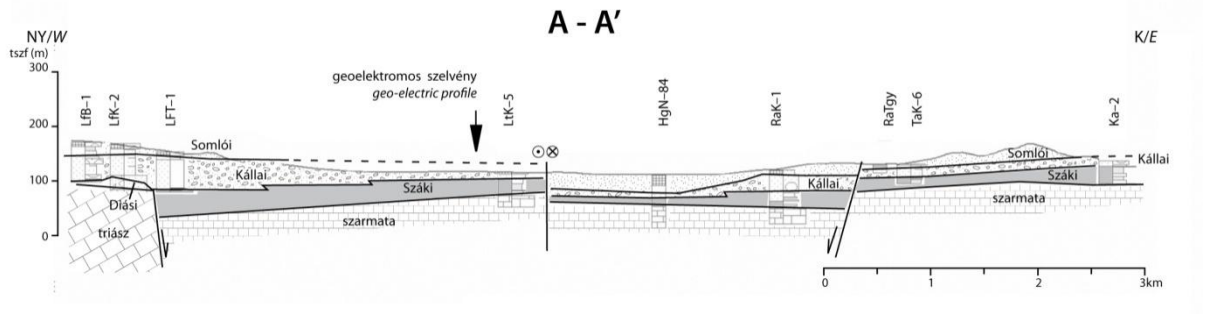
A Kállai Formációnak nevezett kavics, kavicsos homok, tiszta kvarchomokok és homokkövek (64. ábra), melyek mind a Pannon-tóban képződtek, a Keszthelyi-hegység, valamint a Tapolcai- és a Káli-medence közelében bukkannak felszínre. A Kállai Kavics Formáció feküképződményeit triász karbonátok, középső-miocén mészkövek, kavicsos mészkövek és a *Congeria czjzeki*-t tartalmazó Száki Agyagmárga Formáció képződményei alkotják. A Kállai Formációt diszkordánsan a Somlói Formáció

aleuritjai és homokjai, valamint néhány fúrásban a Tihanyi Formáció szenes agyagrétegei követik (65. ábra).



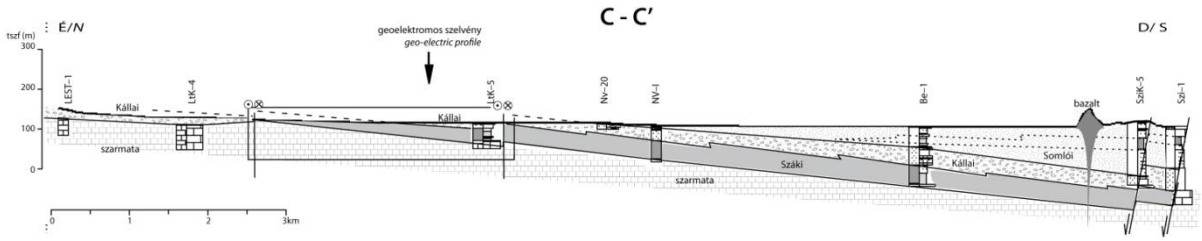
64. ábra A Tapolcai-medence helyzete az észak-dunántúli pannon rétegsoron belül (JÁMBOR, 1980 után). A Tapolcai-medence egyszerűsített földtani térképe (BUDAI et al. 1999 alapján) a fúrások, a geoelektromos- és a földtani szelvények helyzetének feltűntetésével. Az 4. megálló a C pontnál található.

65. ábra Földtani szelvények a Tapolcai-medencében.

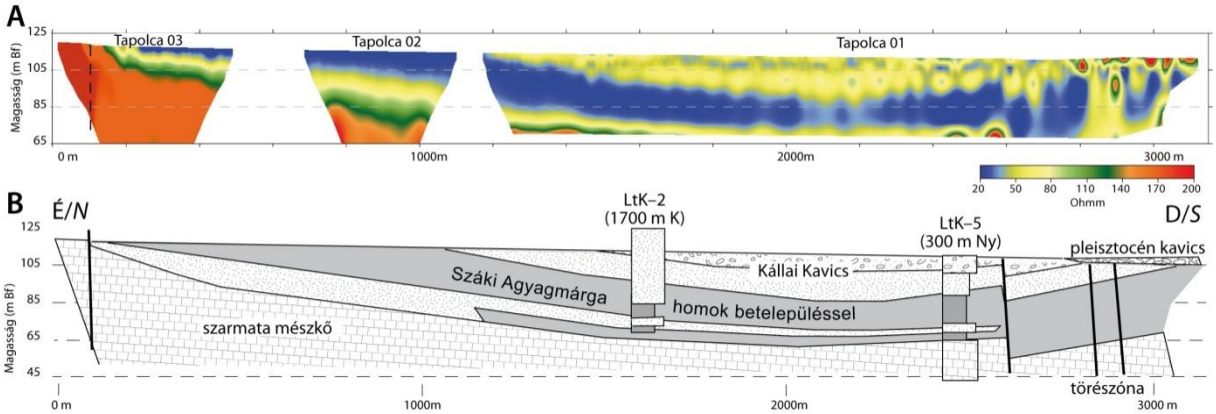


AA': A fő vetők és a Száki, valamint a Kállai Formációk vastagságváltozása csapásirányban.

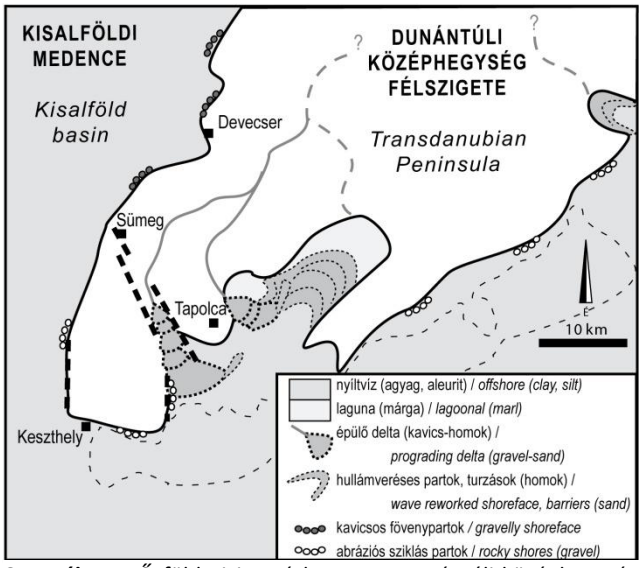
A pannon transzgresszió korai fázisában a Keszthelyi-hegység peremén a triász dolomitokban abráziós part alakult ki (Diási Kavics Formáció). Eközben agyagmárgák képződtek a medencében. Ezután durvaszemcsés kőzettestek jelentek meg (Kállai Kavics Formáció). Tehát a medenceperemi vető, amelyet a Kállai Kavics fed, a kora-pannonban (11,5-10 millió éve) lehetett aktív. A kavicsok lerakódása után egyenetlen szubaerikus (?) denudáció zajlott. A diszkontinuitást a Somlói Formáció képződése követi, ami folyamatos transzgressziót jelez (AA' szelvény, 65. ábra).



CC': A Kállai Kavics transzgresszív helyzete a középső-miocén (szarmata) mészköveken, valamint az agyagmárgákat elválasztó északi medenceperemi (strike-slip?) vető helyzete látható a szelvényen. A kavics progradációja a parttávoli agyagmárgákra folytatódott az öböl déli végén, Szigliget közelében.



66. ábra Geoelektromos szelvények: mért (A) és az értelmezésük (B) a közeli fúrások ábrázolásával. Az északi peremen a vetőt az ellenállás növekedése és a topográfia megváltozása jelzi. Az alacsony ellenállású agyagok (kék) és a nagy ellenállású mészkövek (piros) között közepes ellenállású egységek (sárgától zöldig) találhatóak, amelyek az ábrázolt fúrások szerint homokok és aleuritok.



67. ábra Ősföldrajzi vázlat a Dunántúli-középhegység félszigetének pereméről, kis kavicsos delták, hullámzás által átdolgozott homokos és sziklás partok feltűntetésével. Kb. 10 millió évvel ezelőtti állapot.

A Tapolcai-medence késő-miocén üledékképződési történetét a következőképpen lehet rekonstruálni (CSILLAG et al. 2010; SZTANÓ et al. 2010; TÓTH et al. 2010). Kb. 11-10 millió éve, amikor a Száki Agyagmárga alsó része képződött (60. ábra), a jelenlegi Dunántúli-középhegység területe egy nagy félsziget volt a Pannon-tóban (56. és 67. ábra). A déli pereménél egy kicsi tektonikailag preformált öböl jött létre. Kb. 10 millió évvel ezelőtt a tó észak felé transzgradált a tó vízszintjének relatív emelkedése miatt, és az újonnan elárasztott területeken kisméretű durvaszemcsés deltákat (Kállai Formáció) kezdtek építeni a Dunántúli-középhegység félszigetének vizeit levezető kis folyók. A félsziget pereme mentén számos elkülönülő, de egyidős

kavicsos hullámveréses parti üledék (Kisbéri Kavics Formáció) és sziklás part (Diási Kavics Formáció) képződhetett. A nagyobb folyók belépési pontjai közelében az üledékképződés sebessége kiegyenlítette vagy akár felül is múlta a tószint emelkedését, így a kavicsos-homokos delta testek a hullámbázis alatt képződött agyagokra progradáltak. A durvaszemcsés delták előtt az aleuritok és agyagok lerakódása folytatódott, ezért a Kállai és a Száki Formációk részben egyidősek a Tapolcai-medencében (60. ábra).
Kb. 9,5-9 millió évvel ezelőtt jelentős változás következett be. Korábban az üledékek kisebb helyi forrásokból származtak (pl. a Dunántúli-középhegység félszigetéről), később, a Kisalföld feltöltődését követően, az üledékek az Alpokból és a Nyugati-Kárpátokból származtak. A fő északnyugati vízhálózat a Pannon-tavat kiterjedt deltalebeny formájában érte el, amelyet a Somlói Formáció kőzetlisztes-homokos rétegei reprezentálnak (prodelta és deltafront területek). A progradációval egyidőben 9-8 millió évvel ezelőtt a Tihanyi Formáció deltasíksági képződményei jelentek meg. A fedő alluviális üledékek a terület negyedidőszaki kiemelkedése során szállítódtak el.
Fontos kihangsúlyozni, hogy a Száki Agyagmárga, a Kállai és a Kisbéri Kavics ugyanazon transzgressziós esemény során jöttek létre, a forrásterületük is azonos volt, a kőzettani összetételük is csaknem azonos, azonban az üledékek lerakódási sebessége eltért. A biosztratigráfiai felosztás szerint 10 millió évvel ezelőtt, egyidejűleg képződhettek (CSILLAG et al. 2010). A Száki Formáció azonban nem csak helyi üledék, hanem az Endrődi és az Algyői Formációkkal megfeleltethető. Ebből következik, hogy az általa közrefogott idő az egész Pannon-medencében késő-miocén.

3. megálló Kőtenger: nagy energiájú hullámveréses part a Kállai Kavicsban, *Szentbékkálla*

(SZTANÓ Orsolya „Lake Pannon deposits around the Balaton, Hungary" – Field Guide (2010) alapján összeállították: a szervezők)

Fekvés

A szentbékkállai Kőtenger a Balaton vidékének egyik legfestőibb helyszíne nagy sziklatömbjeivel. A Dunántúli-középhegység délnyugati peremén, Tapolcától keletre, a Káli-medencében található. A konglomerátumok és homokkövek a Kállai Kavics Formáció részét képezik, bár a Káli-medence pereme körül erősen cementáltak kova által. Máshol ezeket a rendkívül kemény kőzeteket malomkőnek fejtették, ez az egyetlen helyszín, ahol a természeti szépségük érintetlenül megmaradt. A Kállai Formációt a Káli-medencében laza homok is képviseli (BUDAI et al. 1999), melyet üvegipari céllal bányásztak.

A Káli-medence pannon üledékei

A Káli-medence aljzatát permi vörös homokkövek és triász karbonátok képezik, melyet a Pannon-tó üledékei diszkordánsan követnek, pl. a Száki Agyagmárga és a Kállai Kavics (JÁMBOR 1980), melyeket számos helyen pliocén bazalt lávák és piroklasztikumok fednek. Az üledékek teljes vastagsága 35-40 m körüli. Kora megegyezik a Tapolcától keletre található képződmények korával, melynek helyzetét a fosszíliákban gazdag fekü és fedő rétegek alapján határozták meg. Itt a Káli-medencében a konglomerátumok fosszíliákban szegények, azonban a védőréteg alatt található laza homokok tartalmaznak molluszka maradványokat, *Congeria cf.subglobosa pancici, Lymnocardium cf. soproniense, Unio atavus and Melanopsis sp.* lenyomatokat és kőbeleket (pl. a szomszédos mindszentkállai kőfejtőben, MAGYAR 1988). Néhány növénymaradvány, levelek és fenyőtobozok is előkerültek, csakúgy, mint nyomfosszíliák (BABINSZKI ET AL. 2003). Egyszerű függőleges, U és Y-alakú járatok, kicsi tölcsérszerű formák, valamint vertikális és kacskaringós járatokat is leírtak Hegyesdnél és Kisörspusztánál. A Skolithos ichnofácies lakusztris megjelenésére utal a nyomok kis diverzitása, a lakásnyomok (domichnia) uralkodó volta *Skolithos isp.*, *Polykladichnus isp.* és *Arenicolites isp*. formájában. A homok üledékes szerkezetei arra utalnak, hogy a hullámveréses part közelében erősen felkeveredhetett a víz. A hullámbázisnál a viharok során képződött üledéket csendesebb periódus követte beásó életmódot folytató bióta megjelenésével, míg a hullámveréses parton kavicsos homok és kavics rakódott le.

A Kőtenger üledékes fáciesei
A jól osztályozott, kova cementanyagú finom homok és uralkodóan 2-3 cm-es átmérőjű kvarcit kavicsokat tartalmazó konglomerátum kovatartalma meghaladja a 98%-ot. A cementáció olyannyira erős, hogy ahelyett, hogy a kőzet a szemcse és a cement határán válna el, többnyire a kvarcit kavicsok törnek el a mechanikai hatások következtében. Meglehetősen nehéz az üledékes szerkezetek felismerése, bár a kis szögű keresztrétegzés, a sík lamináció, a kavicsok láncolata és zsindelyessége hullámmozgatásra utal. Esetenként néhány 3-4 m vastag kavicsos réteg meredek dőlést mutat, de olyan magas homlokrétegeket, mint amilyen Billegénél van, itt nem találtak.

Értelmezés
A környezet részletes rekonstrukciója nehéz, bár egy nagy energiájú progradációs part némi üledékbehordással (pl. a kisebb, laposabb, sekélyvízi kavicsos deltalebenyek) feltételezhető.
A kovacement eredetére háromféle elmélet létezik. Az első elmélet szerint a laza, törmelékes sorozatot forró, kovában gazdag oldatok cementálták a pliocén bazalt vulkanizmus utolsó fázisa során. A második magyarázat paleohidrológiai változásokat feltételez, mégpedig a tószint esésével egyidőben a forrástevékenység és édesvízi beáramlások felerősödését. A harmadik elmélet a cementációt jóval a lerakódás utáni klímaváltozással magyarázza. A nedves és száraz periódusok változása során a talajvízszint fluktuált és bizonyos topográfiai helyzetben kovás kérgek (szilkrétek) alakultak ki. A cementált kőzetváltozatok (Kőtengerek) magassága a Káli-medencében ez utóbbi elméletet támasztja alá.

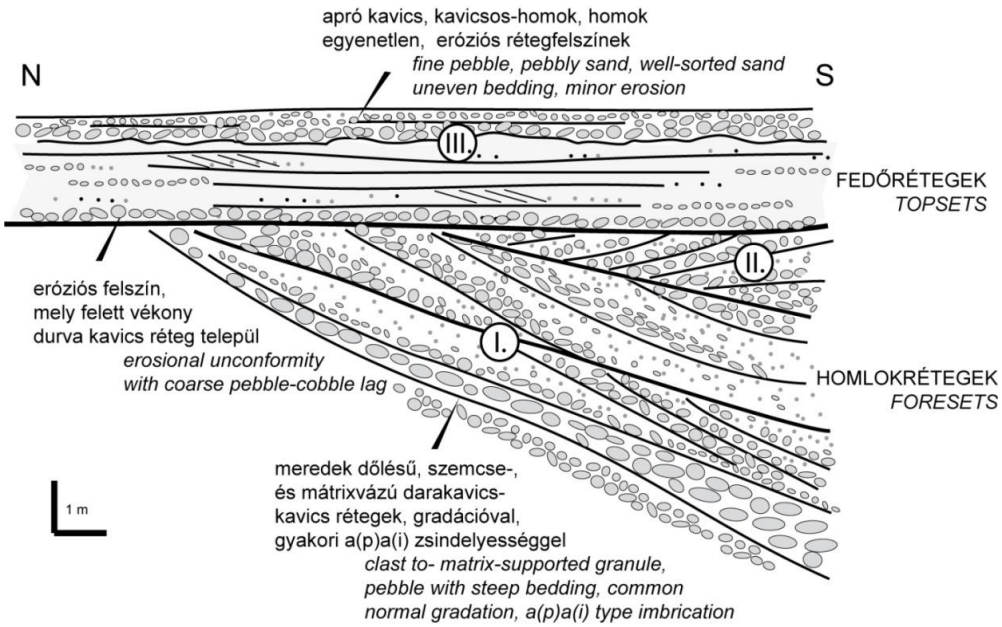
Negyedidőszaki történet
A transzgresszió előrehaladtával a Kállai Formáció betemetődött, majd a későbbi delta és alluviális rendszerek üledékei is befedték. A pliocén elején a Dunántúl kiemelkedésének megkezdődésével az üledékes fedő lepusztulása is megkezdődött, még a bazaltvulkanizmust megelőzően (5,4-2,6 millió évvel ezelőtt). Az üledékes fedő többi részét egészen a kovával cementált horizontig a kora-pleisztocén idején uralkodó erős periglaciális szelek távolították el. Be-izotóp vizsgálatok alapján a kvarcit homokkövek és konglomerátumok 1,5 millió éve temetődtek ki (FODOR és CSILLAG, szóbeli közlés). A felszínüket a szél barázdálta és csiszolta. Máshol vékony talajréteg alakult ki rajtuk és a gyökérsavak kis tavacskákat – madáritatókat – oldottak a kőzetbe.

4. megálló Ready-Mix kavicsbánya: Gilbert-típusú delta, Kállai Kavics Formáció, *Lesencetomaj*

(SZTANÓ Orsolya „Lake Pannon deposits around the Balaton, Hungary" – Field Guide (2010) alapján összeállították: a szervezők)

A Kállai Kavics, amely diszkordánsan fedi a Dunántúli-középhegység DNy-i peremét, Lesenceistvánd és Uzsabánya közelében nagy, aktívan fejtett és kisebb, felhagyott kőfejtőkben bukkan felszínre (64. ábra). Ezekben a kavics feltárásokban három fő szerkezeti egység különíthető el a fácies, a rétegdőlés, valamint az ezek geometriai viszonyai (fellapolódási és lelapolódási felszínek, és/vagy eróziós csonkulások) alapján (68. ábra, SZTANÓ et al. 2010).

Üledékes fácies
Az alsó egységek (I. és II.) főképp szemcsevázú konglomerátumból épülnek fel. A szemcseméret a durva kavicstól a közép és apró kavicson át a darakavicsig változik. Szövete többnyire szoros illeszkedésű, mátrix-mentes. Esetenként gyengén osztályozott homokos kavics réteg is közberétegződhet. A homoktartalmú változatok szürkék, míga homokmentes rétegek erősen színezettek, akár vas-oxiddal cementáltak is lehetnek (69. ábra).

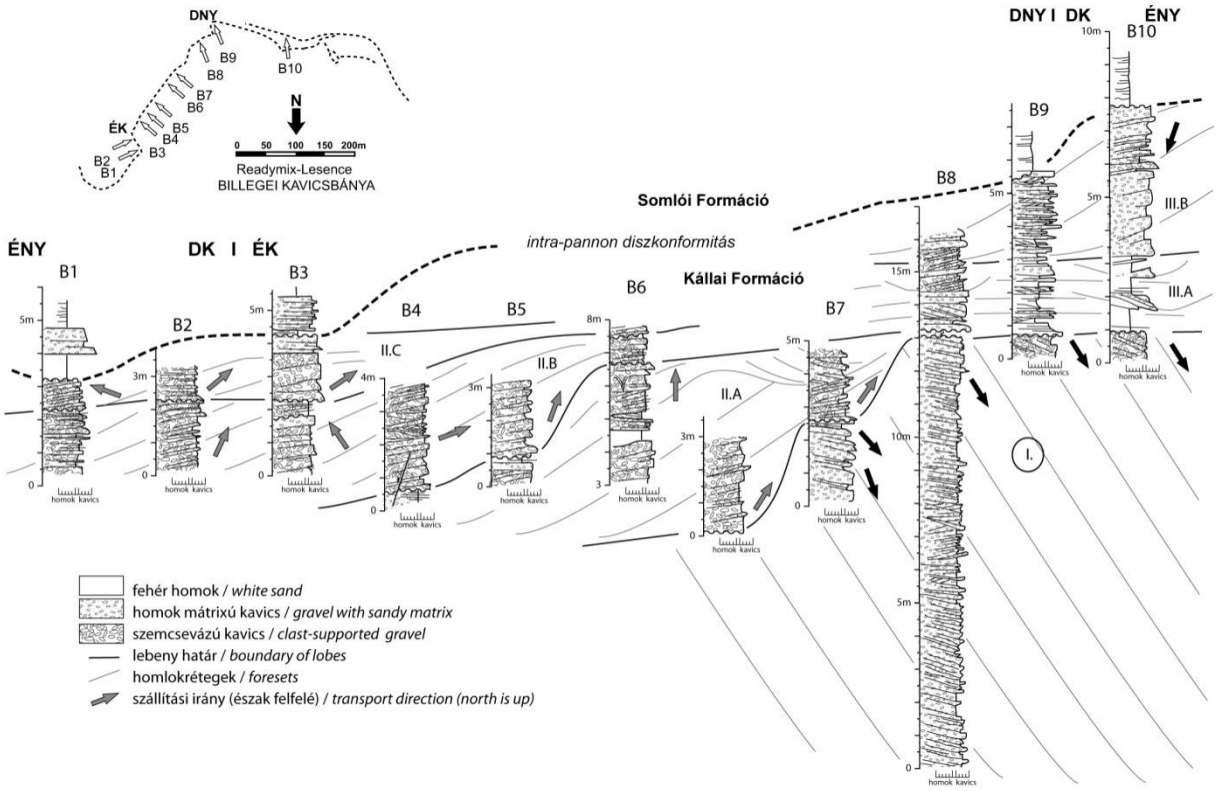


68. ábra A Kállai Kavics egyszerűsített szedimentológiai szelvénye. Az eltérő dőlésszögű és irányú rétegek egy sekélyvízi Gilbert-típusú delta homlok- (I.) és fedőrétegeiként (III.) keletkeztek. A billegei kavicsbánya déli részén ugyanakkor egy olyan egység található, mely homlokrétegei (II.) ellentétesen dőlnek és eredetük az egyszerű progradáló delta modellel nem magyarázható.

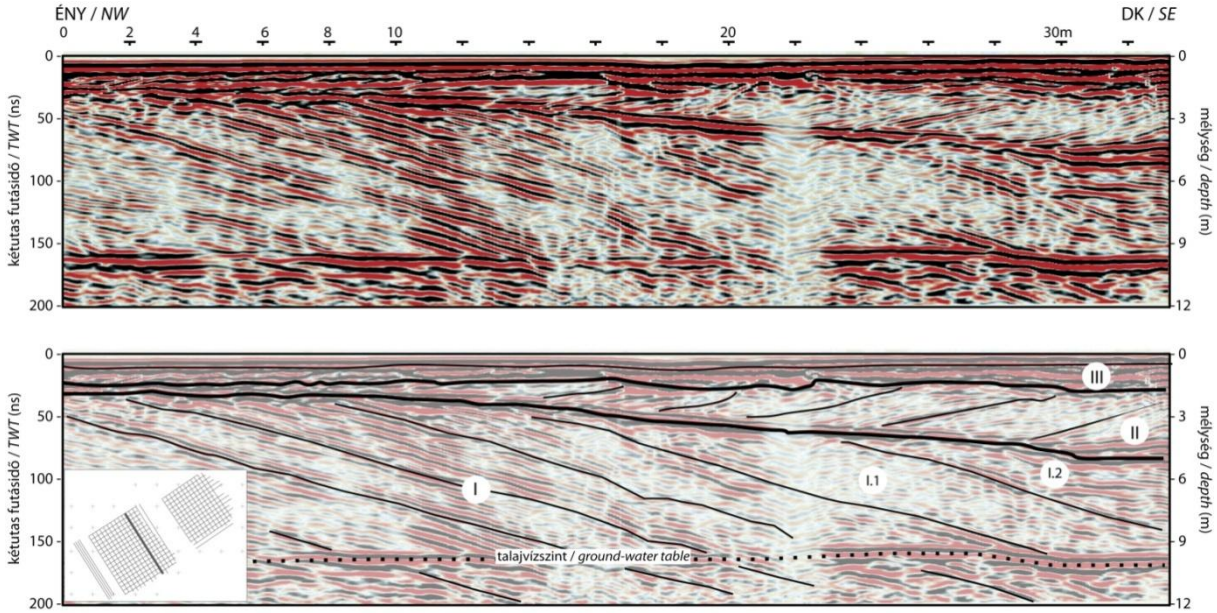
Gyakori az erős a(t)b(i)-típusú zsindelyesség. A törmelék szemcsék b-tengelye felfelé dől a meredek rétegfelszínhez képest, tehát a szemcsék majdnem vízszintesen fekszenek. Az egyes rétegeken belül az osztályozottság jó, gyakori a normál gradáció, valamint a kavicsok mérete a lejtőn felfelé is csökken. A rétegek vastagsága 0,2-0,8 m, a dőlésük nem állandó, előfordulnak kisebb szögeltérések, valamint lelapolódások. Esetenként csuszamlások és visszafelé dőlő rétegek is előfordulnak. A két alsó egység csak vastagságukban és a szállítás irányában különböznek egymástól. A legalsó egység (I.) 4-15 m vastag DNy-i, D-i és DK-i dőlésirányokkal, a fedőréteg (II.) vastagsága csupán 1-5 m és ÉK-i dőlésirányokat mértek. Ez utóbbi csak a bánya délkeleti falában volt megfigyelhető.
A legfelső egység (III.) nagyon jól osztályozott, fehér apróhomokból és kavicsos homokból épül fel, esetenként dm-es nagyságú keresztrétegzettséggel. Ezt az egységet kizárólag vízszintes kötegek építik fel és diszkordánsan követi az alsóbb egységeket.

GPR fáciesek

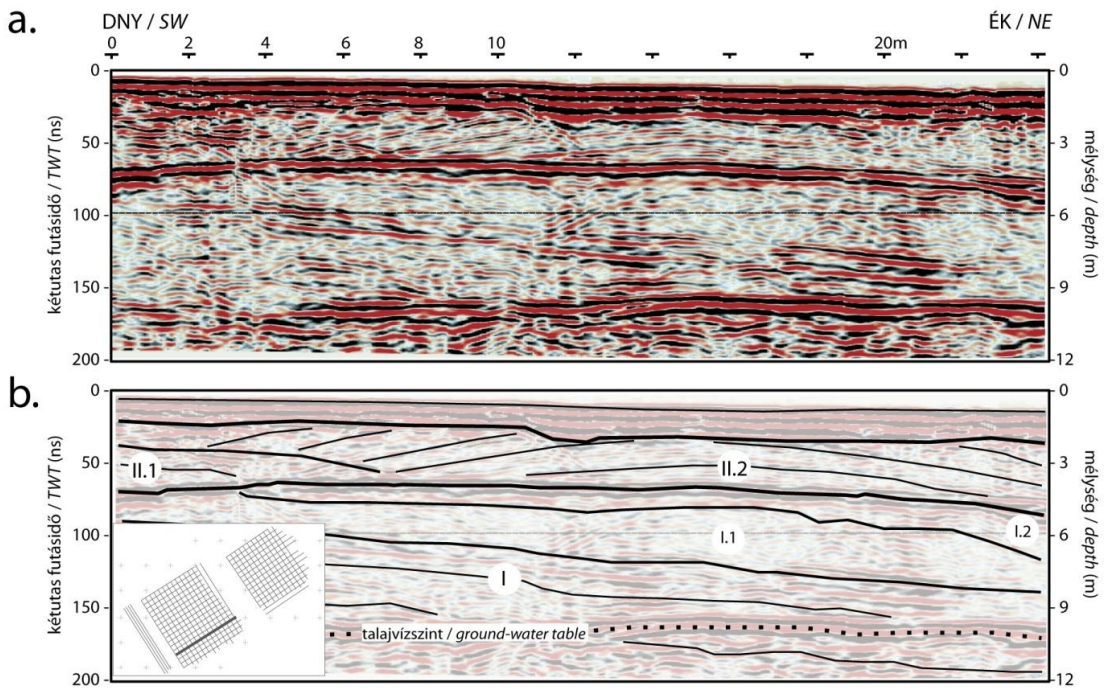
A billegei kavicsbányában földradar méréseket (GPR – ground penetrating radar) végeztek a deltatest szerkezeti felépítésének felderítésére (TÓTH et al. 2010). A GPR képek ellenőrzése az elmúlt öt évben készült földtani szelvények és fotók nyújtottak lehetőséget. Az adatokat három 30 m x 30 m-es pszeudo-háromdimenziós hálóban, 2 m-es hossz- és keresztirányú szelvénytávolsággal mérték. A GPR méréseket egy Zond-12e típusú radarral végezték, csokornyakkendő (bow-tie) antenna adó-vevő felhasználásával 300 MHz-en. A csatornák közötti távolság 0,2 m volt. Az alapvető feldolgozási lépéseket követően (sávszűrés, amplitúdó-visszaállítás és statikus korrekció) a GPR adatok értelmezése a Landmark GeoGraphix szoftvercsomag segítségével történt. Az irodalmi adatok, illetve a talajvízszint mélysége alapján a mélységkonverzióhoz 0,12 m/ns sebességértéket használtak.



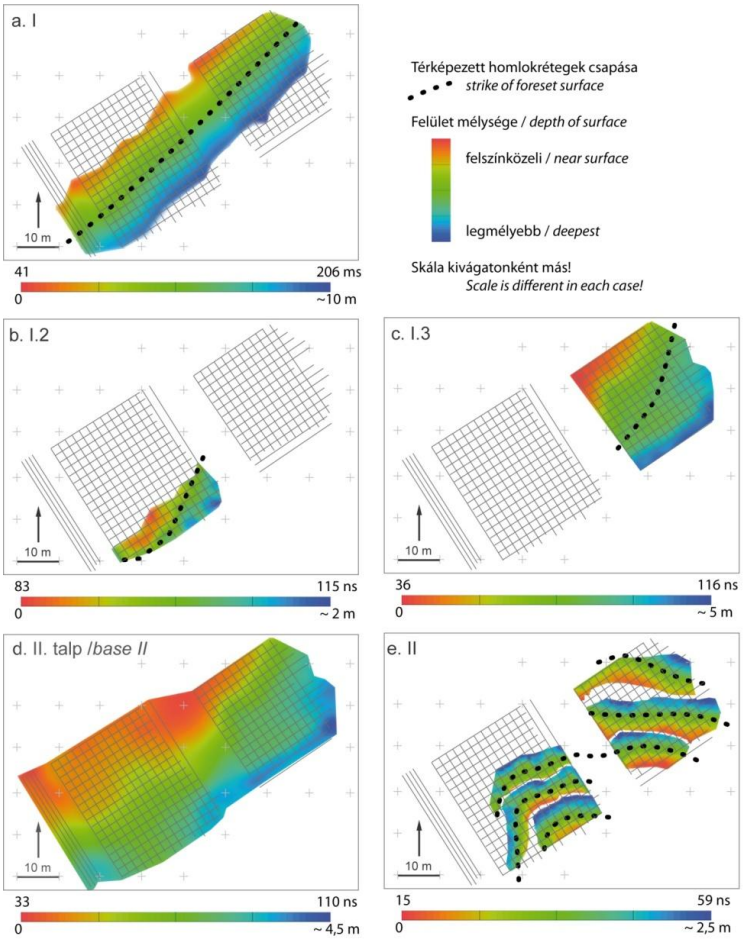
69. ábra A billegei kavicsbánya üledékes szelvényei és azok korrelációja (2001-es megfigyelések). A vastag nyilak az egyes kötegekben mért dőlésirányokat, azaz a kőzettestek kiépülésének, vándorlásának irányát mutatják. Az I. egység legalább 12 m vastag és a homlokrétegek DK-felé dőlnek. A bánya másik oldalán az előbbire éles lelapolódási felszínekkel települő 3-8 m vastag K, ÉK-i dőlésű kötegek (II. A-C) figyelhetőek meg. Mindkét egységet szemcse- és mátrix-vázú kavics és homokos kavics építi fel. A meredek homlokrétegek (I. és II.) egyes helyeken felfelé összefogazódnak a vízszintes rétegekkel (IIIA), másutt éles eróziós felszín választaja el a I-II és III egységeket. A Kállai Kavicsot a fiatalabb pannóniai aleuritos homok (Somlói Formáció) követi diszkordánsan.



70. ábra A progradáció irányával párhuzamos GPR szelvény és értelmezése. A dél felé dőlő meredek reflexiók a delta homlokrétegei. Eróziósan, lapos szögben lenyesett felszínük erős reflexió, melyre északias dőléssel, lelapolódásokkal következik a II. sorozat. Mindkettőt a III. egység vízszintes reflexiói fedik. Az egykori szállítási irányok kismértékű eltérésére lehet következtetni az I.1 és I.2 alegységek változó dőlései alapján. A 2 m-nél megfigyelhető gyenge, majdnem „üres” függőleges zónát egy közeli homokkal kitöltött üledékes telér okozhatja.

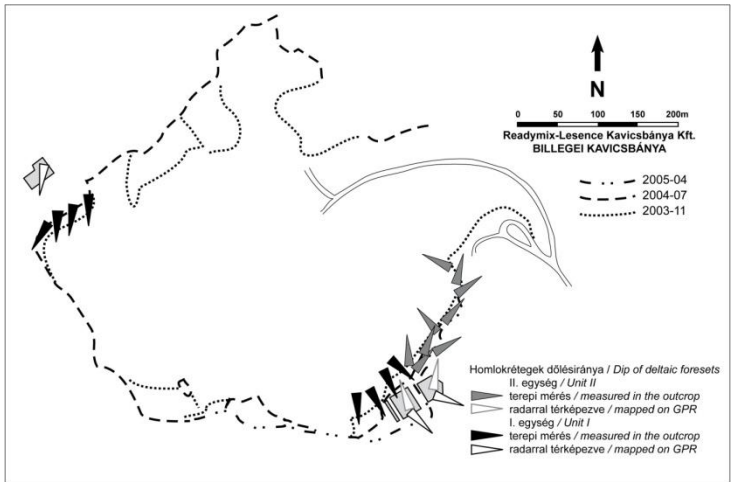


71. ábra A progradációs irányhoz képest csapásirányú GPR szelvény (a) és értelmezése (b). Az I. egység dőlése egységesen kicsi, ezzel ellentétben a a II. egységet két lelapolódó lebeny építi fel. A II.2 alegység szélessége 30 m-re becsülhető.



72. ábra Az I. egység kiválasztott horizontjainak idő-mélység térképe (a) DK-i, D-i dőlésirányokat mutat, viszonylag egyenes csapással. (b) Az I.2 alegység dőlése néhány fokkal eltér a fő tendenciától, valamint enyhén ívelt csapás jellemzi. (c) Az I.3 alegység szintén KDK-i irányba dől, azonban nagyon kis szöggel. (d) A II. alegység bázisa párhuzamos a fekü I.3 alegységgel vagy kis szöggel lenyesi az I. egység más részeit. A II. egységen belül (e) a reflexiók csapása erősen ívelt, 20-30 m széles, meredeken észak felé dőlő felszíneket tár fel.

A reflexiók elvégződései, valamint az amplitúdó- és folytonosság változások alapján a radarszelvényeken három fő egységet lehetett elkülöníteni (70., 71 ábra). A legalsó egységet (I.) erős, meredek, ferde reflexiók jellemzik, ami még a talajvízszint alatt is, legalább 12 m-es mélységig látható. Ezeknek a felszíneknek a 3D-s térképezése egészen egyenes, egyenletesen DK-felé dőlő síkokat adott (72. ábra), ami összhangban van a legalsó üledékes fáciesegység dőlésével. Az alegységeket (I.1 és I.2) a kaotikus reflexiós jellegek és/vagy a rálapolódó reflexiók alapján lehet elkülöníteni. A mérési háló DK-i részén az I. egységet egy nagy amplitúdójú, kis szögű reflexió metszi, ami az ellentétesen dőlő reflexiók (II. egység) akár 3 m-es magasságú lelapolódási felszíne. A II. egység DK-felé kivastagszik, míg a 3D-s térképezés néhány tíz méteres kiterjedésű ívelt felszínek sorozatát mutatta ki, amelyek É, ÉK-felé vándorolnak (72e ábra). Ezek a reflexiók a II. üledékes fáciesnek felelnek meg. Mindkétreflexiós sorozat felett horizontális reflexiókat (III.) észleltek, amelyek a legfelső vízszintes településű rétegnek felelnek meg.

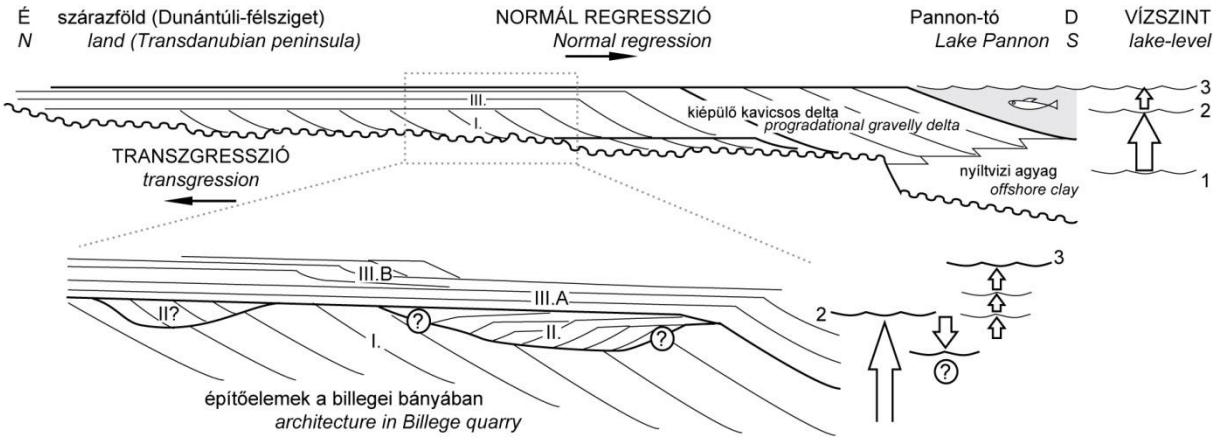


73. ábra A dőlések egyszerű terepi mérésekkel, valamint a GPR szelvények reflexióinak kitérképezésével kapott paleo-szállítási irányok jó egyezést mutatnak. A II. egység dőlésirányaiból (szürke nyilak) arra lehet következetni, hogy a lebenyek először észak felé vándoroltak, majd kicsit később fordultak ÉK-felé.

A dőlésirányok a terepi mérésekkel kiegészített GPR megfigyelések alapján D-i, DK-i szállítási irányt mutatnak (73. ábra), melyben csupán apró eltéréseket lehet megfigyelni, azonban ez is elég ahhoz, hogy az egyes lebenyek közötti reflexió elvégződéseket kimutassa. Megfigyelhető, hogy helyenként a, meredeken dőlő egyenes rétegeket egy lapos szögű felszín erodálja. Efelett a felszín felett mind a szállítási irányban, mind a meredeken dőlő réteg magasságban és kiterjedésben jelentős változás figyelhető meg.

Üledékképződési környezetek és tó vízszint változások

A meredeken dőlő kavicsos rétegek sekélyvízi, Gilbert-típusú delta homlokrétegeiként értelmezhetők, melyek a vastag alsó egységek esetében délfelé, a középső egységek pedig furcsán oldalirányba, ÉK-felé progradálnak. A felső egység horizontális rétegei a lapos deltasíkságon rakódtak le. Ezek az egységek a delta fejlődésének különböző fázisait reprezentálják. A legalsó egység a relatív vízszintemelkedés első, 10-20 m-es nagyságú lépését mutatja, amelyet a nagy mennyiségű üledék behordása miatt deltaprogradáció követ (74. ábra). A deltafront legalább 500 m széles lehetett néhány száz méteres sugárral. Az előzőleg lerakódott fő deltalebenyeken helyenként kialakult kis szögű eróziós felszínek néhány méteres amplitúdójú tó vízszintcsökkenésre utalhatnak. Az így keletkezett akkommodációs teret kisebb, 30-50 m széles, a fő lebenyekhez képest oldalirányba (ÉK) vándorló kisebb lebenyek töltötték ki. Az aggradáló fedőrétegek folyamatosan és fokozatosan emelkedő tó vízszintet jeleznek (74. ábra), amelyet aztán az üledékképződés újra kiegyenlített és a delta a némileg mélyebb Tapolcai-öbölbe érkezett. A számos kisléptékű deformációs szerkezetet (csuszamlási, csúszási, víztelenedési) a gyors üledékképződésre utal. Jelentős szinszediment vetők ezidáig nem ismertek . Ebből következik, hogy rekonstruált vízszintváltozások az egész medence területén bekövetkező süllyedésne,k valamint az éghajlat megváltozásának (megnövekedett nedvesség) következménye..



74. ábra A Tapolcai-medence északi részén azonosított Gilbert-delta egyszerűsített felépítése és a nagyobb egységek kapcsolta a Pannon-tó vízszintjének kisebb változásaival. A kezdeti transzgressziót nagy mértékű üledékbehordás miatt normál regresszió követi, miközben a Pannon-tó relatív vízszintje kisebb megszakításokkal emelkedett. A billegei bányában először felfelé nem gyarapodó, progradáló homlokrétegeket találunk (I.), melyek stagnáló vízszintet jeleznek. Majd a II. egység feltehetőleg egy kisebb vízszintemelkedés okozta erőltetett regresszióhoz köthető. Az ezt követő aggradáló és progradáló deltaegységek (III.) a megújjuló vízszint emelkedést bizonyítják.

5. megálló homokbánya, *Kővágóörs*

Feladat: a megfigyelt jelenségek lerajzolása, értelmezése

75. ábra A kővágóörs melletti homokbánya (F: Erőss Anita)

6. nap, szeptember 1.

1. megálló Szár-hegy, *Polgárdi*

(JÓZSA SÁNDOR – SÁGI TAMÁS)

Jelen kirándulásvezetőt a DUNKL ÉS MTSI. (2003) által készített szakmunka és az azóta vezetett terepgyakorlatok során megfigyeltek alapján, a kötelezően beadott hallgatói terepgyakorlati jegyzőkönyvek segítségével készítettük el.

Névértelmezés

A szár szó régi nyelvünkben "tar, kopasz" jelentésű is volt. "Szár (= kopasz) László" (http://meszotar.hu/keres/szár) Árpád vezér unokája, I. András és I. Béla apja. Tehát a Szárhegy ma jobban érthetően Kopaszhegy vagy Tarhegy.

Földtani helyzet

A polgárdi Szár-hegy a közép-magyarországi szerkezeti övben helyezkedik el, ebben az övben bukkannak felszínre (a Balaton-felvidék, Balatonfőkajár, Füle, Polgárdi, Velencei-hg. felszíni előfordulások részeként) a Bakony rétegsorának legidősebb ismert képződményei (DUDKO, 1988).

A rétegsor rövid leírása

Az üledékes rétegsor fosszíliákkal dokumentáltan az ordovíciumban kezdődik (Balatonfőkajári Fillit); az ópaleozoikum nagy részét metapélitek teszik ki (LELKESNÉ FELVÁRI, 1978). A Polgárdi mészkő, melyet a kőbánya jelentős hosszban feltár, devon korú, sekélytengeri környezetben képződött. Ebbe a mészkő-márvány összletbe permi riolit és triász andezit telérek nyomultak (VENDL, 1924-26; DUNKL, 1983). A kőzetek felszínére és karsztos üregeibe pleisztocén homok és konglomerátum települ.

Megközelítés (76. ábra)

Polgárdi Ipartelepek vasútállomástól a vasúti sínek melletti aszfaltúton ÉNy-felé haladva elérjük a bányaüzem bejáratát, majd további kb. 40 méter után derékszögben jobbra fordulva, a köves úton fölfelé haladva elérjük az úttal párhuzamosan hosszan elnyúló bányaudvart a megjelölt helyszínekkel.

76. ábra A kép alsó széle közepén van Polgárdi Ipartelepek vasúti megállója. Kék pöttyökkel a megközelítési útvonal, piros számokkal a bányabeli főbb megállóhelyek láthatók. (ANTAL BÁLINT, ter. jel. 2011.)

A képződmények leírása

1. Ordovícium-szilúr fillit (2. és 4. helyszínek, 76. ábra)

Mélytengeri képződésű agyagkő kis hőmérsékletű regionális metamorfózisával keletkezett vékonylemezes, sötétszürke, fényesen csillogó, igen finomszemcsés, erősen gyüredezett kőzet. Felszíni mállás hatására világos vörösbarna elszíneződést, kifakulást mutat. A kőfejtő hátsó végében (4. helyszín) mészkő testek közé tektonikusan beékelődve, lefelé kiékelődő, fölül kb. 10 méter szélességben felszínen is feltárva ék alakú testként jelenik meg. A pleisztocén konglomerátum törmelékanyagának kis mennyiségű alkotója (2. helyszín)

2. Devon mészkő-márvány (a bánya teljes területén)

Sekélytengeri képződésű, vastagpados, általában fehér vagy világos színű, nagy tisztaságú, finomszemcsés mészkő. Csak helyenként és kismértékben dolomitosodott (HORVÁTH & ÓDOR, 1989). Néhol az üledékes környezetre jellemző loferitek is jól megőrződtek, de metaszomatikus és kontakt hatásokra történt durva márvánnyá való átkristályosodása sem ritka (KISS, 1951, HORVÁTH & ÓDOR, 1989). Helyenként erőteljes tektonikus breccsásodást mutat. Az akár méteres kiterjedésű hálózatalkotó kőzetrésekben metaszomatikus képződésű fenn-nőtt, főleg tűs-sugaras, gyakran átlátszó kalcitkristály-halmazok jelennek meg. Önálló, 10-20 cm vastag telérekben 10 cm élhosszt is meghaladó, szürke-fehér, gyengén áttetsző, romboéderes, benn-nőtt kalcit kristálykitöltések is előfordulnak. Egyes repedések falán fenn-nőtt jogarkalcit is előfordult.

3. Perm riolit (1. helyszín, 76. ábra)

A kb. 10 méter vastag, közel függőleges, KÉK – NyDNy-i csapásirányú telérkőzet mészkőbe települése több kibukkanás alapján is megfigyelhető. Kontakt hatása nem figyelhető meg, határa tektonikusan zavart. Anyaga világossárga, erőteljesen átalakult, igen finomszemcsés alapanyagot tartalmazó, porfíros szövetű kőzet, porfíros elegyrészként nagyon kevés gömbölyded, max. ½ cm-es átmérőjű kvarcot, jelentős mennyiségű, nehezen megfigyelhető, erősen agyagásványosodott földpátot és kévés, erősen kifakult, néhány mm-t is elérő biotitot tartalmaz. Gyenge piritesedés és kovásodás is tapasztalható, a repedések felületén gyakoriak a Mn-dendritek.

4. Triász andezit (3. és 4. helyszínek, 76. ábra)

A kőfejtő számos ponton tárt fel szabálytalan alakú apofízákat, illetve 1-6 m széles andezit teléreket, amelyek közül a leghosszabb ÉK-DNY-i csapású. A felszín alatti előfordulásokat részben KISS (1954) írta le a szabadbattyáni galenitbányában, részben 5 mélyfúrás érte el, illetve helyzetüket mágneses mérések segítségével lehetett kimutatni (HORVÁTH & ÓDOR, 1989). Az andezit általában kékesszürke színű, a 3-5 mm-es méretet elérő porfíros elegyrészek jól felismerhetőek benne. A földpát tejfehér, erősen átalakult, vékonycsiszolatban láthatóan nagyrészt erősen szericitesedett plagioklász. A hornblende gyakran mutat frissen csillanó hasadási lapokat. A mikroszkóp alatt melegbarna színű amfibol zömmel Mg-hastingsites hornblendének sorolható be LEAKE (1978) amfibol nevezéktana

alapján. Az ortopiroxén és kevés klinopiroxén fenokristályok csak igen kis számú reliktumban maradtak meg üdén.

4.1 Propilitesedés

Az intenzív hidrotermális hatásokra a színes elegyrészek fő tömege másodlagos ásványokká alakult. A szkarnos zónáktól távolabb eső részeken az andezit propilites jellegű átalakulása albit, aktinolit-tremolit, epidot, klinozoizit, klorit, nontronit, biotit, glaukonit és karbonát összetételű pszeudomorfózákat hozott létre a színes elegyrészekből. Az alapanyag csak kis foltokban őrizte meg a magmás, mikroholokristályos szövetét. Eredetileg földpát, barna amfibol és kevés piroxén alkotta, de általában teljesen elvesztette magmás bélyegeit. Főleg kvarcból, másodlagos albitból, szericitből, kloritból és hedenbergitből áll, gyakran tartalmaz pirit hintést.

4. 2 Az andezit fontosabb zárványai

Az andezittelérek (különösen a felső bányaszint északkeleti oldalán feltárt hosszú fal) változatos összetételű zárványokat tartalmaznak.

a) A **mikrodiorit** gyakori zárványtípus. Mérete néhány mm-től akár 15 cm-ig is terjedhet. Holokristályos-mikroholokristályos szövetű, cm-t meghaladó hosszúságú amfibol oszlopokból, hipidiomorf plagioklászból valamint kevés piroxénből és titanitból áll. Jellemző, hogy mindig üdébb, mint a befoglaló andezit. Genetikailag az andezit telérekhez rendelhető, egy korábbi intrúziós fázis feltöredezett fragmentumainak tartjuk.

b) A **metaszomatizált agyagpala** az előbbinél kisebb méretű, de szintén gyakori zárványtípus. Nem állapítható meg, hogy a darabjai üledékes, anchi- vagy epizónás metamorf összletből származnak, mert teljesen átkristályosodott; a zárványok belsejét magmás hatásra képződött üde, orientálatlanul elhelyezkedő, vörösbarna biotit táblák és savanyú plagioklász alkotja, előfordul zoizit is. Ezek a zárványok gazdagok sávosan elhelyezkedő opakásványokban. A szegély finomszemcsés szericitből, kloritból és albitból áll.

c) A **kvarcit j**ellegzetes metamorf kvarcit, kevés muszkovittal és albittal. Valószínűleg a balatonfőkajári kvarcfillit sorozatból származik (LELKESNÉ FELVÁRI, 1978).

d) A **szkarn** finomszemcsés barnásfehér mészkő, illetve finomszemcsés márvány, amely kvarcot és 5 mm-t meghaladó méretű sajátalakú valamint vázkristályos andradit kristályokat tartalmaz. A mészkő különbözik a kőbányában feltárt Polgárdi Mészkő változataitól és a tisztán Cc-Q-And ásványegyüttes sem ismert a felszínről. Ez a zárványtípus valószínűleg egy, az andezitteléreket megelőző, korábbi intrúziós fázis által létrehozott, mélyebben elhelyezkedő szkarnból származik.

5. Szkarn (3. és 4. helyszínek, 76. ábra)

Az andezit és a mészkő határán általában egy 5-40 cm vastag, Ca-szilikátokból, karbonátból és SiO_2 változatokból álló, szinte mindig zónákra tagolódó szkarnos sáv jött létre (DUNKL, 1983; HORVÁTH ÉS ÓDOR, 1989).

5.1. Endoszkarn

Hintett-eres szkarn az andezitben

Az andezit egész tömegét érintő, fent említett, közönséges propilites átalalulás mellett a mészszilikát ásványok finom hintésként, foltokban és erek mentén történő megjelenése a mészkővel történt kontaktus során bekövetkezett Ca-infiltráció hatására jött létre. Az andezit/mészkő kontaktustól 10-50 cm távolságig behatoló Ca-szilikát erek 2-5 mm szélesek, a szigetszerű Ca-szilikát csomók 1-2 cm átmérőjűek. Ezek a fészkek szabad szemmel nem ismerhetőek fel minden esetben, csak a vékonycsiszolati kép mutatja, hogy az andezit szövetének megőrződése mellett az anyaga helyenként szinte teljesen Ca-szilikáttá alakult. Így az andezit és az endoszkarn elhatárolása nem egyértelmű.

a) A **klinopiroxén** elszórtan, csak mikroszkópban azonosítható, apró, ~100-150 µm-es zöld, a széle felé sötétedő kristályokat alkot az alapanyagban, illetve 20-50 µm vastagságú bevonatot képez a mafikus fenokristályokon, vagy azok pszeudomorfózáin

b) A **prehnit** gyakori másodlagos ásvány, színtelen, izometrikus vagy nyúlt, kévésen, sugarasan elhelyezkedő, mozaikos kioltású kristályai az andezit alapanyagában alkotnak élesen le nem határolódó foltokat, átitatásokat. Az alapanyagot teljesen ki is szoríthatja, de előfordul a színes

elegyrészek pszeudomorfózáinak kitöltéseként is, valamit ereket alkotva. Gyakran képez néhány mm széles sávot az andezitben, a teljes szkarnná alakulás frontjával párhuzamosan, annak közelében.
c) A **gránát** kis mennyiségben szerepel, de szabad szemmel is látható, kb. 2 mm méretű, barna csomókat alkot. A sajátalakú, vagy xenomorf kristályok gyakran körülfogják az andezit más ásványait. A gránát a képződésekor szabad üregeket, fenn-nőtt kristályként tölthetett ki. Összetétele zónásan változik 17-99% andradittartalom és 1-74% grosszulártartalom között.
d) Az **epidot** szabad szemmel látható sárga-piszkossárga színű csomókat alkot, a kristályok mérete eléri az 1-2 mm-t. Az egyik telér szélén 2-3 cm hosszúságú, 1-1.5 mm vastag epidottűkből álló sugaras, kévés epidothalmazokat fedezhetünk föl.
Alkáliföldpát erek, fészkek
A földpát (albit és K-földpát egyaránt) másodlagos ásványként mindenhol elterjedt az andezit testekben. Külön említését indokolja, hogy az endoszkarnhoz közel mennyisége felszaporodik, ereket, csomókat alkot, a szkarnnal genetikai összefüggésben van. Adulár jellegű, 1-2 mm-es fenn-nőtt kristályai rózsaszínűek. Az erekben kalcit és prehnit települ rá.
Vezuviánszkarn (tömeges, homogén endoszkarn)
Az andezit és a magmás szövetet már nem tartalmazó szkarn között a határ általában éles. Az elválasztó sáv szabad szemmel egy 0,2-1 cm széles matt, piszkos-sárgás, világos barna, szemcsés, foltos átmeneti zóna. Az átmeneti sáv részben az andezit fenokristályainak sötét pszeudomorfozáiból, részben barna, zavaros, mikroskristályos vagy amorf foltokból áll. Ezek feltehetően a nagyobb méretű földpát kristályok helyén alakultak ki, erre utal az alakjuk és a helyenként megőrződött tipikus plagioklász zónásság kontúrjai. A zavaros foltok izotróp központi részének kémiai összetétele egy grosszulárban gazdag gránátra utal. Az átalakulás előrehaladtával, ezeken a zavaros foltokon belül egy gömbhéjas átkristályosodás kezdődik, és ezen belső zónák mentén anomális, barna anizotrópiaszín észlelhető. Az anizotrópiaszín a vezuviánéhoz hasonló (lásd később), az elktron-mikroszondával meghatározott összetétel is hasonló a jól kristályos vezuviánéhoz. A gránát és a vezuvián kémiai összetétele igen hasonló, a fő komponensek alapján szinte megkülönböztethetetlen. A szkarnos genetikájú Ca-gránátok magnéziumtartalma azonban igen alacsony (0,26% és 0,08% MgO), míg a vezuvianban ez az érték 3 és 4% közötti. A magnézium mellett a klór beépülése is jellemző a vezuviánra. E két komponens kijelöl egy folyamatos átmenetet a Ca-gránát és a vezuvián között, amely alapján feltételezzük, hogy a zavaros fázis szegélye zömmel rendezetlenül elhelyezkedő aprókristályos vezuviánból áll (az elektronmikroszondás felvételek 2-5 µm-es szemcséket mutatnak).
A felhős-zavaros sáv után, a márvány felé haladva következik a barna vezuviánszkarn. Főként vezuviánból és kalcitból áll, de diopszid, kvarc és néha prehnit is szerepelhet benne. A vezuvián kristályok kétféle megjelenésben fordulnak elő, alakjuk vagy elszórtan elhelyezkedő idiomorf, "izometrikus" vagy sugaras halmazokat alkotnak.
(1) Az általában 3-5 mm-es, de fészkekben maximum 3 cm-es méretű "izometrikus", csak kissé nyúlt kristályok belső része mindig zárványgazdag, a szegély tiszta. Ennek a szkarntípusnak a mátrixa szinte mindig tiszta, pátos kalcit, néha kevés koegzisztens kvarc fordul még elő.
(2) A sugaras vezuvián növekedési góca sokszor a kevéssé átalakult magmás elegyrészeken fejlődik ki (szericitesedett földpát). A kristályok hol oszlopos habitusúak, hol szálas-tűs kévéket alkotnak. A sugaras vezuvián alkotta szkarnban az egyéb szilikátok részaránya jelentősen magasabb mint az "izometrikus" vezuviánnal jellemezhető szkarn fáciesben, a diopszid, gránát és a prehnit is gyakori, utóbbi kiszorítja a kalcitot a mátrixban.
A Ca-gránát alárendelt mennyiségben, hintetten fordul elő a vezuviánszkarnban, kristályai többnyire sajátalakúak. A kristályok a szín és a kémiai összetétel alapján enyhén zónásak; a vastartalom először alacsony, majd magasabb, és a szegélyen ismét alacsony. Az andezitben megfigyelhető, erek mentén kivált gránáthoz képest itt a kristályokon belüli zónásság sokkal enyhébben jelentkezik.

5. 2. Exoszkarn

Diopszidszkarn
Az andezittől a mészkő felé haladva a vezuviánszkarn zóna után következik, szélessége 0-10 cm. Világoszöld, változó kristályméretű, szabad szemmel sokszor homogénnek tűnő kőzet. Legtöbbször

kizárólag diopszidból és kalcitból áll. A kisebb méretű diopszid kristályok sajátalakúak. A diopszid sokszor (> cm) kalcit pátokban van elszórva. A nagyobb diopszid egyedek vázkristályokat alkotnak

Wollasztonitszkarn

A szkarnos zonáció mészkő felöli utolsó tagja a wollasztonitszkarn. Nem fejlődött ki mindenhol, tömegesen az alsó bányaszinten fordul elő, szélessége elérheti a 30 cm-t. Fehér, csillogó, sugaras, tűs wollasztonitból, kalcitból és kevés diopszidból áll. A márvány felé az elhatárolódása diffúz. A wollasztonit gyakran elbomlott, finomszemcsés, zavaros anyaggá alakult amelyben a karbonát dominál. Ennek egy része lehet, hogy aragonit.

5.3. Magnéziumszkarn

Predazzit

(brucitosodott és szerpentinesedett olivin-periklász-spinellszkarn)

Előfordulása nem kötődik közvetlenül az andezit telérekhez, HORVÁTH & ÓDOR (1989) eredményei alapján egy kb. 400 m sugarú körben nyomozható. Szabad szemmel nem mindig különíthető el egyértelműen a márványtól. Foltosan, sávosan színezett, szürkés-zöldesfehér, törési felülete kissé porcelánszerű. A jellegzetességek a hidroxid és szilikát ásványok mennyiségének növekedésével egyre markánsabbakká válnak. Vékonycsiszolatban kalcitban elszórt, néhányszor 10 mikrométeres méretű forszterit, diopszid, spinell és periklász(?) kristályok láthatók. A spinell idiomorf oktaédereket alkot, a többi ásvány hipidiomorf-xenomorf. Az átalakulás mértéke jelentős, a forszterit sokszor teljesen szerpentin ásványokká alakult, illetve csak a kerekded pszeudomorfózák közepén alkot szigetszerűen reliktumokat.

5. 4. Opál

A diopszidszkarn környezetében alakult ki, leginkább a felső bányaszinten, szélessége a 40 cm-t is eléri (SZILÁGYI, 1971). Az opál vékony erek formájában be is hatol a különböző szkarn változatokba. Opálos, néhol, a karbonátásványok felszaporodása helyén matt, porcelános fényű, világoszöld, sárgászöld, fekete, homogén vagy finoman erezett. Karbonátból, opálból és kevés aprószemcsés diopszidból áll, a röntgendiffrakciós vizsgálat rosszul kristályos tridimitet és aragonitot mutatott ki a kalcit mellett. Ez alapján ct-opálnak nevezhetjük.

5.5. Tremolit

Igen ritkán előforduló ásvány. Az exoszkarn külső részén az opálerekhez hasonló településben, cm-es vastagságú erekben, selymes fényű, fehéres-színtelen, kissé áttetsző, finom harántszálasan, azbeszt szerűen jelenik meg.

6. Pleisztocén törmelékes üledékes kőzetek (2. helyszín)

A Szárhegy egykori eróziós felszínére pleisztocén törmelékes üledékek települtek. Az alul lévő durvatörmelékes összlet lapos tál alakú mélyedések alját, vagy tektonikusan preformált karsztos üregeket tölt ki. A törmelékösszlet cm-estől több 10 cm átmérőjű, gyakran kalcittal cementált kavicsokból, hömpölyökből áll. Anyaga változatos, főleg devon mészkő és márvány, de találhatók még gránátos mikrodiorit és fillit darabok. A finom agyagos alapanyagban nem ritkán gerinces állatok csontmaradványait is meg lehet találni (KORDOS L.).

2. megálló Rigó-hegy, *Sukoró*

A Velencei-hegység: hidrotermás átalakulások eldorádója

(BENKÓ ZSOLT)

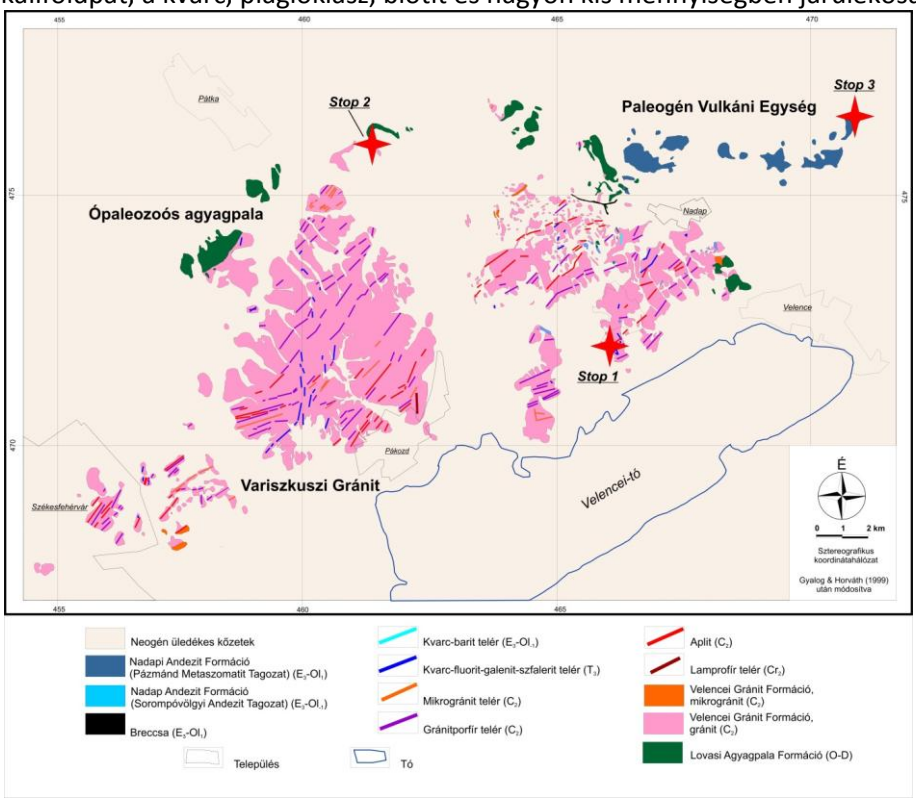
A Velencei-hegység Székesfehérvár és Pákozd települések között, a Velencei-tó északi partján elhelyezkedő lankás dombság. Lemeztektonikai értelemben a Pannon-medence aljzatát alkotó két nagyszerkezeti egység közül az északabbi, az ALCAPA (Alp-Kárpátok-Pannon) déli peremét alkotó Balaton-vonal északi oldalán helyezkedik el. Felépítésében uralkodóan két nagy magmás kőzettani egység vesz részt.

Székesfehérvár és Nadap község között egy késő-karbon – kora-perm korú (~285 millió éves) monzogránit intrúzió erősen lepusztult kőzeteit találjuk (Velencei Gránit Formáció), míg a Nadapi vonaltól keletre egy paleogén (~30 millió éves) rétegvulkáni szerkezet (Nadapi Andezit Formáció)

hidrotermálisan átalakult maradványai emelkednek ki egy kúpsor formájában a síkságból (77. ábra). A vulkáni szerkezet alatt, fúrások által, egy szintén paleogén korú diorit benyomulás ismert.
A terület érdekességét az adja, hogy mind a paleozoós gránitot, mind a paleogén andezitet és dioritot igen változatos formában, a földtörténet során többször is hidrotermás (forróvizes) oldatáramlások járták át. Az átalakulások nem csak földtani érdekességek, hanem gazdasági jelentőségük is volt és lehet a jövőben. A gránittest északi felében teléres formában ólom-cinkércesedést bányásztak az 1950-es évektől 1973-ig, Pákozdtól északra pedig fluoritot 1967-ig. Sukorótól északra egy kisebb barittelért kutattak meg 1984-ben, molibdenit után kutatva pedig Velencén hajtottak tárót. A rétegvulkáni szerkezet kisebb aranydúsulást hordoz, az alatta található dioritintrúzióban pedig rézporfíros típusú kőzetátalakulás található. Mindezek az ércesedések változó korban, változó nyomás és hőmérsékleti körülmények között, változatos kémiai összetételű oldatokból váltak ki. A felsorolt érceket csak ritkán foghatjuk a kezünkbe, azonban az ércesedésekhez kapcsolódó kőzetátalakulások szinte mindenhol megtalálhatók és tanulmányozhatóak a hegységben. Az ércesedések képződési körülményeinek megismeréséhez leginkább ezen kőzetátalakulások vizsgálata során juthatunk el.
A terepgyakorlat során először megismerkedünk a gránit különböző kőzettani kifejlődéseivel, majd megtekintjük a Pátka-Szűzvári ércbánya maradványait és annak meddőhányóját, végül pedig kirándulást teszünk egy paleogén korú hidrotermális rendszer belsejébe Pázmándon. A hegység felépítésével, kőzeteivel és a hidrotermális folyamtokkal az egyes kőfejtőkben ismerkedhetünk meg.

Rigó-hegy, Sukoró

A feltárás (77. ábra: Stop 1) „öregszemű” gránitot és gránitporfír teléreket tár fel, itt ismerkedhetünk meg tehát a hegység nagy részét felépítő Velencei Gránit Formációval. A gránit kb. 280-300 millió évvel ezelőtt a variszkuszi hegységképződés legkésőbbi fázisában és az alpi orogenezis legkorábbi időszakában nyomult be a variszkuszi hegységképződés során metamorfizálódott ópaleozoós Lovasi Agyagpala Formációba. Maga a gránit már nem metamorf, bizonyítva annak posztorogén eredetét. Kőzettani szempontból S-A típusú (sedimentary-anorogenic=üledékes-anorogén) biotitos monzogránit (JANTSKY, 1957; BUDA, 1985; UHER & BROSKA, 1994). Fő kőzetalkotó elegyrészei a káliföldpát, a kvarc, plagioklász, biotit és nagyon kis mennyiségben járulékosan cirkon és apatit.



77. ábra A Velencei-hegység fedett földtani térképe

A gránitintrúzió kupolazónájában a kristályosodás késői szakaszában a fluidumok felhalmozódása révén akár néhány dm^3 térfogatú pegmatitok vagy miarolitos üregek is létrejöhettek. Ezek ásványtanilag viszonylag egyszerű összetételű kvarc-káliföldpát-albit tartalmú pegmatitok, de kis mennyiségben számos, néha saját alakú, ritkább ásványt is kimutattak belőlük (epidot, turmalin, muszkovit, gránát, molibdenit). A pegmatitok nem csak ásványtani érdekességeket rejtenek. A kvarckristályok folyadékzárványainak termometriai vizsgálata valamint a gránitot alkotó földpátok összetételének megismerése segítségével sikerült megállapítani, hogy a gránit mintegy 2 kbar nyomáson, azaz 6-8 km mélységben kristályosodott ki. A pegmatitok két hőmérséklettartományban 500-600°C valamint 300-400°C között képződtek (BUDA, 1993; MOLNÁR ET AL., 1995).
A gránit kristályosodásának késői fázisában a magmakamra mélyén megmaradó olvadék, a már kikristályosodott (helyi nevén „öregszemű") gránitba nyomult telérek formájában. A magmatelérek csapása nem véletlenszerű, azt az éppen fennálló feszültségtér határozza meg. A magmatelérek csapásának ismeretében tehát meghatározhatjuk azt a feszültségteret, amiben a gránit kikristályosodott.

Feladat: mi a telérek csapása és ebből milyen feszültségtérre lehet következtetni?

A megmaradó olvadék nem egy, hanem több fázisban nyomult be a gránitba és annak származási helye, hőmérséklete, és kristályosodási előélete függvényében más és más szövetű, színű és összetételű lesz. A vékonyabb, korábban kristályosodáson át nem esett, és hirtelen a gránitba nyomuló magma szövete egészen aprókristályos, azaz aplitos lesz, kémiai és ásványtani összetétele azonban még tükrözi a befogadó gránit összetételét. Ilyen aplittelérből számos található a hegységben. Mivel aprószeműbbek, jobban ellenállnak a mállásnak ezért a szelektív eróziónak köszönhetően könnyen kipreparálódnak és már messziről felismerhető ÉK-DNy csapású gerinceket és dombsorokat alkotnak a hegységben. A kipreparálódott gerinceket különösen könnyű észrevenni a hegység nyugati felében, Pákozd és Székesfehérvár között.
A maradékolvadékok egy másik csoportját a gránitporfír telérek alkotják. Ezekben valamely ásvány (káliföldpát, plagioklász, vagy a kvarc) saját alakú, míg az összes többi ásvány aprószemcsés. A nagyobb, saját alakú ásványok kristályosodása feltehetően már a mélyben megkezdődött, majd valamilyen szerkezeti hatásra a részben kikristályosodott magma felfelé nyomult és a maradék olvadék hirtelen lehűlve alapanyag formájában dermedt meg vagy kristályosodott ki.

Feladat: milyen teléreket lehet a kőfejtőben találni és azoknak mi a viszonya (érintkezése) a befogadó gránittal valamint egymással?

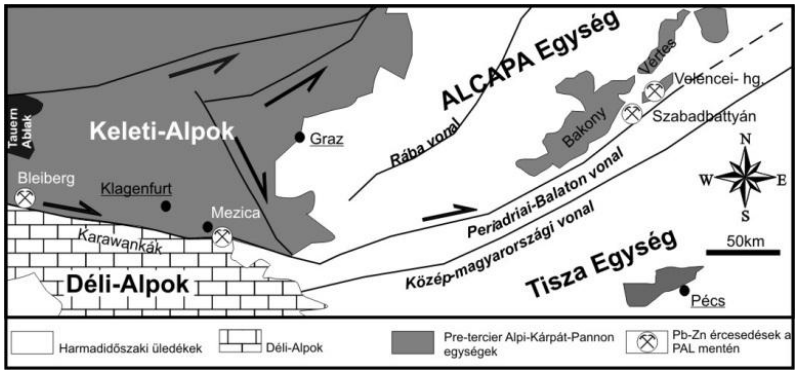
A Velencei-hegységi gránittal azonos összetételű intrúziókból számos található DNy felé Balaton vonal mentén. Olajkutató fúrások Buzsák és Ságvár térségében is harántoltak gránittesteket, amelyek ásványtani és kőzettani összetétele szinte azonos a Velencei-hegységivel (FÜLÖP, 1990). Ezek a gránittestek feltehetőleg a késő-paleogén – kora-neogén jobbos oldalirányú elmozdulások során nyíródtak el egymástól. Gránit előfordulások Ausztriában a Periadriai-lineamens, azaz a Balaton-vonal folytatásában is találhatók. Ezek egyike az Eisenkappeli gránit Dél-Karintiában, amelyről sokáig úgy gondolták a Velencei-hegység gránitjának rokona. Az Eisenkappeli gránit kora azonban 245 millió év, tehát jóval fiatalabb a Velencei-hegységi gránitnál, így a két kőzettest egymással sem korban sem eredetben nem rokonítható.

3. megálló Szűzvári-malom, fluorit-bánya meddőhányója*, Pákozd*

BENKÓ ZSOLT

Üde gránittal a hegységben szinte csak a korábban meglátogatott Rigó-hegyi kőfejtőben lehet találkozni. Ennek oka, hogy a gránittestet több időszakban is hidrotermás oldatáramlások érintették, amelyek az elsődleges kőzetalkotó ásványokat másodlagos, hidrotermás ásványokká alakították át.

A legidősebb ilyen hidrotermás indikáció még a gránithoz köthető kvarc-molibdenit erezés a hegység keleti felében, Nadap településen. Folyadékzárvány vizsgálatokkal sikerült igazolni, hogy ez még a gránittal összevethető nyomáson (1-2,4 kbar), 280-300°C között képződött (MOLNÁR, 1997). Ez a képződmény azonban csak lokális jelentőségű, csak egy-két helyen ismert a hegységben.
Ennél sokkal nagyobb kőzettérfogatokat érintett egy fiatalabb hidrotermális esemény, amelynek legszebb kifejlődéseit a hegység nyugati felében tanulmányozhatjuk. Ennek a fiatalabb hidrotermális oldatáramlásnak a kora hosszú ideig kérdéses volt. Sokan a gránithoz kötötték (JANTSKY, 1957), mások különböző megfontolásokból triász (GYALOG & HORVÁTH, 1999), kréta (GYALOG & HORVÁTH, 1999), paleogén és miocén kort is lehetségesnek tartottak. A hidrotermás mobilizáció több képződményt is létrehozott a hegységben. A hegység északi felében (Pákozd, Pátka közelében) kokárdaérc szövetű kvarc-fluorit-galenit és szfalerit tartalmú telérek ismertek, alárendelten kalkopirittel, pirittel. Pákozdtól északra ugyanehhez az oldatáramláshoz vastag kvarc-fluorit-kalcit telérek csatlakoznak. Leggyakoribb megjelenési formái azonban a hegységben azok a széles kőzetátalakulási zónák, ahol a gránit egy jól meghatározható törészóna mentén egy illitből, kaolinitből és montmorillonitból álló kevert agyagásvány zónává alakul át. Ilyen átalakulás kíséri mind a kvarc-fluorit teléreket, mind pedig a kvarc-szfalerit-galenit teléreket is, bizonyítva azok azonos korát (BENKÓ, 2008). Az agyagásványok közül az illiten elvégzett K-Ar radiometrikus kormeghatározás bizonyította, hogy az átalakulás kora ~220 millió év (késő-triász), a galeniten elvégzett ólomizotóp vizsgálatok pedig bizonyították, hogy az ólom-cinkércesedés nem köthető sem tisztán a gránithoz, sem a paleogén andezithez, sem pedig a kréta teléres magmatizmushoz. A telérek és a hidrotermás átalakulási zónákban található folyadékzárványok segítségével sikerült bizonyítani, hogy az oldatáramlás 1 kbar nyomáson és 220°C-ot meg nem haladó hőmérsékleten történt. A rendszer tehát biztosan nem köthető a gránit utómagmás rendszeréhez, amely mélyebben és nagyobb hőmérsékleten és természetesen korábban működött (BENKÓ ET AL., 2010 a, b).



78. ábra Pb-Zn ércesedések a Periadriai- és a Balaton-vonal mentén

A legújabb modell szerint, alapozva korábbi modellekre, az ércesedés egy regionális oldatáramlás eredményeképpen jött létre, amely az egész gránitot felfűtötte és részben hidrotermálisan átalakította. Hasonló, regionális jellegű oldatáramlás a késő-triászból a Periadriai-vonal mentén az Alpokból is ismert. Az úgynevezett rétegtani szinthez köthető epigenetikus Pb-Zn ércesedések (Mezica (SLO), Bleiberg (A), Salafossa (I), Szabadbattyán stb.) nagyon hasonló ólomizotóp adatokkal, korral, képződési hőmérséklettel és ásványparagenezissel bírnak, ami felveti az ércesedések közti rokonságot (78. ábra). Különösen valószínű ez annak tudatában, hogy a hegység csak a paleogén során került mai helyzetébe, korábban a felsorolt ércesedések közvetlen szomszédságában helyezkedett el (BENKÓ, 2008).
A feltárásban (77. ábra: Stop 2.) a valamikori fluoritbánya meddőhányóján ismerkedhetünk ezen hidrotermás folyamat termékeivel, a fluorittal, kokárdaérc szövetű galenittel, szfalerittel és agyagásványos átalakuláson átesett gránittal. A bányában 1967-ig termeltek elsősorban fluoritot (58 188 t), a galenit és a szfalerit csak melléktermék volt. Miután az ércesedés teléres jellegű volt, viszont a terület erősen tektonizált, azaz a telérek nehezen követhetőek, a termelés gazdaságtalanná vált és a bányászatot beszüntették. Ma a bányászatnak, a valamikori tároknak csak romjaival találkozhatunk a feltárás területén.

Feladat: ércásvány tartalmú minták gyűjtése, majd az ásványparagenezis és kőzetelváltozások értelmezése!

4. megálló Zsidó-hegy, magas-szulfidizációs fokú epitermális rendszer, *Pázmánd*

BENKÓ ZSOLT

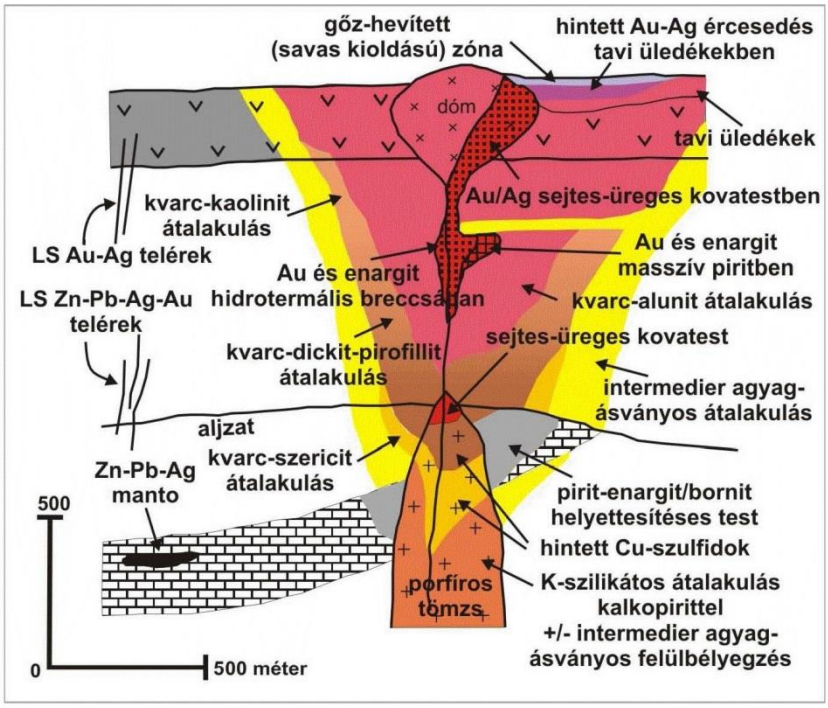
A paleogén során 28-35 millió éve a hegység keleti felében intermedier (andezites) vulkanizmus kezdődött. A gránittesttől és a Nadapi-vonaltól keletre egy rétegvulkáni szerkezet jött létre (Paleogén Vulkáni Egység; 77. ábra), ebbe pedig a mélyben egy dioritintrúzió nyomult. Andezit azonban nem csak a Nadapi-vonaltól keletre, hanem attól nyugatra a gránitban, telérek formájában is megtalálható. A magmás kőzetek részei egy jelentős vulkáni ívnek, amely a palogén során bekövetkező óceáni alábukásokhoz köthető (BENEDEK, 2002). Hasonló illetve azonos korú (28-40 millió éves) magmás kőzetek a Balaton-vonal mentén ÉK és DNy felé is találhatóak (Recsk, Bugyi, Zalai-vulkanitok).

A magmás tevékenységet élénk hidrotermás tevékenység követte, amely a vulkáni szerkezetet egy K-Ny-i törés mentén intenzíven átalakította. Az átalakulás az andezit helyenkénti agyagásványosodását, helyenként pedig kovásodását eredményezte, így az erózió a puhább agyagásványos részeket lepusztíthatta, míg az ellenállóbb kovásodottabb részek megőrződtek. Az egyes hidrotermás centrumok így ma kisebb dombok formájában (Antónia-, Csúcsos-, Cseplek-, Zsidó-hegy) sorakoznak a hegység keleti felében.

Harmadik megállónkon a Zsidó-hegyen egy ilyen hidrotermás központ belsejébe látogatunk, ahol a magas szulfidizációs fokú hidrotermás rendszerek működését mutatom be HEDENQUIST (1995); MOLNÁR (1996, 2003); BAJNÓCZI ET AL. (2002), BAJNÓCZI (2003), BENKÓ ET AL. (2012) alapján.

Magas-szulfidizációs fokú epitermális rendszerek a vulkáni szerkezet központi részén, gyakran a kaldera peremén vagy törések mentén, jönnek létre. A sekély mélységben elhelyezkedő magmakamra hőhatója a magmás és részben meteorikus eredetű oldatokat konvektív áramlásra kényszeríti. A felfelé áramló forró víz, a kőzettel kölcsönhatásba lépve jelentős kőzetátalakulást eredményez és egyes esetekben nemesfémdúsuláshoz (arany, ezüst) vezethet. A kőzetátalakulás a fluidumok hőmérsékletének, pH-jának, oxidáltságának, sótartalmának és mozgásának függvényében egy jól meghatározott zónásságot mutat. Ezen zónák ismeretében meghatározható hol számíthatunk, vagy nem számíthatunk ércesedés létrejöttére.

A rendszer működése a következőképpen vázolható: a magmából szeparálódó fluidumok a mélyben felforrnak, aminek hatására a fluidum szétválik egy alacsony sűrűségű gőz és egy nagy sűrűségű folyadékfázisra. Míg a folyadékfázis a mélyben marad, addig a gőz felemelkedik és sekélyebb mélységekben a talajvízben kondenzál. A felemelkedő gázfázis igen gazdag különböző könnyen illókban (HCl, HF, SO_2, H_2S, CO_2), amely gázok a talajvízben kondenzálva savas közeget hoznak létre. Az oldatok savassága elérheti a pH<2-t is, aminek hatására a kőzetből a szilícium kivételével az összes többi elem kioldódik. A visszamaradó kőzettestet üreges szövete miatt sejtes kovatestnek vagy reziduális kovatestnek hívják. A hidrotermás feláramlási zónától oldalirányban távolodva a fluidumok pH-ja a kőzet-fluidum kölcsönhatás eredményeképpen folyamatosan növekszik és először egy pirofillitből, dickitből, zunyitból és topázból álló úgynevezett savas agyagásványos átalakulási zóna jön létre majd a disztális részek felé a fluidumok semlegesítődésével illit és illit/szmektit végül klorit és epidot jellemzi a kőzetátalakulást. Az ércesedés létrejötte szempontjából elsődleges szerepe a sejtes kovatestnek van: a rendszer fejlődésének második lépésében ugyanis a mélyben rekedt magas sótartalmú, de kevésbé savas oldatok szerkezeti mozgások vagy a hidrológiai viszonyok megváltozásának hatására felemelkedhetnek a vulkáni szintbe és ott ércesedést hozhatnak létre. Ezt az teszi lehetővé, hogy korábban létrejött egy erősen porózus közeg, a sejtes kovatest. Az ércesedés tehát nem törések mentén telérek formájában jelenik meg, hanem hintetten, a kovás testben. Az érchozó fluidumok felemelkedése nem szükségszerű, a sejtes kovatest tehát önmagában nem jelenti ércesedés létrejöttét. Ugyanakkor, vita folyik arról, hogy az első fázisban felemelkedő erősen savas oldatok szállíthatnak-e jelentős mennyiségű nemesfémet.



79. ábra Magas szulfidizációs fokú epitermás rendszerek kőzetátalakulásainak modellje (BAJNÓCZI, 2003)

A rendszer elnevezését (magas szulfidizációs fokú vagy savas-szulfátos rendszer) tehát a magas kénfugacitásról és a kén S^{6+} állapotáról, azaz magas oxidáltsági fokáról kapta.
A Zsidó-hegyi feltárásban egy reziduális kovatest belsejébe teszünk látogatást. A Zsidó-hegyi kőfejtő egy dioritintrúzió felett helyezkedik el, amelyet a kőfejtő bejáratának közelében található Pd-2 fúrás harántolt. A kőfejtőben egy többszörösen breccsásodott, reziduális kovatest található, amelyben csak helyenként találhatóak feltehetően vulkáni tufa klasztok utáni oldásos üregek. A kovatest egy vető mentén érintkezik a pirofillitet, kaolinitet, alunitot és topázt tartalmazó agyagásványos átalakulással. BAJNÓCZI (2003) vizsgálatai alapján az elsődleges, magmás eredetű oldatok által létrehozott savas agyagásványos kőzetátalakulást egy második fázisban meteorikus vízzel kevert kevésbé oxidatív és neutrálisabb oldatok bélyegezték felül, amelyek másodlagos pirofillitesedést okoztak és zeolit- és karbonáterek képződéséhez vezettek (79. ábra).
A vulkáni terület hidrotermás képződményeihez kapcsolódóan kisebb aranyanomáliákat mértek, a maximális aranytartalom 2,2 g/t-nak adódott, 100g ezüst mellett. A terület részletes készletbecslése eddig nem történt meg. A kőfejtőben a kovás testet bányászták. A különösen nagy tisztaságú részeket szilikatégla gyártásra, a kevésbé értékes részeket útburkolat készítésére használták fel (GYALOG & HORVÁTH, 1999).

Feladat: a hidrotermás képződmények tanulmányozása, a hidrotermás rendszert létrehozó törésrendszer irányának maghatározása és az esetlegesen található üledékes kőzetek vizsgálata!

Irodalomjegyzék

BABINSZKI E., SZTANÓ O., MAGYARI Á. 2003: Epizodikus üledékképződés a Pannon-tó Kállai öblében: a Kállai Homok nyomfosszíliái és szedimentológiai bélyegei. — Földtani Közlöny 133 (3), 363–382.

BAJNÓCZI B. 2003: A Velencei-hegység harmadidőszaki hidrotermális folyamatai – Doktori értekezés. ELTE, Budapest 1-115.

BAJNÓCZI B., Molnár F., Maeda K., Nagy G. & Vennemann T. 2002: Mineralogy and genesis of primary alunites from epithermal systems of Hungary – Acta Geologica Hungarica, 45/1, 101-118.

BÁLDI T. 1980: A korai Paratethys története – Földtani Közlöny, 110, 456–472.

BALOGH K., ÁRVA-SÓS E., PÉCSKAY Z. & RAVASZ-BARANYAI L. 1986: K/Ar dating of Post-Sarmatian alkali basaltic rock sin Hungary. – Acta Min.-Pet., Szeged, 28, 75–93.

BÁRDOSSY GY. 2011: The Nyirád-east bauxite deposit — Budapest, 117 p.

BENEDEK K. 2002: Paleogene igneous activity along the easternmost segment of the Periadriatic-Balaton lineament. – Acta Geologica Hungarica, 45/4, 359-371.

BENKÓ ZS. 2008: Reconstruction of multi-phase fluid flow history and tectonic evolution in a Variscan granite intrusion (Velence Mts., Hungary). – Doktori értekezés. ELTE, Budapest 1-162.

BENKÓ ZS., MOLNAR F., BILLSTROM K., PECSKAY Z., LESPINASSE M. 2010b: Genetic and age relationship of base metal mineralization along the Periadratic-Balaton Lineament system on the basis of radiogene isotope studies. – Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series Vol. 6. 224.

BENKÓ ZS., MOLNÁR F., NÉMETH T., PECSKAY Z., LESPINASSE M. 2010a: Relationship between clay mineralogy, fluid inclusions and K/Ar ages in the Triassic and Palaeogene hydrothermal alteration zones within the Variscan granite of the Velence Mts. (W-Hungary). – Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series Vol. 6. 621.

BENKÓ ZS., MOLNÁR F., PÉCSKAY Z., NÉMETH T., LESPINASSE M. 2012: A paleogén vulkanizmus hidrotermális rendszerének hatása a variszkuszi gránitra a Velencei-hegységben: a sukorói barittelér kora és képződése. – Földtani Közlöny, 142/1, 45-58.

BÉRCZI I. & PHILLIPS, L. 1985: Processes and depositional environments within Neogene deltaic - lacustric sediments, Pannonian basin, Southeast Hungary – Geophisycal Transactions 31/1-3, 55–74.

BÉRCZI I. 1988: Preliminary sedimentological investigations of a characteristic Neogene depression in the Great Hungarian plain (SE-Hungary) – In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH F. (Eds) 1988: The Pannonian Basin. A study in Basin Evolution. AAPG Memoir 45, 107–116.

BÖCKH J. 1872a: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. — A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve 2 (2), 31–166.

BÖCKH J. 1874. A Bakony deli részének földtani viszonyai. II. rész (Die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles des Bakony. II.). Mitt. Jahrb. k. Ung. Geol. Anst., 3(1): 1-180.

BROGLIO LORIGA C., GÓCZÁN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., ORAVECZ-SCHEFFER A., POSENATO R., SZABÓ I. & TÓTH-MAKK Á. 1990:The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. —Memorie Scienze Geologiche 42, 41–103.

BUDA GY. 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh (Bohémiai)-masszívum granitoidjainak példáján. – Kandidátusi értekezés, ELTE Ásványtani Tanszék, Budapest, p. 148.

BUDA GY. 1993: Enclaves and fayalite-bearing pegmatitic “nests” in the upper part of the granite intrusion of the Velence Mts., Hungary. – Geologica Carpathica, 44, 143-153.

BUDAI T. & FODOR L. (SZERK.), CSÁSZÁR G., CSILLAG G., GÁL N., KERCSMÁR ZS. KORDOS L., PÁLFALVI S. & SELMECZI I. 2008: A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000). — Magyarország tájegységi térképsorozata, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa 368 p.

BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999: Geology of the Balaton Highland. Explanation to the Geological Map of the Balaton Highland, 1:50 000. – Occ. Papers of the Geological Institute of Hungary 197, 257 p

BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A. & DOSZTÁLY L. 2001: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciesek a Veszprémi-fennsíkon. – Földtani Közlöny, 130 (1-2): 37-70.

CARANNANTE G., D’ARGENIO B., MINDSZENTY A., RUBERTI D. & SIMONE L. 1994: Cretaceous-Miocene shallow water carbonate sequences. Regional unconformities and facies patterns. — 15th IAS Reg. Meeting, Ischia, Italy, Field-Trip Guidebook Esc.A2, 25–59

CONVERT P., MÁRTON E., HAAS J. 2006: Paleomagnetic evidence for a megabreccia horizon in the Upper Jurassic sequence of Eperkés hill, Transdanubian Range, Hungary. – Acta Geologica Hungarica, 49/1, 43-56

CZABALAI L. 1982: A Sümeg környéki rudista fauna. — Geol. Hung. Ser. Pal. 41. 221 p.
CSÁSZÁR G. 1986: A Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel – Geologica Hungarica series Geologica 23, Budapest, 295 p
CSÁSZÁR G. 2002: Urgonian formations in Hungary. – Geol Hung Ser Geol 25 Hung Geol Inst Budapest 208 p
CSÁSZÁR G., FŐZY I., ÉS MIZÁK J. 2008: Az olaszfalui Eperjes földtani felépítése és fejlődéstörténete – Földtani Közlöny 138/1, 21-48.
CSÁSZÁR G., MIZÁK J., BARCZI A., VONA M., BAUER N., KENYERES Z ÉS PENSZKA N. 2002: Az Eperjes-hegy élettelen és élővilága. – ELTE, 62 p.
CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrási adatok tükrében — Földtani Közlöny 140/2, 183–196.
DANK V. & JÁMBOR Á. 1987: A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények általános földtani jellegei – In: JÁMBOR Á. (Ed) A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. MÁFI Évkönyv, 69, 9–25.
DUDKO A. 1988: A Balatonfő-velencei terület szerkezetalakulása. Földtani Közlöny, 118, 207-218.
DUNKL I. 1983: Szkarnosodott és agyagásványosodott magmatitok a polgárdi Szár-hegy két mélyfúrásában. Szakdolgozat, ELTE, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 134 p.
DUNKL I., HORVÁTH I., JÓZSA S. 2003: A polgárdi Szár-hegy andezittelérei és szkarnos képződményei. – Topographia Mineralogica Hungariae, Miskolc, VIII.: 55-86.
EMBEY-ISZTIN A., DOWNES H., JAMES, D.E., UPTON, B.G.J., DOBOSI G., INGRAM, G.A., HARMON, R.S. AND SCHARBERT, H.G., 1993: The Petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – Journal of Petrology, 34/2, 317-343.
FISCHER O. & HABLY L. 1991: Pliocene flora from the alginit at Gérce – Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung. 83, 25–47.
FÜLÖP J. 1964: A Bakony-hegység alsó-kréta (berriázi-apti) képződményei. — Geol. Hung. Ser. Geol. 13. 194 p.
FÜLÖP J. 1969: Olaszfalu, Eperkéshegy – hézagos jura rétegsor. In: FÜLÖP J., GÉCZY B., KONDA J. & NAGY E.: Földtani kirándulás a Mecsek-hegységben, a Villányi-hegységben és a Dunántúli-középhegységben. Kirándulásvezető, Mediterrán Jura Kollokvium, MÁFI, 68 p.
FÜLÖP J. 1990: Magyarország geológiája. Paleozoikum I. — MÁFI Budapest 326 p
GALÁCZ A. & VÖRÖS A., 1972. A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján.– Földtani Közlöny, 102(2): 122-135.
GALÁCZ A., & VÖRÖS A. 1989: Jurassic sedimentary formations. – In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): Excursion Guidebook. IAS 10th Regional Meeting, Budapest, 24-26th April,1989. MÁFI, pp. 125-188.
GALÁCZ A., 1988. Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). – Acta Geol. Hung., 31: 313-328.
GALÁCZ A., GÉCZY B. & MONOSTORI M. 2008: Csernye revisited: New ammonite finds and ostracods from the Lower Jurassic Pliensbachian/Toarcian boundary beds in Bakonycsernye, Transdanubian Hungary. – Geologica Pannonica 36, pp.187-225. Budapest.
GEARY D.H., MAGYAR I. & MÜLLER P. 2000. Ancient Lake Pannon and its Endemic Molluscan Fauna (Central Europe; Mio-Pliocene). Advances in Ecological Research 31, 463–482. ROSSITER, A. & KAWANABE, H. (Eds), Biology of Ancient Lakes.
GÉCZY B. 1961. Die jurassische Schichtenreihe des Tűzkövesgrabens von Bakonycsernye. Ann. Inst. Geol. Hung., v. 49, pp. 507-567, Budapest.
GÉCZY B. 1966: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie, Part I (Hammatoceratidae). – Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, 34, pp.1-276.
GÉCZY B. 1967: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie, Part II (excl. Hammatoceratidae). – Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, 35, pp.1-413.
GÉCZY B. 1969: Bakonycsernye, Tűzkövesárok. In: FÜLÖP J. (Szerk.): Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi-hegységben és a Dunántúli-középhegységben. Mediterrán Jura Kollokvium Budapest, 1969. MÁFI, pp.51-57.
GYALOG L. & HORVÁTH I. 1999: A Velencei-hegység földtani térképe. 1:25000, – MÁFI kiadvány
HAAS J. 1979: A felsőkréta Ugodi Mészkő Formáció a Bakonyban. — MÁFI Évkönyv 61, 171 p.
HAAS J. 2010: A múlt ösvényein — Budapest, 194 p.
HAAS J., EDELÉNYI E., GIDAI L., KAISER M., KRETZOI M. & ORAVECZ J. 1984: Sümeg és környékének földtani felépítése. — Geol. Hung. Ser. Geol. 20, 353 p.
HAAS J., O. KOVÁCS L. & TARDI-FILÁCZ E. 1994: Orbitally forced cyclical changes in the quantity of calcareous and siliceous microfossils in an Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic basin succession, Bakony Mountains. — Sedimentology 41, pp. 643–653.

HAAS J., SZABÓ I., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., LELKES GY., KOVÁCS S., KOZUR H. & IVANCSICS J. 1986: Balatonfelvidék, Felsőörs. — Magyarország geológiai alapszelvényei, Földt. Int. kiadv.

HAAS J., TÓTHNÉ MAKK Á., GÓCZÁN F., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., ORAVECZ J. & SZABÓ I. 1988: Alsó-triász alapszelvények a Dunántúli-középhegységben. — MÁFI Évkönyv 65/2, 356 p.

HABLY L. & KVACEK, Z. 1997a: Early Pliocene plant megafossils from the volcanic area in West Hungary – In: HABLY L. (ed): Early Pliocene volcanic environment, flora and fauna from Transdanubia, West Hungary, Stud. Nat. 10, 5–152.

HABLY L. & KVACEK, Z. 1997b: Cuticular examination of the new Pliocene flora from Gérce, Hungary. Proceedings of the 4th European Palaeobotanical and Palynological Conference. Medelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 58, 185–191

HABLY L. & KVACEK, Z. 1998: Pliocene mesophytic forests surrounding crater lakes in western Hungary, Review of Paleobotany and Palynology, 101, 257–269.

HABLY L., Kvacek, Z. & Szakmány Gy. 1996: Magyarország pliocén flórája, vegetációja és klímája / Flora, vegetation and climate of the Pliocene age in Hungary. – In: HABLY L. (szerk): Emlékkötet Andreánszky Gábor (1895–1967) születésének 100. évfordulójára. Stud. Nat. 9, 99–105.

HANTKEN M. 1870: Geologische Untersuchungen im Bakonyer Wald. – Verhandlungen der k.-k. geologisches Reichsanstalt, 1,4, 58-59. Wien.

HARANGI SZ. 2010a: A Kemenesalja bazalvulkánjai. – In: HAAS J. (szerk.) A múlt ösvényein, 172-176.

HARANGI SZ. 2010b: Barátlakások, Lóczy tanösvény, Tihany. – In: HAAS J. (szerk.) A múlt ösvényein, 166-171.

HEDENQUIST J. W. 1995: Origin of and exploration for epithermal gold deposits. – Rövidkurzus, ELTE Ásványtani Tanszék, 1995. szeptember 5-7., 121 p.

HORVÁTH F. & POGÁCSÁS GY. 1988: Contribution of seismic reflection data to cronostratigraphy of the Pannonian basin - In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH F. (Eds) 1988: The Pannonian Basin. A study in Basin Evolution. AAPG Memoir 45, p. 97–105.

HORVÁTH I. & ÓDOR L. 1989: A Polgárdi Mészkő Formáció kontakt metamorf és metaszomatikus jelenségei. – MÁFI Évi Jel. 1987-ről, 137-143.

JÁMBOR Á. & SOLTI G. 1976: A Balaton-felvidéken és Kemenesháton felkutatott felső-pannóniai olajpala előfordulás földtani viszonyai / Geological conditions of the Upper Pannonian oilshale deposits recovered in the Balaton Highland and at the Kemeneshát, Transdanubia, Hungary – MÁFI Évi Jelentés 1974-ről, 193–219.

JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. – MÁFI Évkönyv 62, 1–259.

JÁMBOR Á. 1989: Review of the geology of the s. l. Pannonian formations of Hungary – Acta Geol. Hung. 32:269–324.

JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. – Geologica Hungarica, series Geologica, 10, 1-170.

JUGOVICS, L., 1968. A Balaton-felvidék és a Tapolcai-medence bazaltterületeinek felépítése. MÁFI évi jelentése az 1968-as évről, 223-243.

JUGOVICS, L., 1973. Balaton-parti bazaltbányászat. – A Veszprém megyei múzeumok közleményei, 12, 123-135.

JUHÁSZ GY. & MAGYAR I. 1993: A pannóniai (s.l.) litofáciesek és molluszka-biofáciesek jellemzése és korrelációja az Alföldön – Földtani Közlöny, 122, 167–194.

JUHÁSZ GY. 1992: A pannóniai (s. l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet – Földtani Közlöny, 122/2, 133–165.

JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése – Földtani Közlöny, 124, 341–365.

KÁZMÉR M. 1990: Birth, Life and Death of the Pannonian Lake – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 79/1–2, 171–188

KECSKEMÉTINÉ KÖRMENDY A. 1962: Új molluszka fajok a várpalotai középső-miocénből. I. Gastropoda – Földtani Közlöny 92, 81–99.

KERCSMÁR ZS. 2005: A Tatabányai-medence földtani felépítésének és fejlődéstörténetének újabb kutatási eredményei tektono-szedimentológiai és üledékföldtani vizsgálatok alapján. — PhD értekezés, Kézirat, ELTE Őslénytani Tanszék, Budapest, 175 p.

KERCSMÁR ZS. 2010: Gánt-Bányatelep, Bagoly-hegy – Tavi és lagúna üledékek a vértesi paleomorfológiai magaslat hátterében (Középső-eocén, késő lutéciai-kora bartoni Fornai Formáció, Kincsesi Formáció). — in: DULAI A. & BOSNAKOFF M. (szerk.): Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 13. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés 2010. 06. 3–5., 56-60.

KERCSMÁR ZS. 2012: A „henger alakú kőzetminták”-tól az Országos Magminta Gyűjteményig és tovább, A Magyar Állami Földtani Intézet fúrási magminta-gyűjteményének kutatástörténeti jelentősége. — A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2010, pp.71-81.

KERCSMÁR ZS., FODOR L. & PÁLFALVI S. 2006: Középső-eocén szerkezetalakulás és medencefejlődés a Dunántúli Paleogén Medence ÉK-i részén (Vértes-hegység) / Middle Eocene tectonic control and basin evolution on the Northeastern part of the Transdanubian Paleogene Basin (Vértes Hills, Hungary) — In: WANEK F (szerk.) VIII. Bányászati–kohászati és földtani konferencia, Sepsiszentgyörgy, Románia, 2006.04.06–09.

KERCSMÁR ZS., PÁLFALVI S., FODOR L., LESS GY., BUDAI T. & KORDOS L. 2009: A Vértes hegység eocén képződményei. — konferencia kiadvány, EMT, XI. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Máramarossziget, 2009. április 2-5.

KISS J. 1951: A szabadbattyáni Szár-hegy földtani, ércgenetikai adatai. – Földtani Közlöny, 81, 264-274.

KISS J. 1954: A szabadbattyáni andezit és ércgenetikai jelentősége. – Földtani Közlöny, 84, 183-189.

KÓKAY J. 1988: Várpalota, Szabó-féle homokbánya. – Magyarország geológiai alapszelvényei, MÁFI, Budapest, 6 p.

KONDA J. & SZABÓ Z. 1987. Bakony, Úrkút, Csárda-hegy. Hierlatzi Mészkő Formáció, Úrkúti Mangánérc Formáció. – In: Magyarország geológiai alapszelvényei, Budapest, MÁFI, 5 old.

KONDA J. 1970: A Bakony hegységi jura időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. – MÁFI Évkönyv, 50: 161-260.

KONDA J. 1989: Magyarország geológiai alapszelvényei. Bakony. Isztimér (Bakonycsernye), Tűzkövesárok. Tűzkövesárki Mészkő Formáció. Magyar Állami Földtani Intézet, pp.1-7.

KORPÁS-HÓDI M. 1983: A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai mollusca faunájának paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata. – MÁFI Évkönyve, 66, 1–163.

KÓTHAY K., 2009: Alkáli bazaltos magma fejlődéstörténete szilikátolvadék-zárványok vizsgálata alapján, a balton-felvidéki Hegyestű és Haláp példáján. – Doktori értekezés, ELTE, 164 p.

KOVÁCS J., NEMES V., ŐRSI A. 1976: Bauxitbányászat Fejér megyében, 202p.

KOVÁCS S. 1993: Conodont biostratigraphy of the Anisian/Ladinian boundary interval of the Balaton Highland, Hungary and its significance in the definition of the boundary (Preliminary report). — Acta Geologica Hungarica 36 (1), 39–57.

KOVÁCS S., NICORA A., SZABÓ I. & BALINI M. 1990: Conodont biostratigraphy of Anisian/Ladinian boundary sections in the Balaton Upland (Hungary) and in the Southern Alps (Italy). — Courier Forsch.-Inst. Senckenberg. 118, 171–195.

KVACEK, Z., HABLY L. & SZAKMÁNY GY. 1994: Additions to the Pliocene flora of Gérce (Western Hungary) – Földtani Közlöny,124/1, 69–87

LEAKE, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. The Canadian Mineralogist. 16, p. 501-520.

LELKESNÉ FELVÁRI GY. 1978: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének kőzettani vizsgálata. – Geologica Hungarica, Ser. Geol., Tom. 18, 193-295.

MAGYAR I. 1988: Mollusc fauna and flora of the Pannonian quartz sandstone at Mindszentkálla, Hungary – Annales Univ. Sci. Bud. – Sect. Geol. 28: pp. 209–222.

MAGYAR I. 2005: Radiations of lacustrine cockles (Lymnocardiinae; Bivalvia) in the Paratethys – In: HUM, L., GULYÁS S., SÜMEGI P. (Eds): Environmental Historical Studies from the Late Tertiary and Quaternary of Hungary – Szeged: University of Szeged, 2005. 13–23.

MAGYAR I. 2009: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben őslénytani és szeizmikus rétegtani adatok alapján MTA Doktori Értekezés 132 p.

MAGYAR I., GEARY, D. H., LANTOS M., MÜLLER P. & SÜTŐ-SZENTAI M. 1999a: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits – Acta Geol. Hung. 42/1, 5–31.

MAGYAR I., GREARY, D. H. & MÜLLER P. 1999b: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe – Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 147, 151–167.

MAGYAR I., JUHÁSZ GY., SZUROMI-KORECZ A. & SÜTŐ-SZENTAI M. 2004: A pannóniai Tótkomlósi Mészmárga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya-pusztaföldvári-hátság környezetében. – Földtani Közlöny, 133, 521–540.

MAGYAR I., LANTOS M., UJSZASZI K. & KORDOS L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System – Geologica Carpathica 58/3, 277–290.

MARTIN U. & NÉMETH K., 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic volcanism in the Western Pannonian Basin. – Geologica Hungarica, Series Geologica, 26, 74-132.

MÁRTON E., BUDAI T., HAAS J., KOVÁCS S., SZABÓ I. & VÖRÖS A. 1997: Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Anisian-Ladinian boundary section Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). — Albertiana 20, 50–57.

MATTICK, R. E., PHILLIPS, R. L. & RUMPLER, J. 1988: Seismic stratigraphy and depositional framework of sedimentary rock sin the Pannonian basin in southeastern Hungary – In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH F. (Eds) 1988: The Pannonian Basin. A study in Basin Evolution. AAPG Memoir 45, 117–145.

MÁTYÁS J., BURNS, S. J., MÜLLER P. & MAGYAR I. 1996: What can stable isotopes say about salinity? An example from the Late Miocene Pannonian Lake – Palaios 11, 31–39.

MINDSZENTY A. & D'ARGENIO, B. 1994: Carbonate platform emergence and bauxite formation — AAPG Annual Convention, Abstracts, Denver, p. 127

MINDSZENTY A. 1999: Bauxitszedimentológia, kézirat, 172 p.

MINDSZENTY A., CSOMA A., TÖRÖK Á., HIPS K., HERTELENDI E., 2001: Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauxitszintek a Dunántúli-középhegységben. — Földtani Közlöny 131/1–2, 107–152

MINDSZENTY A., SZARKA A., ALMÁSI I., FODOR L., MONOSTORI M., KÁZMÉR M. 1994: Gánt környékének bauxitföldtani, őslénytani, szerkezeti jellemvonásai, kézirat — Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geológiai Tanszékcsoport p. 46.

MOJSISOVICS, E. 1882: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — Abhandlungen der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt 10, 1–322.

MOLNÁR F. 1996: Fluid inclusion characteristics of Variscan and Alpine metallogeny of the Velence Mts., W-Hungary. – In: POPOV, P. (ed.): Plate tectonic aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region,. Proceedings of the Annual Meeting, Sofia, 1996, UNESCO-IGCP Project No. 356. Vol. 2, pp. 29-44.

MOLNÁR F. 1997: Újabb adatok a Velencei-hegység molibdenitjének genetikájához: ásványtani és folyadékzárványvizsgálatok a Retezi-lejtakna ércesedésén. – Földtani Közlöny, 127/1-2, pp. 1-17.

MOLNÁR F. 2003: Characteristics of Variscan and Palaeogene fluid mobilization and ore forming processes in the Velence Mountains, Hungary: a comparative fluid inclusion study. – Acta Mineralogica-Petrographica Szeged 45/1. 55-63.

MOLNÁR F., TÖRÖK K., JONES P. 1995: Crystallization conditions of pegmattes from the Velence Mts., Western Hungary, on the basis of thermobarometric studies. – Acta Geologica Hungarica, 38/1, 57-80.

MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992: Continuous record of the evolution of lacustrine cardiid bivalves in the late Miocene Pannonian Lake – Acta Paleont. Polonica 36, 353–372.

MÜLLER P. & MAGYAR I. 1995: Designation of the base of the Pontian Stage in Pannonian basin – Romanian Journal of Stratigraphy 76, Supplement Nr. 7. pp. 83–84.

NÉMETH K. & MARTIN U., 1999: Small volume volcanoclastic flow deposits related to phreatomagmatic explosive eruptive centres near Szentbékkálla, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary: Pyroclastic flow or hydroclastic flow? – Földtani Közlöny, 129/3, 393-417.

NÉMETH, K., MARTIN, U. & HARANGI, SZ. 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). – Journal of Volcanology and Geothermal Research 111 (1-4), pp. 111-135.

PÁLFALVI S. 2007: A Vértes eocén üledékképződési környezeteinek rekonstrukciója mikrofáciesvizsgálatok alapján. — PhD értekezés, Kézirat, ELTE Őslénytani Tanszék, Budapest, 150 p.

PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.) 2007: Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben — Hantken Kiadó, Budapest, 260 p.

PÁLFY, J. 1986: Balaton-felvidéki középsõ-triász brachiopoda faunák vizsgálata. – Őslénytani Viták 33, 3–52.

PÁLFY, J., PARRISH, R. R., DAVID, K. & VÖRÖS, A. 2003: Mid-Triassic integrated U–Pb geochronology and ammonoid biochronology from the Balaton Highland (Hungary) – Journal of the Geological Society, London, 160: 271–284.

PALOTAI M. (szerk.) 2010: Geológiai kirándulások Magyarország közepén — Hantken Kiadó, Budapest, 224 p.

PALOTAI M., CSONTOS L., DÖVÉNYI P. ÉS GALÁCZ A. (2006): Az eperkés-hegyi felső-jura képződmények áthalmozott tömbjei. – Földtani Közlöny, 136/3, pp.325-246.

POCSAI T. & SASVÁRI Á. 2005. Úrkút, Csárda-hegyi Őskarszt Természetvédelmi Terület, Földtani bemutatóhely és tanösvény. Vezetőfüzet. –Pangea füzetek, 50 p.

POGÁCSÁS GY. 1984: Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian basin – Geophysical Transactions, 30/4, 373–410.

PRINZ GY. 1904: Az északkeleti Bakony idősb jurakorú rétegeinek faunája. – A Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve, 15, 1, pp.1-124.

ROTH L. 1871: A Felső-Őrs melletti Forráshegy lejtőjének geológiai átmetszete. — Földtani Közlöny, 1 (9), pp. 209–215.

RÖGL, F. & STEININGER, F. F. 1984: Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific seaways. Implications for the paleobiogeography of marine and terrestrial biotas. - In: Brenchley, P. (Ed): Fossils and Climate: 171–200, figs. 10.1-10.13. - (John Wiley & Sons Ltd.) Chichester

SACCHI, M., HORVÁTH F. & MAGYARI O. 1999: Role of unconformity bounded units in the stratigraphy of the continental cord; a case study from the late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary - In:

DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F., RANNE, M. (Eds): The Mediterranean basins; Tertiary extension within the Alpine Orogen - Geological Society, London, Special Publications, vol. 156, pp. 357–390.

SACCHI, M., HORVÁTH F., MAGYAR I. & MÜLLER P. 1997. Problems and progress in establishing a Late Neogene chronostratigraphy for the Central Paratethys – Neogene Newsletter, Padova 4, 37–46.

SACCHI, M., TONELLI, R., CSERNY T., DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., MAGYARI O., MCGEE, T.H. & MIRABILE, L. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary – Acta Geol. Hung. 41/1, 63–88.

SOLTI G. 1987: Az alginit (The alginite) – MÁFI, Budapest, 40 p.

STRAUSZ L. & SZALAI T. 1943: Várpalotai felső-mediterrán kagylók – MÁFI Évi Jelentés, beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól, 5/3, 112–153

STRAUSZ L. 1954: Várpalotai felső-mediterrán csigák – Geol. Hung ser. Pal. 25,1–150.

STÜRZENBAUM, J. 1875. Adatok a Bakony Ceratites Reitziszint faunájának ismeretéhez. – Földtani Közlöny, 5 (11-12): 253-262.

SZABÓ I., KOVÁCS S., LELKES GY. & ORAVECZ-SCHEFFER A. 1980: Stratigraphic investigation of a Pelsonian–Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). — Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 85 (3–4): 789–806.

SZENTGYÖGYI K. & JUHÁSZ GY. 1988: Sedimentological characteristics of the Neogene sequences in SW Transdanubia, Hungary. – Acta Geol. Hung., 31/3–4, 209–225.

SZILÁGYI E. 1971: A szabadbattyán–polgárdi mészkővonulat földtani szerkezeti viszonyai. – Egyetemi szakdolgozat. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtani Tanszék Adattára, Budapest.

SZIVES O., CSONTOS L., BUJTOR L & FŐZY I. 2007: Aptian–Campanian Ammonites of Hungary. — Geol. Hung. ser. Pal. 57, 188 p.

SZŐTS E. 1953: Magyarország eocén puhatestűi I. Gánt környéki eocén puhatestűek. — Geol. Hung. ser. Pal. 22, 1–270.

SZTANÓ O. 2010 Lake Pannon deposits around the Balaton, Hungary – Field Guide Department of Geology, Eötvös Loránd University, 36p.

SZTANÓ O., MAGYAR I. & HORVÁTH F. 2007: Changes of water depth in Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend – European Geosciences Union, General Assembly, Vienna, European Geophysical Research Abstracts 9:05425

SZTANÓ O. & MAGYAR I. 2007: Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits: Neogene of Central and South-Eastern Europe - 2nd International Workshop, Kapfenstein – Joannea Geol. und Paleont. 9, 105–108.

SZTANÓ O., MAGYAR I., MÜLLER P., KATONA L., BABINSZKI E. & MAGYARI Á. 2005: Sedimentary cycles near the coast of Lake Pannon , Late Miocene, Hungary – In: 12th RCMNS Congress: "Patterns and Processes in the Neogene of the Mediterranean region" Universität Wien, pp. 227–230.

SZTANÓ O., MAGYARI Á. & TÓTH P. 2010: Gilbert-típusú delta a pannóniai kállai kavics tapolca környéki előfordulásaiban – Földtani Közlöny 140/2, 167–181.

SZTANÓ O., SZAFIÁN P., BADA G. & HORVÁTH A. 2009: Aggradational to progradational sequences of the slope and sand delivery to basin center in the Makó Trough: integration of 3D seismic volumes and well-logs – Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Pécs-Abstracts, p. 20

TELEGDI ROTH K. 1934: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatalmezozoos fejlődéstörténetéhez. – Magyar Tudományos Akadémia, Mathematikai és Természettudományi Értesítő, 52, pp.205-252.

TÓTH P., SZAFIÁN P. & SZTANÓ O. 2010: Egy pannóniai korú Gilbert-delta felépítése „3D" földradar (GPR) szelvények alapján – Földtani Közlöny, 140/3, 235–250.

UHER, P., BROSKA, I. 1994: The Velence Mts granitic rocks: geochemistry, mineralogy and comparison to Variscan Western Carpathian granitoids. – Acta Geologica Hungarica, 37/1-2, 45-66.

UHRIN A., SZTANÓ O. & MAGYAR I. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében — Földtani Közlöny, 139/3, 273–282.

VENDL A. (1924-26): A Somlyó- és Szárhegy geológiája s egykori hévforrásai. – Hidrológiai Közlöny, 4-6, 37-44.

VÍGH G. 1984: Néhány bakonyi (titon) és gerecsei (titon-berriázi) lelőhely Ammonites-faunájának biosztratigráfiai vizsgálata. — MÁFI Évkönyv 67, 210 p.

VÖRÖS A. & DULAI, A. 2007. Jurassic brachiopods of the Transdanubian Range (Hungary): stratigraphical distribution and diversity changes. – Fragmenta Palaeontologica Hungarica, 24-25: 51-68.

VÖRÖS A. & GALÁCZ, A. 1998. Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). - Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 104, 1: 69-84.

VÖRÖS A. 1995. Extinctions and survivals in a Mediterranean Early Jurassic brachiopod fauna (Bakony Mts, Hungary). - GÉCZY Jubilee Volume, Hantkeniana 1: 145-154.

VÖRÖS A. 2007: Középső-triász Megyehegyi Dolomit, Felsőörsi Mészkő, Vászolyi és Buchensteini Formációk. – In PÁLFY J. & PAZONYI P. (Szerk.): Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben, 64-72.

VÖRÖS A., 1986. Brachiopod palaeoecology on a Tethyan Jurassic seamount (Pliensbachian, Bakony Mts., Hungary). Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 57: 241-271.

VÖRÖS A., 1991. Hierlatzkalk - a peculiar Austro-Hungarian Jurassic facies. In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds.), Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn. Wien, pp. 145-154.

VÖRÖS A., BUDAI T., HAAS J., KOVÁCS S., KOZUR H. & PÁLFY J. 2003: GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) proposal for the base of Ladinian (Triassic) – Albertiana, 28: 35-47.

VÖRÖS A., SZABÓ I., KOVÁCS S., DOSZTÁLY L. & BUDAI T. 1996: The Felsőörs section: a possible stratotype for the base of the Ladinian stage. — Albertiana 17, 25–40.

VÖRÖS, A. 1993: Redefinition of the Reitzi Zone at its type region (Balaton area, Hungary) as the basal zone of the Ladinian. — Acta Geologica Hungarica 36 (1), 15–38.

WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K., 2007. Ar-40/Ar-39 geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism int he Western Pannonian Basin, Hungary. – Journal of Volcanology and Geothermal Research, 164, 193-204.

Vezetőink:

Benkó Zsolt, Nyugat-Magyarországi Egyetem
Csillag Gábor, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet
Galácz András, ELTE Őslénytani Tanszék
Haas János, MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport
Harangi Szabolcs, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
Kercsmár Zsolt, Magyar Földtani és Geofizikai Intézet
Mindszenty Andrea, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék
Sági Tamás ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék
Vörös Attila, Magyar Természettudományi Múzeum

A kirándulásvezető nyomtatását támogatta: MOL Nyrt.

A kirándulásvezetőt szerkesztette: Győri Orsolya, Kovács-Lukoczki Georgina, Sági Tamás, Erőss Anita

Támogatóink:

Papp Simon Alapítvány

A hazai szénhidrogénföldtani okatatásért és kutatásért

KŐMÉRŐ

GEOMEGA

1735 UNIVERSITAS MISKOLCINENSIS

EÖTVÖS COLLEGIUM 1895 Szabadon szolgál a szellem

Hotel Kapitány wellness

SÜMEG VÁR

8330 SÜMEG • WWW.SUMEGVAR.HU

BALATON-FELVIDÉKI NEMZETI PARK

WWW.MAGGAM.HU

MAGGAM Oktatási, Szolgáltató és Kereskedelmi KFT

Bakony-Balaton Geopark